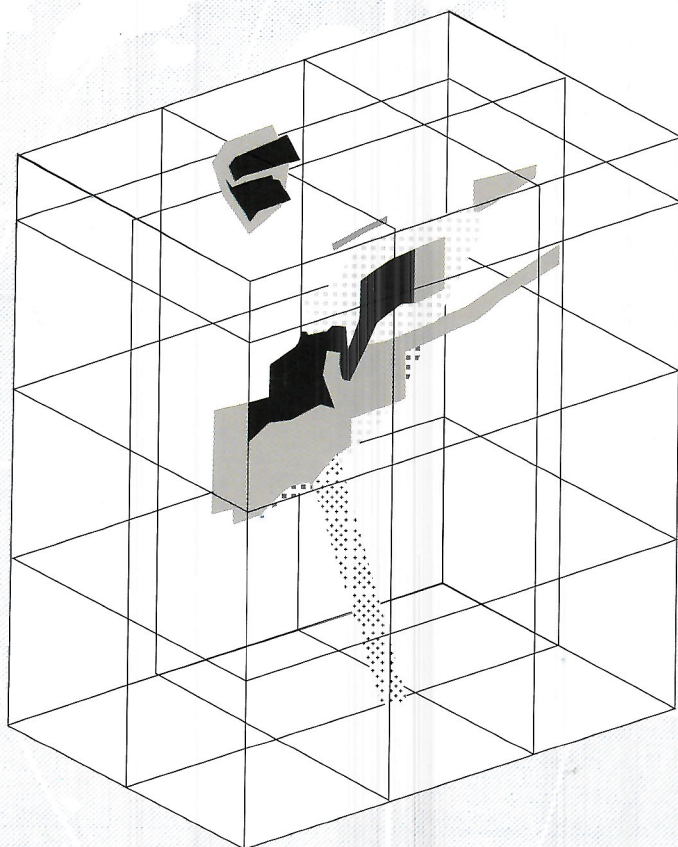


ISSN 0869-7175



Отечественная геология



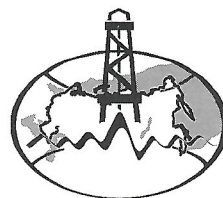
3/2005

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ДОМАНИКИТОВ

ГЛУБИННЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОИСКИ РУД

ГЕОХИМИЯ ДРЕВНИХ ФОСФОРИТОВ

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

3/2005

Учредители:
Министерство природных
ресурсов РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: *Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора),
В.А.Ерхов, *В.И.Казанский*, *А.А.Кременецкий*,
Г.А.Машковцев, *Н.В.Милетенко* (зам. главного
редактора), *А.Ю.Розанов*, *Г.В.Ручкин* (зам.
главного редактора), *А.К.Соколовский*,
В.И.Старостин

Редсовет: *Е.М.Аксенов*, *А.Н.Барышев*, *Э.К.Буренков*
(председатель редсовета), *В.С.Быкадоров*,
Г.С.Вартанян, *И.Ф.Глумов*, *В.И.Ваганов*,
А.И.Жамойда, *А.Н.Золотов*, *М.М.Константинов*,
Т.Н.Корень, *Л.И.Красный*, *Н.К.Курбанов*,
Н.В.Межеловский, *И.Ф.Мизгачев*, *Е.И.Семенов*,
В.С.Сурков, *Е.Г.Фаррахов*, *В.А.Ярмолюк*

МОСКВА

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Нургалеев Д.К., Журавлев Д.З.
Некоторые генетические аспекты формирования Ромашкинского нефтяного месторождения и его сателлитов ...

Пармузина Л.В.

Особенности строения, условия образования и нефтегазоносность доманикового горизонта Западно-Соплесского месторождения Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Немеров В.К., Спиридонов А.М., Развозжаева Э.А., Матиль Н.Л., Будяк А.Е., Станевич А.М.

Основные факторы онтогенеза месторождений благородных металлов сухоложского типа

Абрамов Б.Н.

Благородные металлы в рудных формациях Кодаро-Удоканской зоны

Кулаковский А.Л.

Сколовая структура ийолит-уртитовой дуги Хибин и некоторые аспекты генезиса апатитового оруденения

Шатров В.П.

Уровни бокситонакопления и прогноз бокситоносности девонских бассейнов восточного склона севера Урала ...

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Авдеевич М.М.

Роль геофизики при оценке рудного потенциала исследуемых территорий

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Ильин А.В., Киперман Ю.А., Поярель А.А.

Элементы-примеси в древних фосфоритах Азии

Феокистов Г.Д.

Особенности петрохимии трапповых формаций древних платформ

Салихов Д.Н., Захаров О.А.

Составы базальтов максютовского комплекса Уралтау и Кракинской структуры Зилаирской мегазоны на Южном Урале

Андреев Г.В.

Щелочные породы участка Цахирин (Западная Монголия) и сопровождающая их редкометалльно-редкоземельная минерализация

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ

Новиков Д.А.

Геохимия подземных вод апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса Надым-Тазовского междуречья

ДИСКУССИИ

Голенев В.Б.

О погрешностях опробования месторождения золота Федоровское-1

Коньшиев В.О.

О граничных условиях определения золота методом предварительного извлечения

Редакция: Р.В.Добровольская, Н.С.Рябова
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 09.06.2005. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129«б».
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Отпечатано ООО «Русская полиграфическая группа»

Некоторые генетические аспекты формирования Ромашкинского нефтяного месторождения и его сателлитов

Р.П.ГОТТИХ (ВНИИГеосистем), Б.И.ПИСОЦКИЙ (Институт проблем нефти и газа РАН), Д.К.НУРГАЛИЕВ (Казанский государственный университет), Д.З.ЖУРАВЛЕВ (ИМГРЭ)

Новейшие данные по глубинному строению коры и мантии различных регионов, основанные на сейсмотомографии, методе общей геологической точки (МОГТ) и современной обработке многоволновых сейсмических исследований, значительные успехи в изучении геодинамических и флюидодинамических процессов, использование материалов из других областей знаний привели к заложению концепции полигенного нафтидогенеза. В ее основе лежат представления о взаимодействии эндогенных восстановленных систем C-O-H-N-S с органическим веществом осадочных отложений, которое, с одной стороны, буферизует (наряду с графитом архейско-нижнепротерозойских метаморфических комплексов) флюиды по углероду, с другой, является источником биогенных компонентов в нефти.

Разработка подобной модели требует определения как качественных критериев глубинности флюидов, так и количественной оценки соотношения абиогенной и биогенной составляющих в процессах нефтеобразования.

В данной статье на примере Ромашкинского гигантского месторождения и его сателлитов сделана попытка решения первой части этой задачи. Месторождение расположено на востоке Восточно-Европейской платформы и приурочено к вершине Южно-Татарского свода, представляющего собой приподнятый блок фундамента, простирающийся в северо-западном направлении на 350 км, при ширине 150—250 км [10].

Контуры нефтяных месторождений расположены в пределах гранулит-гнейсовых блоков, для которых характерен широкий спектр пород архейского и нижнепротерозойского возрастов, относящихся преимущественно к гранулитовому и, в меньшей степени, амфиболитовому метаморфическому парагенезисам [5]. Породы разнообразны по составу и представлены основными кристаллосланцами, габброидами, энтербитоидами, биотит-пироксеновыми гнейсами, чарнокитоидами, биотит-гранат-гиперстеновыми гнейсами, пироксен-магнетитовыми кварцитами, пироксеновыми плагиогранитами и др. Палингенное гранитообразование в конце архейского тектоно-магматического цикла приводило к формированию гранитных массивов с последующим спорадическим внедрением ультрабазитов и вулканогенных андезитобазальтовых серий. Площадная мигматизация раннего протерозоя выразилась в развитии локального диафтореза, калиевого метасоматоза и кислотном выщелачивании в приразломных зонах повышенной проницаемости. Заложение рифейских авлакогенов сопровождалось основным магматизмом, имевшим пульсационный характер проявления. Во многих участках происходило тектоническое скучивание разновозрастных стратиграфических подразделений, развивались чешуйчатонадвиговые структуры большой амплитуды, трансформированные в разломно-блоковые движения вертикального характера. Среди разломов, выделенных в пределах рас-

сматриваемой территории, преобладают субмеридиональные, широтные и диагональные, связанные с процессами в кристаллическом основании на среднепалеозойском этапе развития и трассируемые по дайкам габбро-диабазов, следам вулканической деятельности в отложениях среднего девона, а также по повышенной трещиноватости пород всего чехла.

Осадочный геологический разрез представлен терригенно-карбонатными породами девонской, каменноугольной и пермской систем. Мощность чехла изменяется от 1,6 км в наиболее приподнятых участках Южно-Татарского свода до 6 км и более в окружающих его Верхнекамской впадине, Казанско-Кижемском и Серноводско-Абдулинском прогибах. Общая мощность терригенной части девона порядка 200 м, верхняя часть разреза выполнена пачкой карбонатных пород 450—500 м. Каменноугольная система представлена тремя отделами общей мощностью до 820 м и глубиной залегания 450—1280 м. Более 80% отложений — карбонатные породы и только тульский, бобриковский, елхово-радаевский горизонты нижнего карбона и верейский — среднего выполнены терригенными разностями. Пермская система включает два отдела: нижний (ассельский — кунгурский ярусы) — известняки, ангидриты; и верхний — песчано-глинистые породы с прослоями карбонатов общей мощностью до 460 м.

Месторождение размером 65×75 км по внешнему контуру, с начальными геологическими запасами, превышающими 4 млрд. т. н.э. (84% из которых сконцентрировано в нижней части осадочного чехла), — многопластовое, в котором основная промышленная нефтеносность связана с терригенными толщами нижнефранского яруса (высота залежи ≈ 50 м) и незначительная — с песчано-алевритовыми породами нижнего и среднего карбона. Скопления тяжелой нефти приурочены главным образом к терригенным коллекторам каменноугольных отложений, а также к известнякам, доломитам и песчаникам сакмарского, уфимского и казанского ярусов в интервале глубин 0—380 м, охватывая в тектоническом плане область сочленения Мелекесской впадины и западного борта Южно-Татарского свода. Общие геологические запасы и ресурсы природных битумов и тяжелых нефтей в пермских отложениях по разным источникам варьируют от 1,2 до 14 млрд. т.

Западный склон Южно-Татарского свода в отличие от северного, северо-восточного и восточного сильно расчленен как и примыкающий восточный борт Мелекесской впадины на серию структурных зон II порядка, осложненных локальными поднятиями III порядка. Разломы различного ранга хорошо отражаются в современном рельефе, а в отложениях осадочного чехла они выражены флексуно-разрывными зонами или структурными террасами, являясь границами, по которым резко изменяются фации и мощности отложений осадочного чехла [11].

Наличие столь гигантских запасов углеводородов требует приемлемого объяснения. Исходя из традиционных представлений основными нефтегенерирующими комплексами в пределах изучаемой территории являются доманикоидные отложения семилукского горизонта мощностью 30—50 м, представленные карбонатными и глинисто-карбонатными кремнистыми (до 10—15%) породами с содержанием органического углерода 3—5%, но, во-первых, каким образом могла происходить эмиграция микро нефти, если она образуется из в высшей степени литологически неоднородных пород? Во-вторых, почему основные скопления нефти сосредоточены ниже семилукского горизонта практически на кристаллическом фундаменте при невозможности латеральной миграции углеводородов из примыкающих к своду прогибов, в связи с широким развитием разрывных нарушений в геологическом разрезе? В-третьих, почему в сопредельных Ульяновской и Куйбышевской областях, Удмуртии, западной части Татарстана при сходных геологических условиях и больших мощностях осадочных отложений отсутствуют крупные скопления углеводородов?

В основу решения вопросов генезиса и условий формирования гигантских скоплений положен анализ данных по микроэлементному составу нефтей, изотопной геохимии тяжелых элементов, а также результаты переработки гравимангнитных материалов по профилю «Гранит», пересекающему рассматриваемую территорию с юго-запада на северо-восток.

Изучались нефти из девонских отложений Южно-Татарского свода, каменноугольных — его западного склона, экстракты из нефтенасыщенных пород пермского возраста зоны сочленения данного свода и Мелекесской впадины, а также битумоиды, выделенные из доманиковых глинисто-карбонатных пород семилукского горизонта верхнего девона, органическое вещество которого представлено коккоидными и нитчатыми бактериальными матами. В качестве фонового проанализирован верхнедевонский известняк с низким содержанием органического вещества.

Для геохимических исследований были отобраны и изучены 85 проб нефтей, из практически всех площадей и продуктивных интервалов геологического разреза, 26 экстрактов битумонасыщенных пород уфимского и казанского ярусов западного склона Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины. Изотопные данные получены для 5 проб нефтей из девонских коллекторов, 3 — из каменноугольных и 3 — из пермских, а также 2 проб битумоидов из глинисто-карбонатных отложений доманикового горизонта верхнего девона.

Микроэлементный состав определялся преимущественно методом инструментальной нейтронной активации, для чего после предварительной очистки из нефти выделялись и анализировались асфальтены, являющиеся основными концентраторами микроэлементов, уровень обогащения которых, по сравнению с другими фракциями, достигает иногда 1—2 порядков. Редкоземельные элементы, рубидий и стронций выделялись методом элюэнтной хроматографии после полного разложения нефти последовательной обработкой хлорной и азотной кислотами. Изотопный анализ Rb, Nd и Sr проводился на масс-спектрометре МИ-1320, Nd — на многоколлекторном приборе «Finnigan MAT-262». Содержания элементов измеряли методом изотопного разбавления. Относительно стандартов Eimed and Amend (0,70800) и La Jolla (0,511841) даны соответственно $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Общим для всех исследованных нефтей является их обогащение по сравнению с верхнекоровыми образованиями рядом элементов, к числу которых относятся Ni, Ag, Mo, Au, Zn, Sb, Se, Te, Hg, Re. Причем в некоторых случаях концентрации перечисленных элементов достигают достаточно высоких значений.

Сравнительный анализ проб из девонских, каменноугольных и пермских коллекторов показал, что наиболее насыщены микроэлементами нефти пермских (Cr, Co, Ni, Se, Mo, Th, U, REE), что существенно отличает их от ниже локализованных с геохимическими характеристиками довольно близкими между собой. Нефти девонских коллекторов разделены на две группы, что обусловлено главным образом различным типом спектров REE (табл. 1).

Ранее для нефтей ряда нефтегазоносных провинций и, в частности, для Волго-Уральской, было установлено, что хондритнормализованные спектры распределения редкоземельных элементов в них характеризуются положительной европиевой аномалией [1]. Накопление новых данных подтвердило данную закономерность, что особенно четко проявляется для нефтей из верхних горизонтов геологического разреза, в которых $(\text{Eu}/\text{Sm})_N$ составляет 1,83 и 1,64. В то же время в протяженных терригенных пластах нижней части осадочного чехла выделяются нефти, отличающихся как по знаку европиевой аномалии, так и степени дифференцированности лантаноидов. Если для первой группы $(\text{Eu}/\text{Sm})_N$, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ и $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ составляют 1,22; 5,34 и 4,7, то для второй — эти значения равны 0,996; 12,1 и 7,8, соответственно. Следует обратить внимание и на тот факт, что нефти первой группы характеризуются повышенными концентрациями и всех других микроэлементов за исключением Sb и Hg, накопление которых носит обратный характер. Появление отличных по геохимическим характеристикам нефтей в отложениях девона объясняется, по-видимому, как особенностями распределения элементов по групповому составу, так и условиями образования асфальтенов. Изучение накопления металлов в ряду масла—смолы бензольные—смолы спиртобензольные—асфальтены показало, что основная масса микроэлементов накапливается в асфальтенах. Несколько иной характер носит распределение Se, Au, Ag, Sb и Hg (табл. 2).

Если селен относительно равномерно распределен по фракциям, то золото и серебро концентрируются в спиртобензольных смолах и асфальтенах, сурьма — в спиртобензольных смолах, а ртуть — в маслах и бензольных смолах. Только в легких фракциях нефти присутствует мышьяк, в связи с чем он редко определяется инструментальным нейтронно-активационным анализом (ИНАА), «теряясь» при пробоподготовке. Отличительные особенности в распределении элементов объясняются, прежде всего, свойствами и структурой комплексов, которые они образуют с углеродом. Рассмотрим это на примере ртути. Среди металлоорганических комплексов, имеющих связь Me—C, ртутьорганические относятся к наиболее устойчивым, уступая только соединениям мышьяка и пентавалентной сурьмы [10]. Ртуть комбинируется с самыми различными органическими молекулами и «уживается» практически с любыми функциональными группами, входящими в структуру связанных с ней радикалов, отличаясь инертностью к окислителям. Несмотря на существование трех основных типов ртутьорганических соединений — полные симметричные $R_2\text{Hg}$, несимметричные $R\text{HgR}^1$ и смешанные $R\text{HgX}$ (где R — органический радикал, X — галоид) —

большое разнообразие достигается за счет разнохарактерности радикалов. Остаток R может принадлежать предельному $(CH_3)_2Hg$, $(C_2H_5)_2Hg...$, непредельному $(CH=C)_2Hg...$ рядам, классам алициклических, ароматических, разнооб-

разнейших гетероциклических соединений и иметь в составе почти любые группировки атомов.

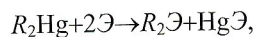
Ртуть в металлоорганических соединениях вообще склонна к комплексообразованию. В случае присутствия в систе-

1. Содержание некоторых микроэлементов в асфальтенах нефти и битумоидах пород

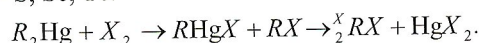
Микроэлементы (ppb)	Вещество; возраст отложений				
	Асфальтены				Битумоиды
	D	D	C	P	P
Sc	8,5(26)	3,7(39)	<u>6,6(17)</u> 33—48	347(10)	12,7(26)
Cr	<u>1615(26)</u> 3000—3200	1625(39)	<u>2970(18)</u> 49700	9120(10)	670(26)
Co	750(26)	700(39)	<u>373(18)</u> 950	1290(10)	111(26)
Ni	311000(23)	333000(37)	356000(16)	408000(10)	44000(26)
As	<u>369(9)</u> 1120—1500	<u>230(25)</u> 840	<u>109(14)</u> 6545	300(10)	12,3(26)
Se	<u>188(26)</u> 2200—2500	<u>100(38)</u> 800	585(16)	500(10)	177(26)
Mo	<u>1900(25)</u> 14400—39800	<u>913(38)</u> 4700	<u>19040(15)</u> 37800—44500	13880(10)	1780(26)
Ag	<u>126(19)</u> 520—570	<u>80(36)</u> 270—290	<u>90(17)</u> 650—995	52(9)	22,6(25)
Sb	<u>65(20)</u> 240—260	<u>116(37)</u> 1290—1890	<u>38(17)</u> 300—490	3(10)	45(25)
Te	1120	100—200	<u>165(13)</u> 590—700	110(10)	108(26)
Au	<u>14(21)</u> 45—54	<u>10(35)</u> 45—50	<u>12(15)</u> 68—170	34(10)	4,5(26)
Hg	<u>260(17)</u> 8050—8860	<u>458(27)</u> 4210—4510	<u>263(18)</u> 690	127(10)	10600(24)
Re	<u>59(22)</u> 70—100	44(39)	<u>84(17)</u> 147—152	115(10)	21(26)
Th	<u>14,5(20)</u> 83	<u>9,9(33)</u> 36—80	<u>7,8(9)</u> 37	150(9)	7,9(26)
U	<u>75(10)</u> 410—770	49(33)	<u>35(16)</u> 130—207	430(10)	48,4(26)
La	78,6(18)	134(35)	94(14)	497(9)	37,7(24)
Yb	8,4(16)	9,2(35)	7,5(14)	47(9)	7,52(25)
ΣTR	480	560	410	2440	411(26)
$(La/Yb)_N$	5,34(17)	12,1(35)	8,84(14)	—	3,68
$(Ce/Yb)_N$	4,7	7,8	5,01	—	3,98
$(Eu/Sm)_N$	1,22(17)	0,996(35)	1,83(15)	—	1,64(26)

Примечание. В числителе — средние значения (число проб); в знаменателе — максимальные значения; ΣTR — (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu); $(La/Yb)_N$ — нормировано по [14].

мах S, Se, Te и галоидов, что имеет место в нефти, ртуть связывается с ними, образуя сложные соединения типа:



где $\mathcal{E}$ — S, Se, Te.



2. Содержание халькофильных элементов в отдельных фракциях нефти (ppm)

Элементы	Смолы		Асфальтены
	Бензольные	Спиртобен- зольные	
Бухарская (скв. 736 D)			
Se	0,36	0,28	0,21
Au	0,0049	0,0323	0,017
Ag	0,04	1,25	0,06
Sb	0,05	0,09	0,05
Hg	2,03	4,56	0,4
Бастрыкская (скв. 1616 D)			
Se	0,6	0,4	0,22
Au	0,0051	0,0165	0,024
Ag	0,11	0,51	0,06
Sb	0,03	0,063	0,33
Hg	13,93	3,79	0,33
Абдрахмановская (скв. 23541 D)			
Se	0,5	0,06	0,09
Au	0,00044	0,0265	0,0285
Ag	0,14	2,01	0,06
Sb	0,01	0,07	0,04
Hg	0,53	2,47	0,053
Бухарская (скв. 3514 C)			
Se	0,06	0,52	0,48
Au	0,0044	0,0082	0,008
Ag	0,02	0,69	0,08
Sb	0,01	0,23	0,15
Hg	11,27	12,5	0,46
Аксубаево-Мокишинская (скв. 466 ^a C)			
Se	0,65	0,58	2,3
Au	0,0009	0,0141	0,019
Ag	0,02	1,15	0,046
Sb	0,01	0,6	0,31
Hg	0,255	12,36	0,255

Таким образом, из приведенных сведений следует, что накопление ртути в нефтях обусловлено легкостью ее комплексообразования с органическими лигандами, их устойчивостью, низкой реакционной способностью и возможностью образования как алкильных, арильных соединений, так и разнообразных гетероциклических, а также соединений типа аддуктов. В связи с этим она может накапливаться как в метанонафthenовых фракциях нефти, так и в смолах и асфальтенах.

Следовательно, свойствами металлоорганических соединений определяется и распределение микроэлементов по фракциям нефти, приводя к накоплению достаточно «легких» устойчивых элементоорганических комплексов в метанонафthenовых и ароматических фракциях, смолах, а асфальтенах — крупных молекул, составляющих соединения с ароматическими и гетероциклическими лигандами. Анализ данных по распределению лантаноидов во фракциях нефтей, выполненных с использованием ICP MS, свидетельствует о том, что по сравнению с асфальтенами в спиртобензольных смолах содержание всех элементов уменьшается на порядок, а в бензольных по сравнению со спиртобензольными концентрация La, Ce, Pr, Nd падает в 3 раза; Sm, Eu, Gd, Tb, Dy — в 2, а тяжелые находятся на низком близком уровне накопления. В маслах же фиксируются только La, Ce, Pr, Nd и Sm, реже Eu, причем их содержание в ароматических соединениях выше, чем в метанонафthenовых. Отмеченные особенности отражают, как представляется, эволюцию флюидов уже в самой залежи и объясняют наличие в нефти из девонских отложений двух типов асфальтенов, различающихся происхождением. Одни из них (I) представляют «первичные» асфальтены, образовавшиеся в исходной восстановленной системе, другие (II) — вторичные, синтез которых происходил в пласте за счет относительно легких компонентов с пониженными содержаниями микроэлементов. Данный процесс приводит к общему обеднению нефти микроэлементами (за исключением Sb, Hg, а в некоторых случаях As и Se) и дифференциации во флюидах REE — увеличению отрицательного угла наклона в хондритнормализованных спектрах за счет преимущественного накопления в низкотемпературных (подвижных) фракциях LREE по сравнению с HREE и закономерным снижением (Eu/Sm)_N. Последующие преобразования нефтей в коллекторах за счет процессов бактериальной деятельности, окисления соединениями металлов переменной валентности, подтока легких углеводородов и т.п. полностью изменяют их физико-химический состав.

Хотелось бы обратить внимание и на «всплески» в уровне накопления отдельных микроэлементов в нефтях по сравнению со средними величинами, достигающими иногда целого порядка (см. табл. 1), что хорошо согласуется с близостью отобранных проб к зонам тектонических нарушений в кристаллическом фундаменте или областям развития трещиноватости в осадочном чехле.

Таким образом, нефти рассматриваемого региона представляют собой системы, характеризующиеся накоплением микроэлементов различных геохимических групп, содержание некоторых из них при этом превышает кларк для гранитоидных кристаллических оснований и положительной европиевой аномалией в хондритнормализованных спектрах распределения редкоземельных элементов, что существенно отличает их от верхнекорковых породных комплексов, морских и океанических вод, а также органического вещества биогенной природы.

3. Изотопные отношения Rb и Sr в асфальтенах и битумоидах

Площадь; скважина; возраст отложений	Содержание, ppm		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$, изме- ренные	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(365)}$, рас- считанные на 365 млн.лет
	Sr	Rb			
Известняк					
Ново-Елховская; 8113, D	385	1,590	0,0120±1	0,70833±6	0,70827
Асфальтены битумоидов из органических веществ доманика					
Миннибаевская; 20355, D	12,0	2,390	0,578±1	0,709764±13	0,70676
Бухарская; 772, D	3,77	0,8080	0,621±1	0,711593±14	0,70859
Асфальтены нефти					
Холмовская; 17167, D	2,94	0,0145	0,0142±4	0,710417±14	0,71034
Северо-Альметьевская; 88, D	35,2	0,1330	0,01090±4	0,709696±14	0,70964
Миннибаевская; 20148, D	3,36	0,0211	0,0182±3	0,710789±13	0,71076
Зеленогорская; 29206 D	1,80	0,0116	0,0038±3	0,710276±19	0,71026
Вишнево-Полянская; 8051, C	9,49	0,0285	0,00870±6	0,708595±13	0,70855
Бурейкинская; 640, C	2,55	0,0231	0,0262±4	0,708623±12	0,70849
Архангельская; 4124, C	2,24	0,0231	0,0299±4	0,708620±12	0,70847
Иштеринская; 591, P	9,24	0,3670	0,1149±6	0,708125±10	0,70753
Покровская; 7220, P	10,90	0,7932	0,2107±11	0,708682±13	0,70759
Ашальчинская; 634, P	7,43	0,2278	0,0887±9	0,707967±10	0,70751

Возможность генетической связи нефтей с органическим веществом доманиковых образований рассмотрена с использованием соотношений в них радиогенных изотопов.

Изотопный состав стронция морских вод верхнего девона составлял 0,7082—0,7083 [13]; в известняках, залегающих выше семилукского горизонта, оно равно 0,70827 (табл. 3). Органическое вещество пород и, соответственно, как полагают, производная от него и выносимая с водой микронепть, концентрирующаяся в скоплениях, должна наследовать изотопные метки источника, т.е. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в нефти могут быть равны морским или превышать их за счет перераспределения рубидия между пелитовой составляющей осадков и органическим веществом в раннем диагенезе, что и отмечается на примере экстракта из доманикитов Бухарской площади. Низкие начальные отношения стронция в битумоидах из пород Миннибаевской площади определяются с участием эндогенных эманаций в формировании отложений подобного типа (метаморфические углеродистые формации).

По изотопному составу стронция исследованные нефти из разновозрастных отложений отличаются как от органических веществ, так и между собой, образуя три достаточно изолированные группы (см. табл. 3, рис. 1). По сравнению с данными, полученными для битумоидов из биогенного вещества, в нефтях из отложений девона и карбона линии эволюции изотопного состава стронция параллельны оси времени, несмотря на разницу в Rb/Sr (0,0299—0,0038), что свидетельствует об относительно

молодом возрасте заполнения коллекторов. Вместе с тем, низкие начальные отношения изотопов стронция в высоковязких нефтях из пермских породных комплексов, а также небольшой положительный наклон линий его эволюции, говорят о более раннем времени их формирования по

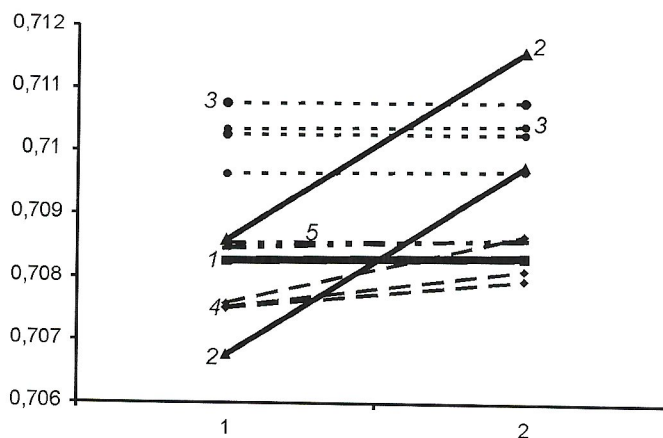


Рис. 1. Линии эволюции изотопного состава стронция воды, органических веществ и нефтей от верхнего девона по настоящее время:

1 — рассчитанные на 365 млн.лет, 2 — измеренные; 1 — известняк; 2 — битумоиды органических веществ; нефти отложений: 3 — девона; 4 — карбона; 5 — перми

4. Изотопные отношения неодима в породах, битумоидах и асфальтенах нефти

Площадь; скважина, возраст отложений	Содержание, ppm		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}^0 (\varepsilon_{\text{Nd}}^T)$
	Nd	Sm			
Глинисто-карбонатная углеродсодержащая					
Березовская; 13481, D	24,100	4,900	0,1230	0,512210±10	−8,3(−4,9)
Асфальтены битумоидов из органических веществ					
Бухарская; 772, D	0,471	0,0860		0,512212±10	−8,3(≈−5)
Миннибаевская; 20355, D	2,302	0,1530		0,512681±10	0,84(≈4)
Асфальтены нефти					
Нурлатская; 8131, D	0,020	0,0028	0,0833	0,511998±10	−12,48
Зеленогорская; 29206, D	0,044	0,0098		0,512017±10	−12,11
Абдрахмановская; 18955, D	0,063	0,0091	0,0869	0,511983±10	−12,78
Бурейкинская; 640, C	0,020	0,0011		0,512146±12	−9,60
Вишнево-Полянская; 8051, C	0,014	0,0031		0,512131±20	−9,90
Иштеринская; 591, P	0,037	0,0550		0,512407±17	−4,51
Студено-Кадыровская; 6640, P	1,172	0,2440	0,1258	0,512389±10	−4,86

сравнению с залежами в пашийско-кыновском и тульско-бобриковском горизонтах.

Таким образом, изотопный состав стронция нефтей не соответствует составу морских вод и планктоногенного органического вещества, т.е. источник, по крайней мере, части вещества в углеводородных скоплениях «лежит» вне поля развития осадочного чехла.

В отличие от стронция, содержание редкоземельных элементов в морских водах ничтожно мало. Они поступают в бассейны седиментации с континентов в виде взвеси, отражая состав пород областей сноса при времени пребывания в океанах порядка 300 лет, в связи с чем данные элементы могут быть наследованы нефтями только из органического вещества, сохраняя при этом соответствующие концентрации и соотношения между изотопами в Sm-Nd-системе изучаемых объектов.

Начальная величина в породе из семилукского горизонта $\varepsilon_{\text{Nd}}^0 = (I_{\text{Nd изм.}} / I_{\text{Nd chur}} - 1) \cdot 10^4$ составила 4,9, в битумоидах из сингенетического органического вещества Бухарской площади близка к породным, а в пределах Миннибаевской площади отмечается явное присутствие глубинной составляющей (табл. 4).

В связи с тем, что линии эволюции изотопного состава стронция в нефтях параллельны оси времени, т.е. углеводороды в залежах — относительно молодые системы, мы также не вправе рассматривать соотношения между изотопами неодима применительно к отдаленному прошлому. Исходя из этого, можно сделать вывод о том, что и источники REE в нефтях изучаемого региона отличаются между собой, причем наиболее деплетированный из них относится к флюидам, ответственным за формирование высоковязких нефтей, локализованных в отложениях перми.

Таким образом, полученные материалы, по нашему мнению, позволяют сделать два принципиальных вывода: 1) в нефтях рассматриваемого региона присутствует эндогенная составляющая; 2) залежи в разновозрастных отложениях формировались с некоторым разрывом во времени при участии восстановленных нефтеобразующих глубинных систем* геохимически неоднородного источника.

С целью реконструкции особенностей глубинного строения земной коры в пределах изучаемого региона был проведен анализ аномального гравитационного и магнитного полей масштаба 1:200 000. Инверсия гравимагнитных данных проводилась по методу взвешивания-разложения в 3D варианте [12]. Для получения содержательного решения по поиску параметров точечных источников может быть заимствован принцип эквивалентного перераспределения масс, сформулированный еще в 70-е годы прошлого века В.Н.Страховым. В настоящей работе использовалась изотропная развертка с учетом соседних «масс», что способствовало выделению наиболее вероятных элементов залегающих аномальных объектов.

Необходимо отметить, что в данном случае аномальная плотность среды — достаточно условная величина за счет ввода различных поправок и может быть использована только для качественной оценки характера изменения плотности в разрезе. При интерпретации результатов об-

* Изначально многокомпонентные высокоэнтропийные восстановленные флюиды, описываемые в рамках системы C-H-O-N-S в верхних горизонтах коры за счет поликонденсационно-полимеризационных процессов на природных катализаторах и взаимодействуя с веществом биогенного происхождения способны приводить к формированию углеводородных скоплений.

ращения аномального магнитного поля также имеются свои особенности, изложенные в работе [12].

Разрезы кажущейся плотности и намагниченности пород до глубин 50—60 км по профилю, пересекающему Ромашкинское месторождение с юго-запада на северо-восток, представлены на рис. 2. В разрезе кажущихся плотностей (см. рис. 2, А) снизу вверх выделяется несколько областей и слоев. От глубины 40—50 км (поверхности Мохоровичича под древними платформами) до уровня 18—25 км отмечаются две разноранговые области повышенной плотности пород, причем, наиболее интенсивная из них распадается в верхней коре на серию источников, которые могут представлять собой как отражение ниже-среднекоровой аномалии, так и блоковое строение данного слоя, обусловленное изме-

нением состава пород. Эти объекты были выделены по зонам градиентов и линейным зонам с постоянными кажущимися плотностями (граница осадочного чехла и кристаллического фундамента не анализировалась). Кроме того, на глубинах 10—25 км наблюдаются горизонтальные зоны пониженной плотности (трещиноватости?). Большинство границ выделенных в этой части разреза. Разрешающая способность гравиразведки на таких глубинах позволяет выделять только крупные объекты, линейные размеры которых более 15 км. Аналогичные зоны также разделяют верхнекоровые блоки. Большинство границ выделенных в данной части разреза — субвертикальные и представляют собой границы между крупными блоками земной коры с линейными размерами от 3 до 12 км.

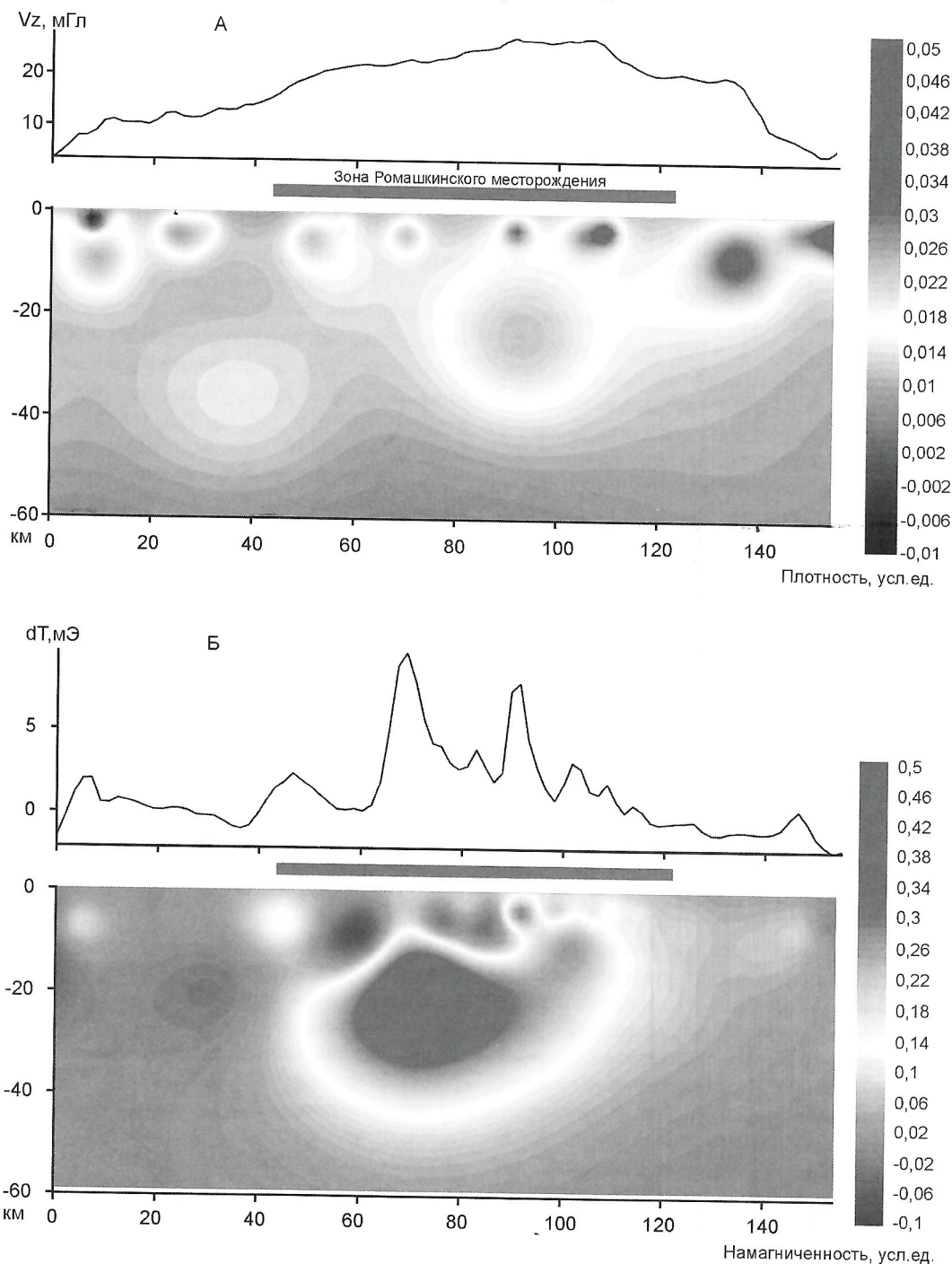


Рис. 2. Распределение гравитационных (А) и магнитных (Б) аномалий в консолидированной земной коре под Ромашкинским нефтяным месторождением-гигантом

По магнитному разрезу земной коры под Ромашкинским месторождением также были выделены области, разнородные по свойствам, и границы, разделяющие их (см. рис. 2, Б). Обширная область намагнитченных пород в центральной части представленного профиля прослеживается с глубин порядка 40—45 км и, судя по всему, отражает изменения в составе веществ. В средней и особенно в верхней коре отмечаются цепочки сильно магнитных объектов, обусловленных, по-видимому, присутствием в кристаллических комплексах пирротина. В западной части профиля выделена область распространения *немагнитных* пород, как бы надвинутых на блок сильномагнитных. По представленным разрезам можно констатировать, что земная кора имеет сложное строение, которое не может быть обобщено в виде субгоризонтально-слоистой модели.

Согласуются ли выделенные аномалии (и как) с геохимическими характеристиками нефтей и процессами, имевшими место в архейско-нижнепротерозойских породных комплексах фундамента? Использование масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP MS) позволило наряду с Cu, Cr и Ni определить в смолисто-асфальтовых компонентах нефти спектр металлов платиновой группы. Средние содержания платиноидов в шести пробах из девонских и каменноугольных отложений составили (в мг/т): Ru — 1,05; Rh — 1,20; Ir — 6,44; Pt — 0,49; Pd — 2,34. Приведенные данные показывают преобладание Pd над Pt, а геохимический тип нефти Ромашкинского месторождения определяется соотношениями между Ru, Ir и Rh и относится к иридиевому. Рассмотренные металлы несмотря на их низкую распространенность в определенной степени отображают и геохимико-металлогеническую особенность платформенных гипербазитов, характеризующихся сходной медно-никелевой палладиеновой специализацией [7]. Решение проблемы их взаимоотношений возможно лишь на основе петрологического анализа формирования прогибов континентальной коры, с которыми связаны как нефтяные месторождения, так и проявления основного—ультраосновного магматизма. Вместе с тем, как следует из работы [7], главная особенность образования депрессий континентальной коры обусловлена сопряженностью погружения осадков, заполняющих прогибы, со встречным воздыманием мантийного субстрата, связанным с развитием глубинного магматизма, создающего внедрение мантийных магм в основание коры с одновременным выщелачиванием ее гранитного слоя трансмагматическими флюидами, восходящими из гипербазитовых магм. Исходя из сказанного, характер распределения магнитных и гравитационных полей в коре под Ромашкинским месторождением находит свое логическое объяснение. Внедрение и расслоение мафит-ультрамафитовых расплавов, о чем свидетельствуют дайки диабазов и вулканогенный материал в отложениях среднего девона, с дальнейшей декомпрессией очагов плавления способствовало, надо полагать, формированию доманикоидных отложений, что наглядно подтверждают данные по изотопии Sr и Nd в битумоидах из пород Миннибаевской площади (см. табл. 3, 4). Вместе с тем, анализ эволюции магматизма в пределах платформ фиксирует смену его режимов с развитием в депрессиях щелочного уклона, связанного с затрудняющейся дегазацией магматических очагов [6]. Последующая эволюция областей частичного плавления субстрата, по нашему мнению, приводит к зарождению и выводу в верхние горизонты земной коры нефтеобразующих флюи-

дов, взаимодействие которых с окружающими породами приводит к формированию скоплений нефти.

Представленная модель формирования месторождений определяет и геохимическую специфику нефти, в смолисто-асфальтовых компонентах которой накапливаются металлы гипербазитового профиля, в сочетании с элементами, свойственными щелочным породам (лантаниды, Sc, U, Th и др.). На обогащенный источник зарождения флюидов, участвующих в нефтеобразовании, указывают как данные по микроэлементной специализации битуминозной фазы включений, законсервированных в мельчайших трещинках пород фундамента и осадочного чехла нефтегазоносных провинций [2], так и результаты изучения в нефтях радиогенных изотопов в Sm-Nd и Rb-Sr-системах [5].

Отражаются ли полученные представления о формировании месторождения в процессах, имевших место в архейско-нижнепротерозойских породных комплексах фундамента? Выполненные исследования с использованием петрографии, термобарогеохимии, хроматографии, f-радиографии по более 80 скважинам, вскрывшим фундамент, показали наличие в кристаллических породах широкого спектра углеродистых веществ, представленных графитом, шунгитом, битумами различного класса, битумоидами и углеводородными газами, как окклюдируемыми во включениях в минералах, так и находящимися в свободном состоянии, что позволило реконструировать процессы, отвечающие за их образование [3, 4]. Особого внимания заслуживает обнаружение в породах следов миграции восстановленных систем, фиксируемых в зонах трещиноватости, катаклаза, милонитизации в виде металлоносных битумов, приуроченных к вторичным микровключениям с жидкой и газовой углеводородными фазами, а также эпизодически отмечаемой сопутствующей минерализацией, образующейся при участии водной фазы, возникающей при частичном окислении восходящих флюидов. Наложенная минерализация представлена преимущественно хлоритом, серицитом и кальцитом с облегченным изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} = -13,9 \pm -19,9\%$). Материалы, показавшие воздействие на кристаллические комплексы глубинных восстановленных эманаций, представлены довольно подробно в работе [4].

Периодический отбор и анализ проб (>100) водорастворенных газов из пород кристаллического фундамента, вскрытого пятью пьезометрическими скважинами в различных блоках Южно-Татарского свода в течение трех лет, показали, что слабые процессы дегазации глубинных зон земной коры имеют место и в настоящее время. Об этом позволяют говорить данные о существенной нестабильности газового поля пород фундамента даже для столь малого времени наблюдения; о преобладании среди водорастворенных газов в большинстве случаев легких углеводородов от CH_4 до C_6H_{14} , что нехарактерно для консолидированных геологических разрезов территорий, где отсутствуют зоны нефте- или газонакопления; о наличии высоких концентраций водорода, который, являясь неполярным газом, лучше растворяется в углеводородах, чем в воде, т.е. компоненты могут иметь глубинную природу. Важно и наличие гелия с концентрацией, иногда превышающей содержание углекислоты (табл. 5).

Гелий отличается большой химической инертностью, легкостью, подвижностью, усиливающейся, естественно, при тектонических разрядах недр и наличии областей по-

5. Газовый состав вод кристаллического фундамента (в %)

Площадь; скважина	Интервал, м	He	H ₂	N ₂	CO ₂	УВ
Алькеевская; 10179	1887—1905	сл.—0,59	0,9—4,25	35—60	0,14—3,56	34—45
Холмовская; 29419	1886—1896	0,54—0,90	0,8—9,80	13—36	сл.—6,5	13—69
Березовская; 11921	1847—1856	0,39—1,05	2,03—15,5	22—45	0,34—1,84	47—62
Уратьминская; 866	1992—2021	0,92—1,63	7,05—18,5	30—49	0,23—8,0	40—67
Черемшанская; 2092	2020—2023	0,19—0,70	8,3—22,0	17—61	0,01—3,03	25—44

вышенной проницаемости (трещиноватости), которые способствуют как более активному выделению газа из пород и минералов, так и повышенному стоку его в области пониженных давлений. Именно поэтому тектоническая активизация территории сопровождается изменениями в содержании и изотопном составе гелия, особенно в зонах глубинных разломов. Известно, что в минералах и закрытых порах горных пород содержится более 90% газов земной коры и лишь менее 1% сконцентрировано в залежах. Следует полагать, что восходящие по зонам дробления ювенильные летучие компоненты смешиваются с газами, входящими в кристаллическую структуру минералов и находящимися в межзерновом пространстве пород и далее с газами осадочных толщ. Пульсации в тектонической активности недр обеспечивают на протяжении тысяч, а возможно, и миллионов лет подпитку существующих залежей не только углеводородами, но и, прежде всего, гелием, выравнивая в нем изотопные отношения газов. Кроме того, при изучении изотопных составов гелия в нефтяных скоплениях, естественно, трудно учесть его потери с начальными отношениями изотопов, которые могут изменяться при повторной тектонической активизации региона, но ожидать наличие в залежах мантийных изотопных меток не приходится. Подтверждение сказанного — факт крайней избыточности содержаний в нефти ²⁰⁶Pb и ²⁰⁸Pb, не обеспеченных концентрациями присутствующих U и Th, причем разница в уровнях накопления радиогенных свинцов может достигать 2—3 порядков и определяться, прежде всего, удаленностью отбора проб от областей дизъюнктивной нарушенности геологической среды.

Таким образом, нефти рассматриваемого региона, описываемые в рамках системы C-H-O-N-S-Me, характеризуются рядом особенностей, к которым относятся: 1) накопление микроэлементов различных геохимических групп, присутствующих в породах гипербазитового профиля, в сочетании с металлами, свойственными щелочным магмам. При этом содержание некоторых микроэлементов превышает кларк для гранито-гнейсов кристаллического основания; 2) наличие положительной европиевой аномалии в хондритнормализованных спектрах распределения редкоземельных элементов, что существенно отличает их от верхнекоровых породных комплексов, вод и органического вещества биогенной природы; 3) особенности изотопного состава стронция и неодима нефтей, не соответствующие составам морских вод и планктоногенного органического вещества.

Приведенные материалы позволяют сделать, по крайней мере, два принципиальных, по нашему мнению, вывода:

1. В нефтях рассматриваемого региона присутствует эндогенная составляющая.

2. Залежи в разновозрастных отложениях формировались с некоторым разрывом во времени при участии восстановленных нефтеобразующих глубинных систем геохимически неоднородного высокоэнергетического источника, которым могли быть области частичного плавления в коре, связанные с базит-гипербазитовым мантийным магматизмом при развитии в последнем щелочного уклона.

Работа выполнена при поддержке Министерства природных ресурсов республики Татарстан.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Винокуров С.Ф., Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Комплексный анализ распределения лантаноидов в асфальтенах, водах и породах для выяснения условий образования нефтяных месторождений // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 1. С. 83—86.
2. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Битумогенез в нижних горизонтах осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 4. С. 520—523.
3. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., И.Н. Зинчук и др. Газы кристаллических пород Южно-Татарского свода // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 4. С. 517—519.
4. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Проявления восстановительной дегазации в кристаллических породах // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 6. С. 790—793.
5. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.З. Геохимические особенности пород, битумов и нефтей некоторых нефтегазоносных провинций: изотопные соотношения неодима и стронция // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 1. С. 85—88.
6. Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности / Под ред. Р.Х. Муслимова, Т.А. Лапинской. — Казань: Дента, 1996.
7. Маракушев А.А. Роль магматического замещения в процессах формирования и деструкции континентальной земной коры / Проблемы глобальной геодинамики. — М.: ОГТТН РАН, 2003. С. 214—228.
8. Маракушев А.А., Писоцкий Б.И., Панях Н.А., Готтих Р.П. Геохимическая специфика нефти и происхождение ее месторождений // Докл. РАН. 2004. Т. 398. № 6. С. 795—799.
9. Маракушев А.А., Панях Н.А., Зотов И.А. Петрологическая модель формирования норильских медно-никелевых месторождений // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 524—544.
10. Металлоорганические соединения / Под ред. А.Н. Несмеянова. — М.: Наука, 1986.
11. Муслимов Р.Х., Шавалиев А.М., Хисамов Р.Б., Юсупов И.Г. Геология, разработка и эксплуатация Ромашкинского нефтяного месторождения. — М., 1995.
12. Нургалеев Д.К., Утемов Э.В. Естественные взвешивающие гравиметрические данные: теория и практика // Физика Земли. 2005. № 4. С. 7.
13. Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A. et al. Variations of seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr throughout Phanerozoic time // Geology. 1982. P. 512—518.
14. Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Et cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42. P. 1199—1212.

Особенности строения, условия образования и нефтегазоносность доманикового горизонта Западно-Соплесского месторождения Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна

Л.В.ПАРМУЗИНА (Ухтинский государственный технический университет)

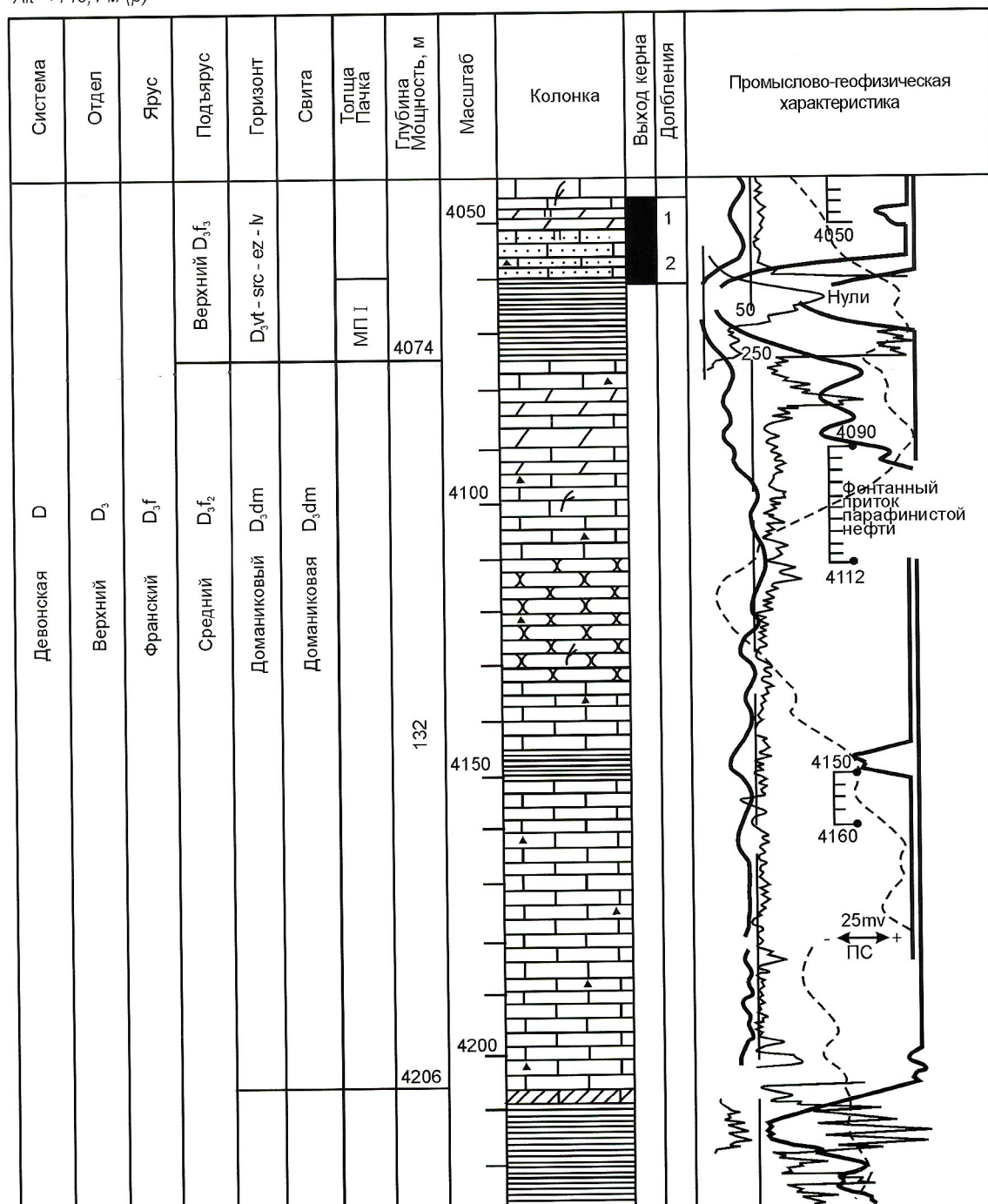
Открытие залежей углеводородов (месторождения Верхнегубешорское, Костюкское, Западно-Соплесское и др.) и наличие разнообразных нефтепроявлений в депрессионных доманиковых отложениях Тимано-Печорского бассейна, являющихся, главным образом, нефтематеринскими толщами, диктует необходимость изучения строения и седиментации таких нетрадиционных коллекторов, которые могут служить объектами для прироста запасов нефти

на северо-востоке Европейской части России. Таким объектом является доманиковый горизонт Западно-Соплесского месторождения, приуроченный к Среднепечорскому поперечному поднятию Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна.

Доманиковый горизонт на этом месторождении распространен не повсеместно. По результатам работ, проведенных комплексным историко-геологическим методом

Alt=+146,1 м (p)

А



[2, 3], его отсутствие установлено в западной части площади (скв. 78-Западный Соплесс), центральной части структуры (скважины 1, 11, 32, 73/16, 75, 76/92-Западный Соплесс) и по палеогеоморфологическим условиям отсутствие доманикового горизонта предполагается в районе скважин 81 и 87-Западный Соплесс. По имеющимся геолого-геофизическим материалам на исследуемой площади с некоторой долей условности выделено три типа разреза доманикового горизонта: 1) головные трог авлакогена — депрессионный битуминозно-карбонатный, 2) склоны срединных выступов авлакогена — битуминозный терригенно-карбонатный и 3) прибортовые трог авлакогена — терригенный. Второй тип разреза охарактеризован бурением, а первый и третий выделены по палеогео-

морфологическим критериям. Первый депрессионный доманиковый тип разреза горизонта картируется за пределами месторождения (северная, восточная и южная части). Судя по палеогеоморфологическим условиям, в этом типе разреза доманиковый горизонт представлен типичными терригенными доманиковыми отложениями. Третий терригенный тип разреза доманикового горизонта намечен по палеогеоморфологическим критериям в западной части месторождения, между скважинами 78 и 81-Западный Соплесс, в пределах прибортового трога по аналогии с Югидским (57-Югид) и Югид-Соплесским месторождениями [1], где он входит в состав нерасчлененной доманиково-верхнефранской толщи, которая представлена песчаными породами.

Alt=142,8 м (р)

Б

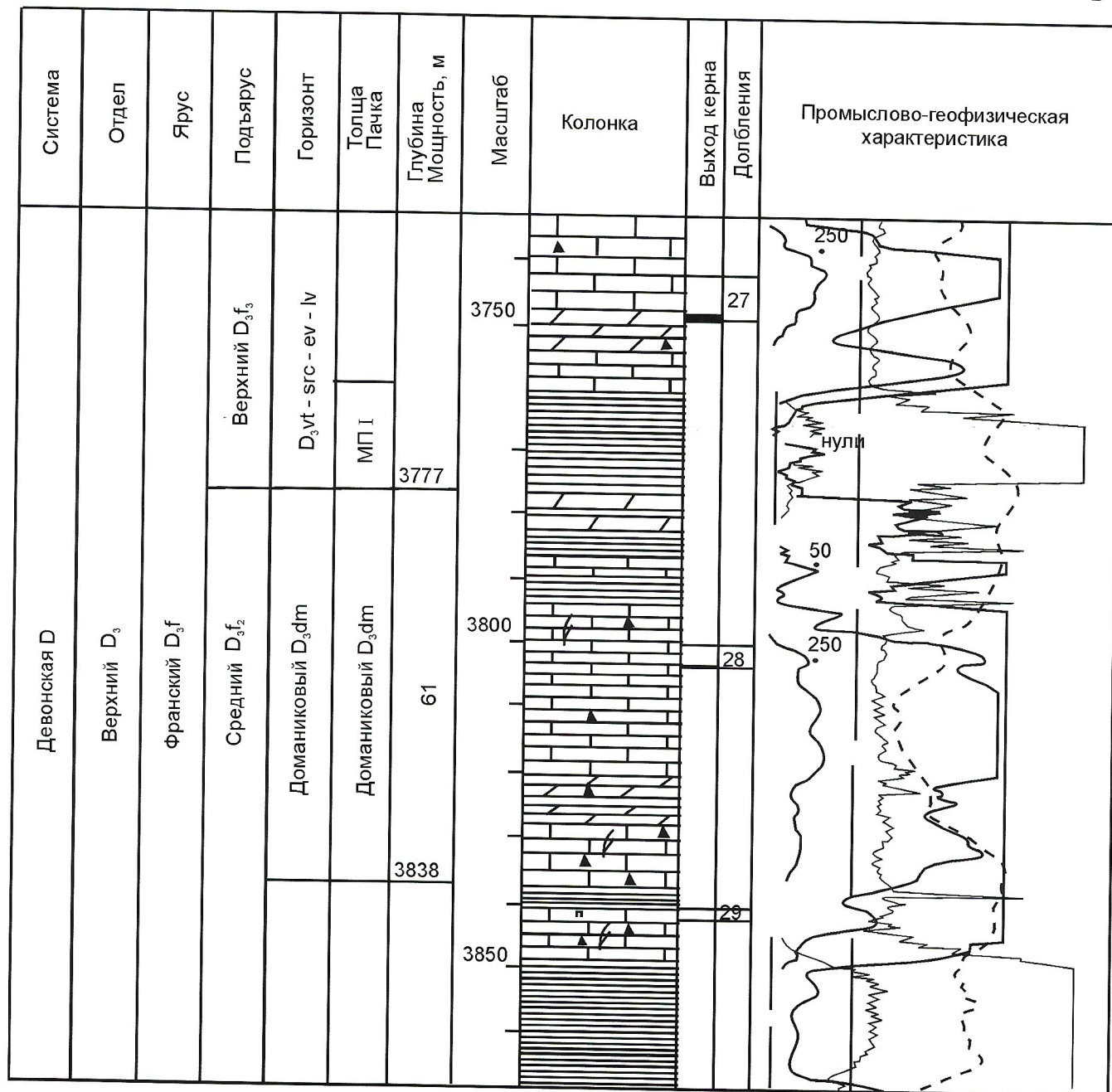


Рис. 1. Доманиковый горизонт Западно-Соплесского месторождения:

скважины: А — 82, Б — 72/80

Второй склоновый тип разреза доманикового горизонта вскрыт большинством скважин Западно-Соплесского месторождения. Палеонтологически доманиковый горизонт не охарактеризован. По результатам каротажа и анализа мощностей с некоторой долей условности в этом типе разреза выделено два подтипа.

Первый подтип (рис. 1, А; скв. 82) вскрыт скважинами в северной, северо-восточной, южной и юго-восточной частях месторождения. Для подтипа характерны увеличенные мощности (до 160 м) доманикового горизонта, и его уверенно выделяют по каротажу. Нижняя граница подтипа традиционно проводится в основании карбонатной толщи. Керном доманиковый горизонт этого подтипа проанализирован в скважинах 94-Западный Соплесс (долбление 9) и 89-Западный Соплесс (долбления 9, 10, 11). Известняки по керну черные, битуминозные, тонкозернистые, плотные, крепкие, неясно-горизонтально-слоистые, переходящие в мергели черные, битуминозные, алевритистые, пиритизированные, плитчатые. В строении горизонта, помимо известняков и мергелей, судя по ГИС, присутствуют довольно мощные прослои терригенных пород, которые на кривой ПС отвечают депрессии.

Второй подтип склонового типа разреза (рис. 1, Б; скв. 72/80) доманикового горизонта установлен в скважинах 7, 12, 15, 17—20, 25, 28—30, 72/80, 79, 83, 93, 95-Западный Соплесс и характеризуется менее мощным доманиковым горизонтом (33—70 м). Керном горизонт проанализирован в скважинах 72/80-Западный Соплесс (долбления 28, 29) и 85-Западный Соплесс (долбление 3) и представлен известняками с прослоями песчаников, алевролитопесчаников и алевролитов. Среди известняков в этом подтипе разреза установлено четыре разновидности: известняки темно-серые, тонкозернистые, алевритистые, волнисто-слоистые (рис. 2, А; скв. 80, интервал 3800—3803,6 м, шлиф 28/2); известняки темно-серые, тонко-мелкозернистые, неравномерно доломитизированные, алевритовые, горизонтально-слоистые, трещиноватые (см. рис. 2, Б; скв. 80, интервал 3840,5—3842,1 м, шлиф 39/3); известняки темно-серые, спиккулово-радиоляриевые, линзовидно-слоистые, битуминозные, алевритистые (см. рис. 2, В; скв. 80, интервал 3800—3803,6 м, шлиф 28/3); известняки темно-серые, радиоляриевые с прослоями битуминозного мергеля (см. рис. 2, Г; скв. 80, интервал 3840,5—3842,1 м, шлиф 29/2). Терригенные породы доманикового горизонта представлены песчаниками, алевролитами и алевролитопесчаниками породами. Песчаники темно-серые (см. рис. 2, Д, скв. 85, интервал 3755,3—3761,3 м, шлиф 3/1; Е, скв. 85, интервал 3755,3—3761,3 м, шлиф 3/7), кварцевые, известковистые, неравномернозернистые, мелко-среднезернистые, с обломками глинистых и карбонатных пород и песчаники светло-серые, кварцевые, слабоизвестковистые, неравномернозернистые, мелко-, средне-, крупнозернистые, с редкими зернами белого кварца гравийной размерности. Алевролиты темно-серые, почти черные (см. рис. 2, Ж; скв. 85, интервал 3755,3—3761,3 м, шлиф 3/8), кварцевые, песчаные, битуминозные. Преобладающий размер зерен в породах 0,08—0,06 мм. Форма зерен угловато-окатанная, реже окатанная. Состав обломочной части однородный, кварцевый, с незначительной примесью обломков кварцитов и зерен полевого шпата. В небольшом количестве (1—3%) в алевролитах присутствуют продолговатые обломки тонкозернистых, алевритистых известняков, алевритистых битуминозных аргиллитов и единичные об-

ломки диабазов. В породах отмечаются редкие остатки кониокх и криноидей.

Алевролитопесчаные породы светло-серого цвета (см. рис. 2, З; скв. 85, интервал 3755,3—3761,3 м, шлиф 3/4), с редкими обломками карбонатных и глинистых пород, органическими остатками (<1%), пиритизированные, неслоистые.

Проведенные литолого-стратиграфические исследования показали, что доманиковые отложения в пределах Западно-Соплесской площади резко фациально изменчивы, что обусловлено сложной геологической историей развития изучаемой территории. В позднедевонскую эпоху Среднепечорское поперечное поднятие, к которому принадлежит Западно-Соплесская структура, входило в состав Печоро-Колвинского авлакогена. В постседиментационное время (поздний триас—ранняя юра) произошло, вероятно, надвигание структур Западного склона Урала на южную часть Печоро-Кожвинского мегавала, в результате чего эта зона приобрела черты геологического строения, свойственные структурам Предуральяского прогиба, и было сформировано Среднепечорское поперечное поднятие, в котором выделяются Западно-Соплесская, Худоевская, Войская, Аранецкая и Переборская крупные наложенные антиклинали.

Доманиковые осадки формировались на стадии дифференцированных опусканий авлакогена. Эта стадия связана с пщигровским, семилукским и донским этапами развития бассейна седиментации. На стадии дифференцированных опусканий Печоро-Колвинский авлакоген был разбит на сегменты и блоки с образованием головных и прибортовых трогов, срединных, прибортовых выступов и тектонических ступеней. Интенсивные опускания авлакогена сопровождались положительными движениями прилегающих массивов, при этом формировались прибортовые горсты и горстоподобные сводовые поднятия. В результате к началу семилукского этапа развития (доманиковое время) в пределах Западно-Соплесской площади сформировался сложный расчлененный рельеф. Осадки накапливались в разных палеотектонических условиях: на прибортовом горсте, в прибортовом трого, на горстоподобных сводовых поднятиях и в головном трого. В пределах прибортового горста пробурена скв. 78-Западный Соплесс. Положительные движения прибортовых горстов, синхронные с опусканиями авлакогена, сопровождались размывом осадков. В скв. 78-Западный Соплесс в автохтоне на маломощном среднедевонском комплексе залегает сокращенный разрез (за счет выпадения нижней части) верхнедевонского комплекса. Прибортовой горст в семилукский этап развития являлся зоной денудации.

Практически все скважины Западно-Соплесского месторождения пробурены в пределах горстоподобного сводового поднятия. В доманиковое время в данной зоне существовало два острова — северный и южный. В пределах северного острова пробурены скважины 1, 4, 11, 32, 73/16, 75 и 85-Западный Соплесс, в которых по данным проведенной корреляции установлено отсутствие доманикового горизонта. Южный остров с долей условности выделяется по палеогеоморфологическим критериям в районе скважин 81 и 87-Западный Соплесс — разрезы в указанных скважинах в последевонское время были нарушены дизъюнктивной тектоникой. Эти два острова были, по-видимому, разделены небольшим грабенообразным прогибом. В доманиковое время оба острова являлись областями дену-

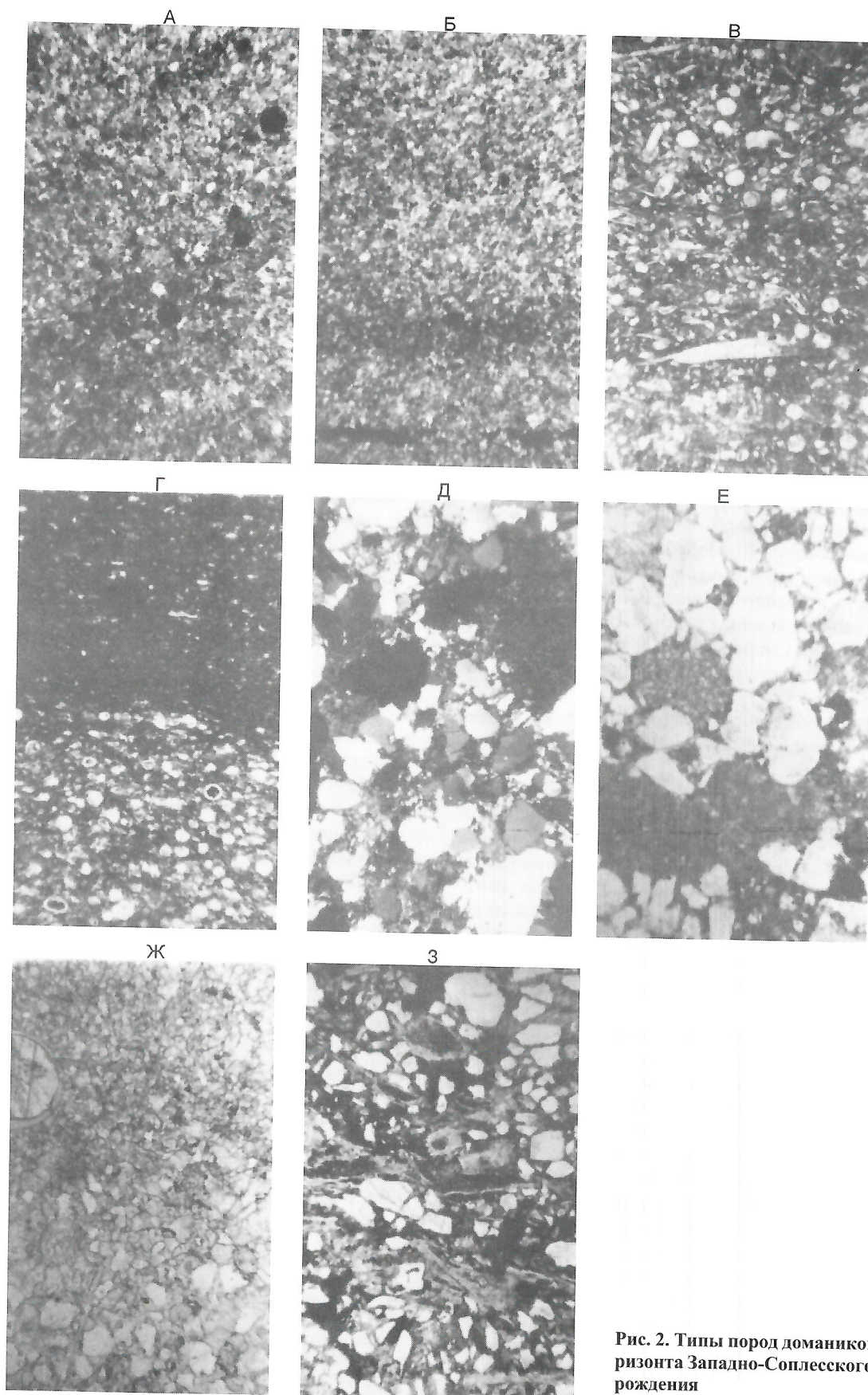


Рис. 2. Типы пород доманикового горизонта Западно-Соплесского месторождения

дации, откуда происходил снос обломочного материала во всех направлениях. Терригенный материал накапливался и в прибортовом трог, а приносился он как с прибортового горста, так и с островов. Прибортовой трог по данным сейсморазведочных работ выделяется как «слепая» зона. По

всей вероятности, потеря корреляции связана, с одной стороны, с характером накопления осадков, в процессе формирования которых большая роль принадлежит гравитационному фактору, а с другой — с последующими тектоническими процессами. Снос терригенного материала на

блюдался в основном в северном, северо-восточном, южном и юго-восточном направлениях, меньшее количество материала переносилось, по-видимому, в восточном направлении.

На склонах островов, в период трансгрессии в доманиковое время формировались карбонатные тонкозернистые и органогенно-детритовые (радиоляриевые) битуминозные илы. Примесь терригенного материала нехарактерна для таких отложений. Материал преимущественно полевошпат-кварцевый, плохо отсортированный и окатанный. В процессе регрессии семилукского времени образовались песчаные и алевроитовые отложения. Обломочная часть в них представлена в основном кварцем с примесью обломков кварцитов и зерен полевого шпата. В небольшом количестве в алевролитах встречаются обломки диабазов. В терригенных отложениях присутствуют удлиненные обломки известняков. Наличие подобных образований связано с подводным размывом отложений, находящихся на различных стадиях литификации. Прослой более уплотненного известняка ломались, куски их скатывались, перемещались по склону, обогащая терригенные илы.

За пределами Западно-Соплесского поднятия в головных трогах в доманиковое время формировались битуминозно-кремнисто-карбонатные илы. В результате периодического, возможно, сезонного, массового осаднения на илистое дно раковин стилиолин, птеропод и радиолярий, возникали органогенные и органогенно-детритовые доманиковые известняки.

В следующий донской этап развития на стадии дифференцированных опусканий Западно-Соплесская площадь испытала погружение.

Закономерности размещения и многообразие типов коллекторов в доманиковых отложениях Западно-Соплесского месторождения определяются литолого-фациальными условиями формирования отложений и постседиментационными процессами. В пределах главного трога авлакогена в доманиковое время в условиях впадины накапливались битуминозные кремнисто-карбонатные нефтематеринские осадки. Однако по фильтрационно-емкостным свойствам эти отложения были неблагоприятны для концентрации нефти.

Улучшение фильтрационно-емкостных свойств отложений этого возраста на Западно-Соплесской площади отмечается на крыльях выявленных палеоподнятий, существовавших в доманиковое время. Наличие в породах линз и прослоев неоднородной плотности терригенного, органогенного, глинистого и кремнистого материала, способствовало образованию трещиноватости, особенно на контактах прослоев известняков с терригенным, глинистым и кремнистым материалом. Повышенное содержание органического вещества в доманиковых и доманикоидных отложениях способствовало формированию пустотного пространства, так как преобразование органических веществ рассматриваемых пород в зоне катагенеза приводит к возникновению газообразных продуктов, которые распирают породу и расширяют пустотное пространство. По данным Б.С.Шутова [4], породы доманикового возраста представляют собой трещинные коллекторы с довольно высокой проницаемостью. Трещины обычно приурочены к тонкослоистым и тонкоплитчатым разностям. Плотность их в коллекторах колеблется от 60 до 320 на 1 м. Трещины в основном горизонтальные, реже ориентированы под углом или вертикально к слоистости, слабо извилистые,

иногда прямолинейные, протяженные и прерывистые, чаще с ровными стенками, встречаются с щелевидными, сильно вытянутыми расширениями. Раскрытость микротрещин от 2 до 12 мкм, по редким расширениям до 15—20 мкм. Величины трещинной проницаемости изменяются от 0,05 до 0,25% с учетом расширений по трещинам до 0,5%. Средняя пористость составляет 0,7—0,75%, т.е. в целом емкость (с учетом трещинной) колеблется от 0,75 до 1,25%. Доманиковые отложения на склонах палеоподнятия совмещают черты нефтематеринских и нефтесодержащих пород.

В верхнедевонском комплексе Западно-Соплесского месторождения выявлены три залежи углеводородов. Нижняя, связанная с доманиковым горизонтом, была выявлена скв. 82-Западный Соплесс. При совместном опробовании трех интервалов (4030—4050 м, 4090—4112 м, 4150—4160 м) открыта нефтегазовая залежь, получен приток газа с нефтью и ориентировочным дебитом 100 тыс.м³/сут на штуцере 7 мм.

Вопрос классификации данной залежи Западно-Соплесского месторождения является дискуссионным. Одни исследователи рассматривают ее как пластовую тектонически и литологически экранированную, другие — как литологически и тектонически ограниченную. Такая неоднозначность в ранжировании залежи связана с недостаточным количеством фактического материала и сложным строением объекта.

В рассматриваемом природном резервуаре ловушка представлена комбинированным типом. Она создана при участии различных факторов (тектонический, литолого-фациальный и стратиграфический). В подобных ловушках возникают обычно залежи переходных типов. По соотношению с водой эти залежи, по-видимому, можно отнести к безводным. Условия образования данного класса залежей своеобразны. Так формируются они главным образом в литологически ограниченных природных резервуарах, их образование связано с медленной дифференциацией подвижных веществ и обусловлено в основном капиллярным фактором. Коллекторы в этих резервуарах следует отнести к неоднородным, что проявляется в изменчивости фильтрационно-емкостных свойств как по площади, так и по разрезу, и плохопроницаемым, из которых флюиды извлекаются с трудом. При существующих современных методах извлечения добыча флюидов из них нерентабельна. Залежи в доманиковом горизонте Западно-Соплесского месторождения в настоящее время не имеют промышленного значения и изучены пока весьма схематично. Не исключено, что скопления подобного типа, классифицированные как литологически и тектонически ограниченные, при более детальном изучении на месторождениях Тимано-Печорской провинции окажутся одной из разновидностей пластовых залежей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Пармузина Л.В.* Условия образования верхнедевонских карбонатных отложений и коллекторов в них в северной части Печоро-Колвинского авлакогена. — Ухта, 2000.
2. *Тихомиров С.В.* Этапы осадконакопления девона Русской платформы. — М., 1967.
3. *Швецов М.С.* История Максаковского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху // Тр. МГРИ. 1938. Вып. 2. С. 40—45.
4. *Шутов Б.С., Шентунов В.П.* Верхнефранско-нижнефаменские резервуары Западно-Соплесской площади / Геология и разработка газовых месторождений. — М., 1998. С. 132—137.

Основные факторы онтогенеза месторождений благородных металлов суходожского типа

В.К.НЕМЕРОВ, А.М.СПИРИДОНОВ, Э.А.РАЗВОЖАЕВА, Н.Л.МАТЕЛЬ, А.Е.БУДЯК, (Институт геохимии СО РАН),
А.М.СТАНЕВИЧ (Институт земной коры СО РАН)

Гигантские рудные месторождения суходожского типа (Мурунтау, Бакырчик, Кумтор, Олимпиадинское, Наталкинское и др.) теснейшим образом связаны с мощными углеродистыми осадочными и вулканогенно-осадочными формациями, возникшими на окраинах континентов, претерпевшими интенсивные коллизионные дислокации и региональный зональный метаморфизм. Вопрос о том, является ли эта связь генетической, остается предметом дискуссий до настоящего времени.

Месторождение Сухой Лог — эталонное для данного типа, уникальное по запасам золота, на начальных этапах исследования рассматривалось как постмагматически-гидротермальное, связанное с интрузивным гранитоидным магматизмом [11]. По мере его изучения и оценки появились материалы и факты, свидетельствующие о том, что основные компоненты руд заимствованы из вмещающих черносланцевых толщ, установлен контроль оруденения зональным региональным метаморфизмом, антиклинальными складчатыми структурами и сопряженными зонами расщепления. В итоге была сформулирована концепция метаморфогенно-метасоматического генезиса золотого оруденения [3], которая в дальнейшем стала разделяться большинством исследователей. Характеристика суходожской золоторудной залежи, приведенная В.А.Буряком [4], в полной мере позволяет отнести ее, в соответствии с классификацией Я.Н.Белевцева [1], к классу метаморфогенных, подклассу метаморфизованных и группе осадочно-метаморфизованных месторождений.

Появившиеся сведения о платиноносности данного типа месторождений [7, 9] вновь возбудили интерес к происхождению рудной минерализации. Возникли вопросы о возможно различных источниках и генезисе золотой и платиновой минерализации [10], либо о возвращении к постмагматически-гидротермальной концепции образования месторождений [12].

Авторы статьи рассматривают онтогению рудообразования на примере месторождения Сухой Лог. В основу положена историческая последовательность геологических событий развития Ленского золотоносного района с момента заложения позднедокембрийского бассейна седиментации, накопления углеродистых специализированных осадков до преобразования их в процессах катагенеза и метаморфизма с формированием на каждом этапе металлоносных флюидных систем.

Схема рудообразования предполагает возможность концентрирования благородных и других металлов на каждом этапе эпигенетических преобразований специализированных углеродистых отложений, начиная с синдиagenетических и заканчивая метаморфическими. В этом смысле данная схема в целом согласуется с моделью В.А.Буряка [3, 4]. Однако есть и существенные отличия, заключающиеся,

прежде всего, в том, что в качестве наиболее важного рудоподготовительного этапа авторы принимают катагенез углеродистых отложений, а метаморфогенное рудообразование возможно только в зонах развития углеродистых пород, предварительно подготовленных катагенетическими процессами.

На общей схеме образования крупнообъемного оруденения суходожского типа выделено три крупных этапа: конседиментационный (I), коллизионный (II) и тектонической активизации (III, подэтапы III^a и III^b), в пределах которых доминировали соответствующие факторы рудообразования: синдиagenез, катагенез и метаморфизм (рис. 1).

Конседиментационный этап (средний—верхний рифей) знаменуется осадконакоплением в условиях рифтогенеза на южной окраине Сибирского кратона, характеризующейся на ранних стадиях развития как пассивная окраина. Собственно рудопродуктивные углеродистые отложения верхнего рифея (хомолхинская и аунакитская свиты) формировались на следующей стадии геодинамического развития (рис. 2) в условиях склона и котловины задугового морского бассейна, отличающегося высокой биопродуктивностью вод [16]. Осадконакопление здесь носило турбидитный характер. В составе флишеподобных отложений преобладали алевролиты, алевропелиты, пелиты и тонко-мелкозернистые песчаники, содержащие органическое вещество. Вещественный состав осадков и их геохимическая специализация формировались под влиянием сидерофильного эксплозивного материала, поставляемого островодужными системами, а также сидерохалькофильных компонентов за счет активной эксгаляционной деятельности [15, 16], в результате рассеянного спрединга дна задугового бассейна, не получившего полного развития, но достаточного для циркуляции морских хлоридных вод по глубинным разломам (рис. 3). В это время для отложений бассейна характерно образование многочисленных рудопроявлений и месторождений гидротермально-осадочного происхождения, среди которых наиболее изучено Холодинское полиметаллическое [14], а также разнообразные проявления марганца, фосфора, железа и высокий геохимический фон золота в сапропелевых илах [15, 16].

На первом этапе происходят диагенетические преобразования осадка: разложение основной массы органических веществ, микробиологическая сульфатредукция с формированием синдиagenетической сульфидной минерализации, а также трансформация морских хлоридных вод, погребенных осадками, в иловые воды — более минерализованные, с пониженными значениями pH и Eh, насыщенные растворимыми органическими соединениями и металлоорганическими комплексами. Металлы, в т.ч. золото и платиноиды, на этом этапе большей частью связаны с органическими веществами посредством серо-, азот- и кислород-

содержащих функциональных группировок, а также в виде хелатных комплексов [5, 8]. Значительная часть металлов может быть связана с глинистыми минералами осадка (монтмориллонит и гидрослюда). Сульфиды, возникшие на синдиогенетической стадии формирования осадка, практически не золотоносны и, по-видимому, еще в меньшей степени платиноносны, что объясняется низкотемпературными условиями их формирования, неблагоприятными для начального расширения кристаллической решетки.

В результате на конседиментационном этапе из-за специфических условий седиментогенеза сформировалась углеродистая толща с сидерохалькофильной геохимической специализацией (хомолхинская и аунакитская свиты верхнего рифея), с которой в следствие длительной геоло-

гической эволюции бассейна, связано подавляющее большинство (более 90%) известных месторождений и проявлений Au, Pb, Zn, Mn, P, Fe в пределах Байкало-Патомского нагорья.

Коллизионный этап (венд—ранний кембрий) был обусловлен столкновением микроконтинента (Баргузинского?) с позднерифейской Байкало-Муйской островодужной системой [16]. В результате к началу венда на юге бассейна седиментации возник ороген, просуществовавший до раннего кембрия. Осадконакопление на этом этапе происходило в обстановке бассейна форланда (см. рис. 2). В это время возникли условия, максимально благоприятные для катагенетических преобразований рудопродуктивных углеродистых толщ позднего рифея (хомолхинская, аунакитская свиты), когда в процессе денудации возникшего

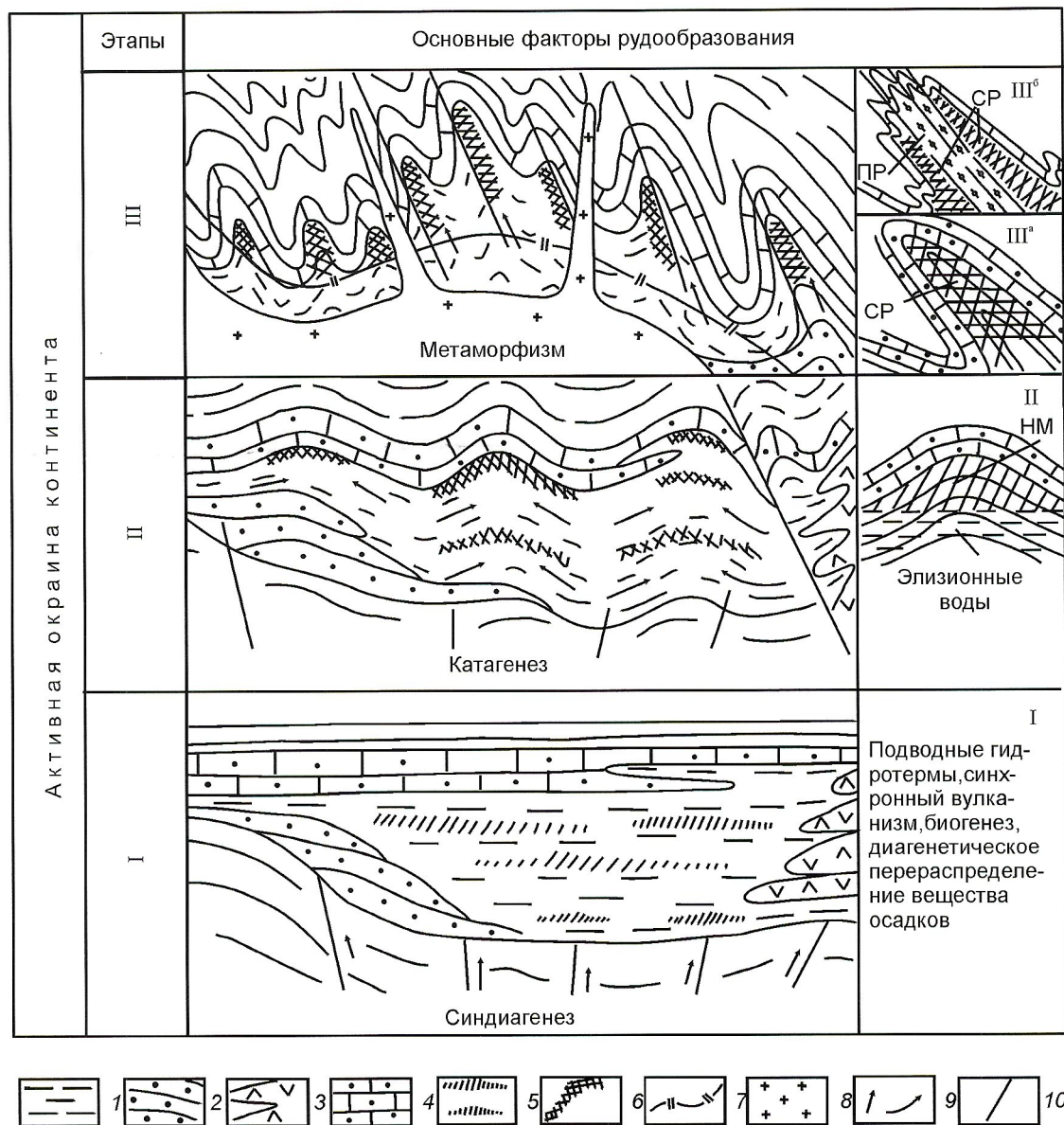
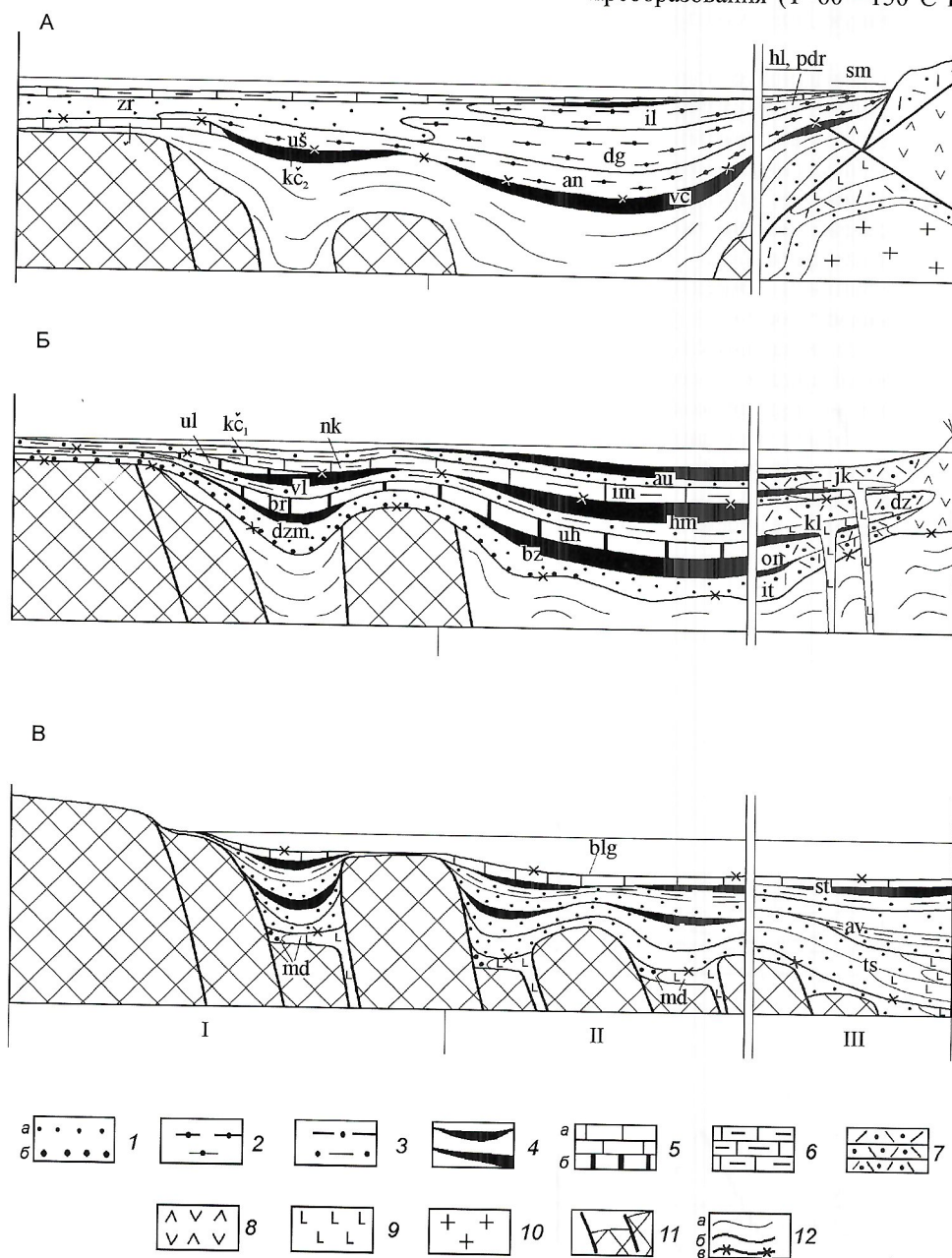


Рис. 1. Схема формирования золоторудных месторождений сухоложского типа:

1 — углеродистые алевропелиты; 2 — алевролиты, песчаники; 3 — вулканы островодужного комплекса; 4 — карбонатные и терригенно-карбонатные отложения; 5 — синдиогенетические надкларковые концентрации благородных металлов; 6 — катагенетические скопления металлоносных нафтидов; 7 — изографа граната регионального метаморфизма; 8 — палингенно-анатектические граниты; 9 — направления миграции металлоносных флюидов; 10 — разрывные нарушения; НМ — нафтиды металлоносные (катагенетические скопления); CP — складчатые высокотемпературные руды, метаморфогенные, метаморфогенно-метасоматические; ПР — постскладчатые средне-низкотемпературные руды, гидротермально-метасоматические

влечению толщ рифея, удаленных к северу, в процессы формирования пологих складчатых структур, сопровождавшихся термодинамическими преобразованиями. События венда позволяют с достаточно высокой долей уверенности полагать, что углеродистые отложения хомолхинской и аунакитской свит испытали в это время катагенетические преобразования ($T=60\text{—}150^\circ\text{C}$ и $P=50\text{—}200$ МПа



этапы: А — позднежуинско-юдомский, R₃—V (бассейн форланда); Б — дальнетайгинско-раннежуинский, R₃ (задуговой бассейн); В — медвежевско-баллаганахский, R₁₋₂ (бассейн пассивной окраины континента); структурно-формационные зоны: I — Прибайкальская и Приленская, II — Мамско-Бодайбинская, III — Байкало-Муйская; *осадочные образования*: 1—3 — кластогенные: 1 — кварцевые, олигомитовые и аркозовые (*a* — песчаники, *b* — конгломераты), 2 — полимитовые песчаники, 3 — алевролиты; 4 — сланцы углеродистые; 5 — карбонатные породы (*a* — безуглеродистые, *b* — углеродсодержащие); 6 — терригенно-карбонатные; 7 — осадочно-вулканогенные; вулканогенные породы состава: 8 — кислосреднего и среднего, 9 — основного; 10 — граниты; 11 — глыбовое строение дорифейского фундамента; 12 — границы (*a* — геологических тел, *b* — свит, *в* — горизонтов); горизонты: *blg* — баллаганахский; свиты: *md* — медвежевская, *ul* — улунтуйская, *kc₁*, *kc₂* — качергатская нижняя и верхняя подсвиты, *dzm* — джемкуканская, *br* — баракунская, *vl* — валлохтинская, *nk* — никольская, *bz* — бужунхтинская, *uh* — угаханская, *hm* — хомолхинская, *im* — имняхская, *au* — аунакитская, *it* — итыкитская, *on* — ондокская, *kl* — келянская, *dz* — джалагунская, *jk* — якорная, *cn* — ченчинская, *zr* — жербинская, *us* — ушаковская, *vc* — вачская, *an* — анангская, *dg* — догалдынская, *il* — илигирская, *sm* — шумнинская, *hl* — холоднинская, *pdr* — падроканская

[17, 25]), которые должны были привести к генерации жидких и газообразных углеводородов [2], а также при гидрослюдизации монтмориллонита глинистых отложений к образованию металлоносных элизионных вод. В связи с этим важно отметить, что петрохимические реконструкции первичного минерального состава углеводистых метapelитов хомолхинской и аунакитской свит (см. рис. 3) указывают на существенную долю монтмориллонита в их исходных глинах [15].

Флюиды (нафтиды и элизионные воды), возникшие в условиях катагенеза, в значительной степени наследуют металлогенический потенциал нефтерудоматеринской толщи. Металлоносность природных нафтидов при этом обуславливается наличием в них тяжелых неуглеводородных фракций, которые обычно содержат в своих молекулах электронодонорные атомы серы, кислорода, азота. Такие соединения — весьма эффективные реагенты для редких элементов, характеризующихся поливалентностью и халькофильными свойствами [5, 6]. Благодаря указанным свойствам сонахождение нафтидов и элизионных вод в процессах катагенеза и совместной их эмиграции из нефтерудоматеринских толщ позволяет им производить обмен металлами и неметаллами, причем в значительных количествах [19].

Состав возникающих флюидов характеризуется широчайшим спектром химически и физически активных орга-

нических и неорганических веществ. Многие из них, наследуя металлогенический потенциал углеводистых толщ, способны транспортировать металлы на значительные расстояния и, разрушаясь на разнообразных барьерах в процессах катагенеза и метаморфизма, формировать рудные залежи. Среди метаморфизованных углеводистых пород фракции битумоидов, являющиеся реликтами микро-нефти, могут свидетельствовать о металлотранспортирующей роли нафтидов, образовавшихся на стадии катагенеза. Исследования, проведенные в Бодайбинском районе, показали, что содержание растворимой компоненты, представленной битумоидами, изменяется от 0,002 до 0,009%. Доминирующая часть битумоидов — углеводородная фракция, содержания которой изменяются от 33,0 до 94,6%. Наряду с углеводородами значительную долю составляют фракции смол и асфальтенов. В целом, сумма фракций смол 32—48%. Асфальтенов и асфальтогеновых кислот в битумоидах содержится 2—35%. Наиболее высокие концентрации золота связаны с асфальтенами и асфальтогеновыми кислотами (табл. 1). Содержания урана повышены во всех фракциях за исключением углеводородов. В зоне рудоносных метасоматитов битумоиды обладают минимальными концентрациями золота, что обусловлено, по-видимому, нарушением их структуры в процессах рудообразования. Ранее [7] в хлороформных битумоидах были обнаружены летучие соединения ртути, мышьяка и кремния. Распределение элементов свидетельствует о том, что при эмиграции из нефтематеринских толщ некоторые фракции нефтей, характеризующиеся большим числом гетеросоединений [21], вполне могут быть потенциальными транспортерами металлов.

Образовавшиеся в результате катагенеза нафтиды на ранних стадиях представляют собой смесь газообразных и жидких углеводородов со значительной примесью неуглеводородов, в т.ч. и сероводорода. Эта металлоносная газово-жидкая смесь мигрирует путем вытеснения и нагнетания ее

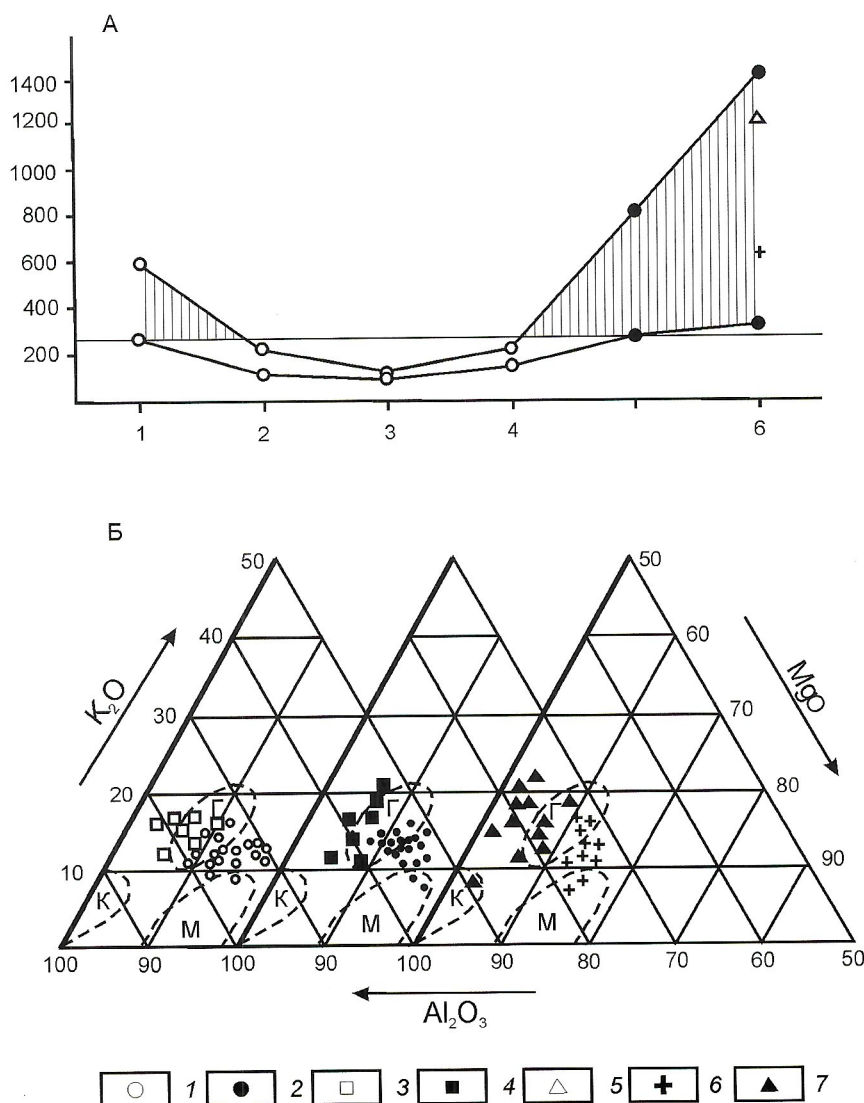


Рис. 3. Геохимические показатели влияния эксгалационного (А) и эруптивного (Б) факторов на вещественный состав рудопродуктивных отложений:

А — пределы значений эксгалационного модуля [15] по разрезам хомолхинской (валюхтинской) свиты (заштрихованы поля интенсивного проявления подводной гидротермальной деятельности: $Mn \times Zn \times Pb / Ti$ более 250); положение разрезов: 1 — р.Бол.Патом (устье р.Хайверга), 2 — р.Тонода, 3 — р.Челончен, 4 — р.Жуя (среднее течение), 5 — р.Жуя (устье р.Нечера), 6 — р.Ныгри; Б — генетические типы исходных глин метapelитов рудопродуктивных (хомолхинская, валюхтинская, аунакитская свиты) и смежных с ними отложений на диаграммах В.К.Головенка (1977); поля глин: К — каолиновые, Г — гидрослюдистые, М — монтмориллонитовые; свиты (названия см. рис. 2): 1 — vl, 2 — hm, 3 — dzm, 4 — bz, 5 — vc, 6 — au, 7 — on

1. Содержание урана и золота (в г/т) во фракциях группового состава хлороформенных и спиртобензольных битумоидов

Пробы (свита, возраст)	Асфальтены		Асфальтогеновые кислоты		Спиртобензольные смолы		Бензольные смолы		Углеводороды	
	U	Au	U	Au	U	Au	U	Au	U	Au
Из зон, удаленных от рудных объектов										
106-22	<u>27,50</u> 8,01	6,80 3,77	1,73 2,20	0,67 0,89	32,80 0,78	1,77 0,05	2,88 0,80	1,82 0,63	0,13 0,09	0,11 0,07
104-17	<u>107,69</u> 20,00	54,32 9,65	<u>1,44</u> 0,84	<u>0,60</u> 0,16	<u>1,38</u> 1,56	<u>0,32</u> 0,22	<u>40,00</u> 1,09	<u>0,10</u> 0,28	<u>0,14</u> 0,16	<u>0,01</u> 0,22
19-27	<u>7,92</u> 2,62	<u>11,13</u> 6,05	<u>24,85</u> 2,19	<u>0,54</u> 0,34	<u>16,43</u> 0,30	<u>0,90</u> 1,12	<u>6,21</u> 0,51	<u>2,60</u> 1,31	н.о. 0,18	<u>0,01</u> 0,02
Из рудных зон месторождения Сухой Лог (хомолхинская, R ₃)										
292	—	<u>6,71</u> 8,99	—	<u>0,16</u> 1,05	—	<u>0,40</u> 0,61	—	<u>0,17</u> н.о.	—	н.о. 0,07
180	—	<u>3,00</u> 6,78	—	<u>0,34</u> 1,00	—	<u>0,08</u> 0,55	—	<u>0,15</u> 0,30	—	<u>0,05</u> 0,02
671	—	<u>4,78</u> 9,11	—	<u>5,58</u> 2,15	—	<u>0,60</u> 0,43	—	<u>0,23</u> 0,51	—	<u>0,02</u> Не обн.

Примечание. 1. Битумоиды: числитель — хлороформные, знаменатель — спиртобензольные. 2. Анализы выполнены в ВостСибНИИГТИМС, аналитик Г.А.Валл.

элизионными водами в своды пологих, синколлизионных антиклиналей и конседиментационных поднятий.

В результате, стадия катагенетических преобразований углеродистых пород на коллизионном этапе завершается накоплением металлоносных нафтидов в сводовых частях антиклинальных структур и поднятий, обеспечивая тем самым аномально высокий фон металлов, в т.ч. и благородных, наложившись на первично седиментогенную специализацию рудонефтематеринских толщ. В связи с этим совершенно не случайно многими исследователями [4, 19, 24] отмечается характерная особенность золоторудных месторождений данного типа — заметное повышение концентраций углерода в зонах, сопряженных с процессами дислокационного метаморфизма и рудообразования, в сравнении с удаленными вмещающими породами. Так, при исследовании метасоматоза и поведения углеродистых веществ на месторождении Кумтор [24], было показано предрудное нагнетание жидких углеродистых веществ в сферу рудогенеза.

Переход к следующему метаморфогенно-метасоматическому этапу рудообразования может происходить или постепенно, по мере развития коллизионных процессов с усилением термодинамического воздействия на углеродистые отложения и формированием зонально-метаморфических преобразований пород, или, как это установлено для Бодайбинского золоторудного района, заключительный этап рудообразования может произойти с большим перерывом во времени (примерно 100—150 млн.лет).

Этап тектонической активизации (средний—поздний палеозой). В рассматриваемом регионе произошла активизация в интервале 350—312 (±20) млн.лет [23], проявилась в интенсивном складкообразовании, зональном

метаморфизме, палингенно-анатектическом гранитообразовании, оживлении глубинных разломов фундамента и формировании прожилкового и прожилково-вкрапленного золотого оруденения в черных сланцах.

На данном этапе формирования оруденения отчетливо различаются два подэтапа: складчатое (III^а) и постскладчатое (III^б) рудообразование (см. рис. 1).

Соскладчатые руды образуются в две стадии при высокой температуре (420—280°C) и давлении (500—600 МПа), характерных для зеленосланцевой фации метаморфизма в пределах Байкало-Патомского нагорья [20]. По мере роста температуры и давления органическое вещество, сосредоточенное в замковых частях складок — «камерах внутреннего сгорания», постепенно карбонизируется, достигая состояния неструктурированного графита. Распад металлоносных нафтидов при метаморфизме сопровождается образованием воды, углекислоты, метана, водорода, сероводорода, свободного азота. При этом рудные элементы практически полностью теряют связи с углеродистым веществом. Наиболее подвижные из них в подобных условиях переходят в метаморфогенные растворы.

На первой, метаморфогенной стадии складчатого формирования руд (420—380°C) образовалась рассеянная в объеме пород минерализация платиноидов, Au, Fe, Cr, W, Ti, Pb, Sn, Cu, Al [7]. Благородные и прочие металлы в виде ультратонких обособлений (0,5—10 мкм), преимущественно в самородной форме (рис. 4), или в составе твердых металлических растворов тяготеют к интерстициям породообразующих силикатов, графитоидов, сульфидов. Фиксация самородных металлов в зоне минерализации свидетельствует о том, что рудоотложение первой стадии происходило в высоковосстановительных условиях,

возникших как сопряженный процесс при метаморфическом окислении углеродистых соединений. При этом, по мнению М.И.Новгородовой и др. [18, с. 38], «...только с привлечением элементоорганических соединений можно объяснить появление в минеральных парагенезисах самородных металлов, неравновесных с минеральным составом вмещающих пород».

Вторая стадия минералообразования (метаморфогенно-метасоматическая) происходила на складчатом подэтапе формирования руд при температурах 380—280°C. В этих условиях функционировал кислый флюид (pH 3—4), образовавшийся на первой стадии за счет элизионных вод и разложения углеродистых веществ. Раствор имел хлоридно-магнезиально-натриевый состав. Характерен сингенный поровый флюид, представленный азотом высокой плотности (0,53—0,12 г/см³) [7]. Азотная газовая фаза формируется, скорее всего, при разложении азотсодержащих органических соединений [7, 10], возможно, являвшихся до разложения металлоносными. Минеральная ассоциация для этой стадии сидерит-кварц-сульфидная. По-видимому, именно на данной стадии возникли обнаруженные сульфиды и арсениды платины: куперит [13] и сперрилит [10]. Важно отметить, что на рассматриваемом подэтапе значительных перераспределений рудных компонентов не произошло. Описанные складчатые руды в полной мере соответствуют подклассу метаморфизованных [1].

Руды постскладчатого подэтапа III^b, отвечающие гидротермально-метасоматическому рудообразованию, завершают третий этап формирования месторождения. Возникшие на предыдущем подэтапе за счет деструкции углеродистых веществ кислые флюиды, взаимодействуя с карбонатами вмещающих пород, постепенно нейтрализуются. Они устремляются в образовавшиеся на поздних этапах складчатости зоны трещиноватости, расщеливания, флексуобразных изгибов, в условиях пониженных температур и давлений. Физико-химическое моделирование показало, что максимальная растворимость золота в гидротермальных растворах на ранней высокотемпературной стадии рудообразования — 380—285°C, 210—120 МПа [10] — достигалась, в составе преобладающих хлоридных (AuCl₂⁻) и гидросульфидных (AuHS⁰, Au(HS)₂⁻) комплексов, с суммарной концентрацией Au 6,57 моль/кг H₂O (–lgC_a). Изменение физико-химических условий приводило к распаду комплексов

и отложению золота и сульфидных минералов, формированию золоторудных тел штокверкового и жильного типов (золотопродуктивная среднетемпературная стадия — 280—190°C). Состав рудообразующего флюида на этой стадии преимущественно гидрокарбонатный [4]. Сосуществующий с ним газовый флюид представлен углекислотно-метановой смесью высокой плотности [10]. Характерная минеральная ассоциация анкерит-сидерит-кварц-пирротин-пиритовая с самородным золотом.

По мере остывания системы флюид становился все более щелочным, рудообразование приобретало все более низкотемпературный характер. На поздней низкотемпературной стадии (190—150°C и ниже) возникла низкотемпературная анкерит-кварц-пиритовая с дисперсным золотом минеральная ассоциация. На пострудной стадии (150—50°C) минерализация была представлена сидерит-анкерит-кварцевой ассоциацией [7].

Рассмотренный механизм образования в целом подтверждается поведением петрогенных и редких элементов в валовых пробах по разрезу месторождения Сухой Лог (табл. 2). Для сравнения в данной таблице приведена также геохимическая характеристика пород разреза месторождения Голец Высочайший, выделяющегося в Бодайбинском рудном районе наиболее высокой степенью подобия Сухому Логу. Как в том, так и другом случаях отчетливо прослеживается общая тенденция мобилизации щелочных, щелочноземельных и редкоземельных элементов, а также кремнезема из боковых вмещающих пород с транзитом их через зону рудообразования за пределы контролирующей ее структуры. Подтверждается это широко развитой в рудном районе прожилковой и жильной кварцевой и кварц-карбонатной минерализацией с золотом, иногда с ураном (браннерит) в стратиграфически выше расположенных отложениях верхнего рифея и венда. Собственно рудная ассоциация и сопутствующие ей элементы (Au, Ag, Cu, Ni, Co, Fe, Pb, Zn, Bi, As, Sb, S) концентрируются преимущественно в зоне максимальных дислокаций — изоклинально-чешуйчатых системах трещиноватости и разрывов.

Зональность, наблюдавшаяся на месторождении Сухой Лог, подчеркивается также вариациями изотопного состава углерода. Так, в углеродистых сланцах зеленосланцевой фации метаморфизма, расположенных за пределами рудного поля, изотопный состав углерода в исходных породах

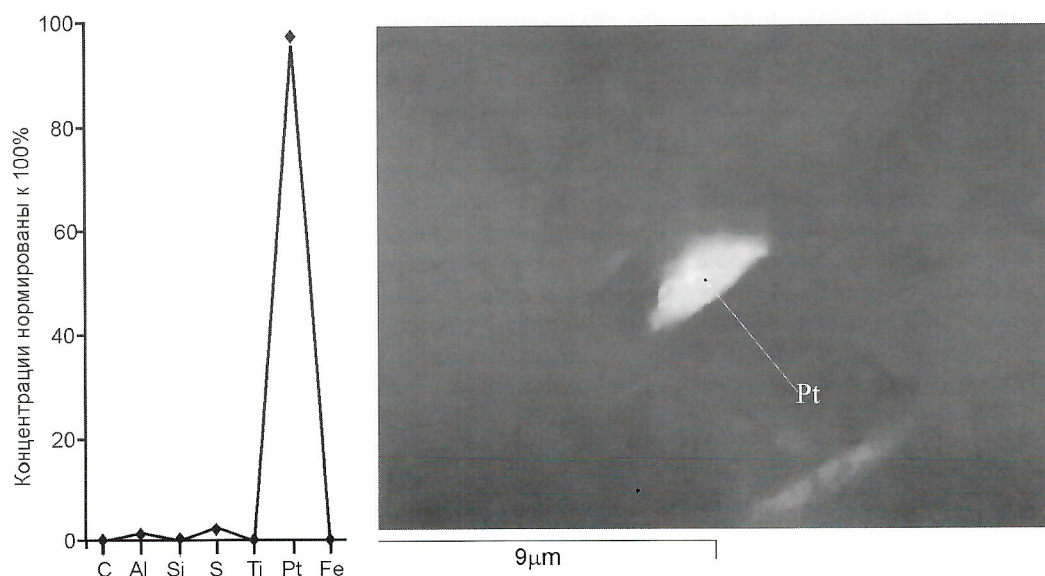


Рис. 4. Самородная платина метаморфогенной высокотемпературной стадии минералообразования в концентрате углеродистого вещества месторождения Сухой Лог [22]. Электронный микроскоп, ИГХ СО РАН, анализ Л.А.Павлова

изменяется от -21,09 до -21,46%, а в хлороформенном -28,89%. Углерод минерализованных зон месторождения битумоиде, полученном из этих пород от -28,03 до отличается более тяжелым составом. Здесь, в исходных

2. . Средние содержания элементов в зонах по разрезам месторождений Сухой Лог и Голец Высочайший

Элементы	Сухой Лог					Голец Высочайший		
	Надрудная	Надрудная минерализованная	Рудная	Подрудная минерализованная	Подрудная	Надрудная минерализованная	Рудная	Подрудная минерализованная
<i>Петрогенные, %</i>								
Si	25,00	28,40	27,10	27,50	27,50	28,00	21,20	29,00
Al	8,00	7,20	7,60	7,80	7,70	5,40	4,50	4,30
Fe	6,00	5,20	6,40	4,30	4,80	8,80	17,25	8,20
Mn	0,17	0,18	0,09	0,21	0,17	0,09	0,05	0,08
Mg	4,00	2,50	2,30	2,70	3,60	1,70	1,80	1,50
Ca	2,00	0,80	0,40	1,40	0,90	1,40	0,90	1,30
Na	2,00	2,10	1,70	2,25	1,80	0,60	0,50	0,98
<i>Редкие, г/т</i>								
Au	0,002	0,13	6,00	0,31	0,02	0,30	30,00	0,20
Ag	0,20	0,20	1,60	0,20	0,10	0,20	6,70	0,60
As	50,00	47,90	137,50	25,00	17,00	4,80	33,30	0,00
Bi	0,01	0,01	0,33	0,17	0,05	0,20	1,75	0,40
Pb	20,00	25,00	41,30	26,70	24,50	7,00	21,00	11,00
Sb	н.о.	н.о.	12,50	8,33	н.о.	н.о.	1,66	н.о.
Co	30,00	26,20	30,75	25,80	24,00	30,00	80,00	30,00
Cu	50,00	44,20	65,80	48,30	47,00	94,50	154,60	90,00
Ni	60,00	54,20	99,20	73,30	110,00	88,00	188,00	132,00
Cr	150,00	107,40	94,20	100,00	130,00	104,30	86,60	90,00
Ce	150,00	60,00	20,80	83,30	75,00	47,00	24,40	56,00
Gd	15,00	3,40	2,10	6,70	6,00	0,50	н.о.	4,00
Yb	3,00	3,05	2,70	3,00	3,30	2,60	1,90	2,50
Y	30,00	32,60	28,00	32,50	31,50	26,00	19,00	33,00
Zr	150,00	107,40	94,20	100,00	130,00	180,00	143,00	150,00
Nb	30,00	15,10	10,80	13,00	19,50	9,60	9,20	11,20
Be	4,00	3,10	2,80	3,70	3,50	1,30	0,80	1,00
W	5,00	2,60	1,60	5,00	2,00	2,10	6,60	0,00
Mo	4,00	0,10	3,50	0,50	0,15	2,10	1,95	2,90
Ba	400,00	415,00	458,00	550,00	340,00	606,00	350,00	410,00
Sc	30,00	30,00	28,70	29,20	25,50	15,40	13,50	11,60
Tl	5,00	0,50	1,70	0,50	2,00	1,00	0,80	0,60
Zn	150,00	135,00	148,00	146,00	162,00	121,00	225,00	90,00

Примечание. Анализы выполнены в ИГХ СО РАН, аналитики И.Е.Васильева, Г.И.Щербакова.

породах $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от $-17,68$ до $18,50\%$, а в хлороформенных битумоидах от $-26,56$ до $-27,75\%$. Ранее выполненные исследования изотопов серы [7] на месторождении показали утяжеление ее состава в надрудной и подрудной зонах и аномальное облегчение в рудной. Предполагается, что фракционирование изотопов углерода и серы могло быть обусловлено протеканием рудообразующих процессов в значительном температурном диапазоне с активным участием в них углерода и серы вмещающих черносланцевых пород.

Таким образом, предлагаемая схема формирования золоторудных месторождений в черносланцевых формациях сухоложского типа предусматривает следующую последовательность реконструируемых на эталонном объекте событий:

седиментогенное накопление сидерохалькофильно специализированных углеродистых толщ, обусловленное синхронным осадконакоплением вулканизмом и подводной гидротермальной деятельностью в спрединговых дуговых бассейнах;

катагенетическая трансформация углеродистых осадочных толщ с генерацией металлоносных нафтидов и миграцией их в сторону конседиментационных поднятий и своды раннеколлизионных пологих антиклиналей. В результате формируются аномально специализированные, нефте-флюидометаллоносные ловушки («резервуары»), металлогенический потенциал которых способен реализовываться в процессах последующих термодинамических преобразований;

стрессовые воздействия в условиях тектоно-магматической активизации (складкообразование, метаморфизм) с разрушением металлоносных углеродистых веществ в нефтеносных «резервуарах» и формированием последовательно метаморфогенной самородной минерализации и метаморфогенно-метасоматических высокотемпературных руд благородных металлов;

унаследованная деформация рудоконтролирующих структур с формированием в осевых частях изоклинально-чешуйчатых зон трещиноватости с интенсивными гидротермально-метасоматическими средне-низкотемпературными золоторудными и пострудными процессами по ним. При этом рудоносный флюид мобилизуется из резервов вмещающей, металлонафтидоносной структуры.

Предложенная модель, базирующаяся на реально установленных геологических фактах, развивает концепцию сопряженного развития металлогенических провинций и нефтегазоносных бассейнов [19] и достаточно универсальна для объяснения формирования рудоносных объектов в черносланцевых формациях и их зональности. В рассмотренном случае устанавливается вполне очевидная связь формирования рудных объектов в позднерифейских черносланцевых формациях складчатого обрамления и нефтегазоносных бассейнов в венде—кембрии юга Сибирской платформы за счет миграции углеводородов из нефтематеринских пород рифея.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 05-05-64466, 05-05-97301 р-байкал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. — М.: Недра, 1979.
- Богданов Н.А., Полякова И.Д. Седиментационные бассейны шельфа Берингова моря и окружающей суши: геодинамичес-

- кие обстановки формирования и нефтегазоносность // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 5. С. 3—12.
- Бурак В.А. Метаморфизм и рудообразование. — М.: Недра, 1982.
- Бурак В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог — одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). — Владивосток: Дальнаука, 1997.
- Варшалл Г.М., Велюханова Т.К., Коцеева И.Я. и др. О концентрировании благородных металлов углеродистым веществом пород // Геохимия. 1994. № 6. С. 814—824.
- Гиндин Л.М. Экстракционные процессы и их применение. — М.: Наука, 1984. С. 7—15.
- Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467—484.
- Дривер Дж. Геохимия природных вод. — М.: Мир, 1985.
- Ермолаев Н.П., Созинов Н.А., Флиций Е.С. и др. Новые типы руд благородных и редких элементов в углеродистых сланцах. — М.: Наука, 1992.
- Лавров Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог // Доклады Академии наук. 2000. Т. 371. № 1. С. 88—92.
- Ленский золоторудный район / Ю.П.Казакевич, С.Д.Шер, Т.П.Жданова и др. // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 85.
- Лининский Э.Н., Дистлер В.В. Глубинное строение земной коры района золото-платинового месторождения Сухой Лог по геолого-геофизическим данным (Восточная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 1. С. 88—104.
- Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Коробейников Н.К., Семейкина Л.К. Платиноносность позднекембрийских углеродистых формаций Байкало-Патомского нагорья // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. — М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1994. С. 150—154.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений. 1991. № 6. С. 34—48.
- Немеров В.К. Геохимическая специализация позднекембрийских черносланцевых толщ Байкало-Патомского нагорья. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. — Иркутск, 1989.
- Немеров В.К., Станевич А.М. Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогеоза Байкальской горной области // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 456—470.
- Неручев С.Г., Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием. — М.: Наука, 1976. С. 47—63.
- Новгородова М.И., Генералов М.Е., Буслаева Е.Ю., Жукликов А.Н. Состав и структурное состояние углеродистого вещества в минерализованных терригенно-осадочных толщах // Отечественная геология. 1999. № 1. С. 33—38.
- Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов / Д.И.Горжецкий, А.А.Карцев, Д.И.Павлов. — М.: Недра, 1990.
- Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. — Новосибирск: Наука, 1975.
- Полякова И.Д. Металлы в нафтидогенезе // Геология и геофизика. 1996. 37. № 3. С. 62—67.
- Развожаева Э.А., Спиридонов А.М., Цыханский В.Д. и др. Платина в углеродистом веществе руд месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3. С. 286—296.
- Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н. и др. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геология рудных месторождений. 1992. Т. 34. № 6. С. 3—15.
- Сынгаевский Е.Д., Чиненов В.А. Геохимия углерода в терригенно-углеродистых сланцах Кумторского рудного поля (Восточная Киргизия) // Геохимия. 1998. № 7. С. 727—736.
- Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. — М.: Мир, 1981.

Благородные металлы в рудных формациях Кодаро-Удоканской зоны

Б.Н.АБРАМОВ (Читинский институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН)

Установлено, что основная часть благородных металлов в медистых и магнетитовых песчаниках раннепротерозойской удоканской серии имеет кластогенную природу.

При этом отмечается увеличение концентраций благородных металлов к нижним рудоносным стратиграфическим уровням удоканского комплекса, что связывается главным образом с особенностями пород областей сноса. В черносланцевых отложениях удоканской серии и базитах раннепротерозойского чинейского комплекса выявлено несколько уровней концентраций благородных металлов, повышенные концентрации которых связаны с процессами сульфидизации.

В Кодаро-Удоканской структурной зоне выделяются следующие основные рудные формации: медистые песчаники (медь, серебро, золото), черные сланцы (золото, платиноиды) раннепротерозойского удоканского комплекса и габброиды раннепротерозойского чинейского комплекса (железо, титан, ванадий, платиноиды, золото).

Впервые изучением золотоносности медистых песчаников Кодаро-Удоканской зоны начали заниматься сотрудники ИРГИРЕДМЕТ. Ими детально изучена золотоносность Удоканского медного месторождения. Было определено, что в Удоканском месторождении наибольшие концентрации золота характерны для борнит-халькозиновых руд. При этом в жильном халькозине содержания достигают 14 г/т. В это же время сотрудники ГИНЦВЕТМЕТ (С.И.Митрофанов и др.) в технологических пробах месторождения определили среднее содержание золота в медном концентрате 0,4 г/т.

Наиболее детально геохимия золота в рудах Удоканского месторождения изучена группой сотрудников ЗабНИИ (Л.Ф.Наркелюн, Ю.П.Безродных, Г.А.Юргенсон, А.И.Трубачев, В.С.Салихов и др.) [9, 4], определивших, что распределение золота подчиняется зональному ряду: халькозин—борнит—халькопирит—пирит. Установлено, что наряду с медью и серебром золото имеет практический интерес. Этот вывод в дальнейшем был подтвержден геологами Удоканской экспедиции при подсчете запасов руд месторождения (Э.Ф.Гринталь, В.С.Чечеткин, Ю.В.Быков, Ю.А.Кошелев и др.). Значительный объем исследований по золотоносности осадочных и интрузивных комплексов пород Кодаро-Удоканского района в 80-е годы XX века проведен сотрудниками ЗабНИИ (П.П.Петровский, Ю.И.Симонов, Б.Н.Абрамов и др.). На Удоканском месторождении было отмечено сложное полимодальное распределение золота, свидетельствующее о наличии нескольких уровней концентраций золота.

Несмотря на значительный объем исследований, проведенных на Удоканском месторождении, недостаточно изученными остались закономерности распределения благородных металлов на других месторождениях медистых песчаников Кодаро-Удоканского района. Изучение распределения платиноидов в медистых песчаниках района рассмотрено в единичных работах. Исследования геологов Удоканской экспедиции М.Н.Дэви за 1990 г., а также данные других исследователей показали, что содержания платиноидов в медистых песчаниках Кодаро-Удоканского

района составляют десятые—сотые доли граммов на тонну [7, 8].

Месторождения и проявления медистых песчаников выделяются в различных частях разреза удоканского комплекса. Установлено три главных стратиграфических уровня, где сосредоточены основные запасы меди: сакуканский (верхний), александровский и читкандинский (нижний). Наиболее крупный (по запасам) верхний стратиграфический уровень представлен отложениями сакуканской свиты, в пределах которой известны месторождения (Удоканское, Ункурское, Бурпалинское) и рудопроявления (Лабазное, Сакуканское и др.). Средний стратиграфический уровень образован отложениями александровской свиты, к которому приурочены месторождения Озеро Медное, Кукугунда и др. Нижний стратиграфический уровень выделен в объеме читкандинской свиты, где известно месторождение Красное. Характерно, что к этим же стратиграфическим уровням приурочены и железистые песчаники, слоистость в которых подчеркивается преимущественно обломочным мартитом, титаномагнетитом, ильменитом. В пределах ритмично-слоистых меденосных отложений железистые песчаники развиты преимущественно в нижних частях разрезов.

Для рудовмещающих отложений различных стратиграфических уровней характерны свои отличительные особенности. Рудоносная толща сакуканского меденосного уровня представлена монотонной песчанниковой толщей с редкими прослоями алевролитов, александровской свиты — тонкопереслаивающимися песчаниками, алевролитами, известняками, кварцитами и доломитами. Нижний меденосный уровень образован отложениями читкандинской свиты, где наблюдается переслаивание песчаников, алевролитов с прослоями карбонатных пород. Следует отметить, что породы удоканского комплекса метаморфизованы преимущественно до фации зеленых сланцев, породы нижних частей разреза — до амфиболитовой.

В меденосных песчаниках сакуканского стратиграфического уровня наиболее распространены рудные минералы борнит и халькозин. Ниже по разрезу в медистых песчаниках александровской и читкандинской свит доля борнит-халькозиновых руд уменьшается. В медистых песчаниках александровской свиты преобладают пирит-халькопиритовые, читкандинской — пирит-халькопиритовые, пирротин-халькопиритовые руды.

Анализ распределения благородных металлов в медистых песчаниках Кодаро-Удоканской зоны показывает закономерное увеличение концентраций благородных металлов от верхнего меденосного уровня к нижнему (табл. 1). Ранее подобная закономерность была отмечена относительно только золота [1, 2]. Такое же распределение подтверждается в основном для рудных и редкоземельных элементов (табл. 2). Увеличение концентраций данных элементов связано главным образом с особенностями пород областей сноса. Так, в минералах тяжелого шлиха железистых песчаников читкандинской свиты в отличие от таковых сакуканской свиты отмечены ураноносные рудные минералы — браннерит, урансодержащий ильменит [11]. В породах нижних частей разреза сакуканской свиты

1. Средние содержания благородных металлов в рудных формациях Кодаро-Удоканской зоны

Породы, руды	Au, мг/т			Ag, г/т			Pt, мг/т			Pd, мг/т		
	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>
Медистые песчаники (PR₁)												
<i>Сакуканская свита</i>												
Борнит-халькозиновая	140	52	57	22	57,3	57,5	15	3,8	3,9	14	1,1	1,6
Пирит-халькопиритовая	17	35	40	14	15,5	12						
Брошантит-малахитовая	30	46	23	24	10,2	8,2	2	3	1,4	4	0,4	0,1
<i>Александровская свита</i>												
Пирит-халькопиритовая	17	94	254	24	10,2	8,2	2	3,0	1,4	4	0,4	0,1
<i>Читкандинская свита</i>												
Борнит-халькопиритовая	5	950	1060	5	129	159	2	39,7	49,9	2	5,5	2,4
Халькопирит-пирротиновая	27	126	148	6	40,1	73,4	6	5,8	6,2	3	1,6	1,4
Брошантит-малахитовая	5	42	30									
Черносланцевые отложения (PR₁)												
<i>Аянская, инырская, икабийская свиты</i>												
Сланцы	55	6	10	35	1,2	1,1						
Сланцы сульфидизированные	35	203	311	23	3,1	5,5	2	6,5	6,4	19	0,5	1,5
Сульфидно-кварцевые жилы	46	284	833	8	32,8	46,9				4	1,1	1,1
Чинейский интрузивный комплекс (PR₁)												
Габброиды	66	29	54	16	1,5	1,5	5	4,6	0,9	11	2,7	2,6
Габброиды сульфидизированные	29	237	595	9	2,6	1,7	3	3,2	0,9	5	2,8	2,6
Титаномагнетиты	18	286	441	7	2,2	1,9	9	3,5	0,8	10	2,6	2,6

Примечание. 1. *n* — число анализов; *x* — среднее арифметическое; *s* — стандартное отклонение. 2. Au определено спектрозолотометрическим и пробирным методами анализов, Ag — пробирным анализом в аналитических лабораториях ЗабНИИ, Роскомнедра РФ (г.Чита); Pt и Pd химико-спектральным методом анализа в аналитическом центре Геологического института СО РАН (г.Улан-Удэ)

развиты нигде более не отмечаемые в разрезе удоканского комплекса многочисленные окатанные гальки гранитоидов, реже кварцитов, яшмоидов [5].

Распределение редкоземельных элементов свидетельствуют об обогащении легкими лантаноидами медистых песчаников сакуканской ($\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}=5,11$), читкандинской свит ($\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}=4,71$) и увеличении доли тяжелых лантаноидов в медистых отложениях александровской свиты ($\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}=2,75$). По данным Ю.А.Балашова, в процессе осадкообразования в прибрежно-морских условиях обломочные материалы обогащаются легкими лантаноидами — La, Ce [3]. При этом по мере удаления от береговой линии увеличивается доля тяжелых лантаноидов. Следует обратить внимание на тесную корреляционную связь ($r>0,5$) благородных металлов с легкими лантаноидами — La, Ce. В медистых и магнетитовых песчаниках отмечены акцессорные минералы — концентраторы редкоземельных элементов (ксенотим, циркон и др.).

Увеличение концентраций благородных металлов к нижним стратиграфическим уровням медистых и магнетитовых песчаников, похожие корреляционные связи золота и

платиноидов свидетельствуют о том, что большая часть благородных металлов в медистых и магнетитовых песчаниках имеет кластогенную природу, что также подтверждается находками обломочного золота в магнетитовых песчаниках сакуканской свиты [4].

Отложения черносланцевой формации приурочены к нижним частям разреза удоканского комплекса. Представлены отложения икабийской, аянской, инырской и читкандинской свитами. Породы формации сложены в основном тонкопесчаниками с подчиненными прослоями кварцевых конгломератов и гравелитов. Характерная черта черносланцевой формации — наличие углеродистого вещества, представленного в основном выделениями графита. Количество углеродистого вещества составляет 3% от объема породы. Распределение углеродистого вещества неравномерное. Наибольшие концентрации его сосредоточены в сланцах и метаалевролитах, минимальные — в метапесчаниках.

Отложения черносланцевой формации метаморфизованы в разной степени от низких ступеней фации зеленых сланцев до амфиболитовой. При этом отмечается увеличение степени метаморфизма от центральных частей Кода-

2. Распределение рудных и редкоземельных элементов в медистых песчаниках Кодаро-Удоканской зоны

Элементы	Свиты (число анализов)		
	Сакуканская (15)	Александровская (5)	Читкандинская (9)
Ni	3	10	83
Zn	176	192	317
Pb	10	10	634
Bi	28	25	650
Ba	912	355	1476
La	28	17	48
Ce	62	40	81
Y	12	15	17
$\Sigma Ce/\Sigma Y$	5,11	2,75	4,71

Примечание. Анализы выполнены в аналитическом центре Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ) рентгеноспектральным методом, аналитик Б.Ж.Жалсараев.

ро-Удоканской зоны к периферии, контактам с архейскими образованиями.

Наиболее распространены рудные минералы черносланцевых отложений: пирротин, ильменит, халькопирит, реже наблюдается пирит, магнетит и крайне редко — сфалерит, галенит, арсенопирит. Сульфидная минерализация развита крайне неравномерно, наряду с безрудными участками отмечаются породы с мелкорассеянной вкрапленностью сульфидов, а также в виде гнездообразных и послойных скоплений.

В породах формации выделяется несколько уровней концентраций золота. Наиболее низкие концентрации золота, не превышающие фоновые, характерны для отложений содержащих убогую вкрапленность ильменита, реже магнетита, а также для пород, не содержащих рудную минерализацию. Повышенные концентрации золота наблюдаются в зонах сульфидизации и метаморфогенно-гидротермальных сульфидно-кварцевых жилах, пространственно приуроченных к зонам тектонических нарушений (см. табл. 1). При этом наибольшие концентрации благородных металлов связаны с полиметаллической рудной ассоциацией. Концентрации платиноидов в черносланцевых отложениях составляют первые миллиграммы на тонну.

Габброиды чинейского комплекса представлены выходами сравнительно небольших по масштабам интрузий. Наиболее типичный и изученный представитель чинейского комплекса — Чинейский расслоенный габбро-норитовый массив. Кроме этого массива в состав комплекса входят ряд габброидных плутонов: Верхнесакуканский, Эбкочанский, Луктурский, Култушный, Верхнекаларская и Сюльбанская группа массивов, а также безымянные габброидные тела в бассейне р.Хадатканда.

Породы чинейского комплекса имеют сходный состав. Различия в них обусловлены количественными взаимоотношениями основных породообразующих минералов. Наиболее распространенные породы — габбро-нориты, менее развиты нориты, лейкократовое габбро, анортозиты, пироксениты [6].

Ранее было определено, что повышенными содержаниями благородных металлов в породах Чинейского массива характеризуются экзо- и эндоконтактовые медно-сульфидные руды участка «Рудный». Так, здесь содержания достигают (в г/т): Pt 72, Pd 255, Au 9,8, Ag 34,8. Отмечена тесная корреляционная связь золота с платиноидами [10]. Нами были проанализированы на благородные металлы породы чинейского комплекса вне участка «Рудный» из районов Чинейского и Верхнесакуканского массивов, а также из ряда безымянных тел габброидов в бассейне р.Хадатканда. Распределение благородных металлов свидетельствует о повышенных концентрациях золота в титаномagnetитовых рудах и сульфидизированных участках габброидов, преимущественно с пирит-халькопиритовой минерализацией (см. табл. 1). Максимальные содержания золота в них достигают нескольких граммов на тонну. Сульфидизированные участки в пределах Чинейского массива образуют зоны мощностью до 70 м в приподожвенных частях плутона. Представлены они вкрапленностью сульфидов до 15%. Преобладает пирит-халькопиритовая минерализация.

Корреляционный анализ выявил тесную связь золота в сульфидизированных габброидах преимущественно с сидерофильными элементами — Co, Ni, V; в титаномagnetитах с халькофильными — Ag, Bi, Cu, Zn. В первом случае, вероятнее всего, золото имеет мантийный источник, во втором — коровый.

Таким образом, основная часть благородных металлов в медистых песчаниках имеет кластогенную природу. При этом отмечено увеличение их концентраций к нижним рудным уровням удоканского комплекса. В черносланцевых отложениях удоканского комплекса и базитах чинейского комплекса наблюдается несколько уровней концентраций благородных металлов. Повышенные концентрации благородных металлов связаны в основном с процессами сульфидизации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов Б.Н., Винниченко С.В. Золотоносность медистых песчаников Кодаро-Удоканского района // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 6. С. 1185—1187.
2. Абрамов Б.Н., Наркелю Л.Ф. Золотоносные комплексы пород удоканской серии // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 6. С. 90—96.
3. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. — М.: Наука.
4. Безродных Ю.П., Наркелю Л.Ф., Трубаев А.И., Юргенсон Г.А. Золото в осадочных толщах Кодаро-Удоканского района // Докл. АН СССР. 1968. Т. 1979. № 4. С. 927—930.
5. Бурмистров В.Н. О генезисе крупнообломочного материала кеменской подсерии удоканского комплекса Восточной Сибири // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 5. С. 1201—1204.
6. Гонгальский Б.И. Криволицкая Н.А. Чинейский расслоенный плутон. — Новосибирск: Наука, 1993.
7. Кучеренко И.Ф., Коробейников А.Ф. Металлы платиновой группы в рудах Удоканского серебро-медного месторождения / Мат-лы конф., посвященной 70-летию кафедры геологии Томского политех. ин-та. — Томск, 2000. С. 145—157.
8. Макарьев Л.Б., Былинская Л.В., Павлов М.В. Платиноносность Кодаро-Удоканского медно-рудного района // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых минералов в XXI веке. Т. 3. Кн. 2. — М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1999. С. 300—306.
9. Наркелю Л.Ф., Безродных Ю.П., Трубаев А.И., Салихов В.С. Медистые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы. — М.: Недра, 1977.
10. Татаринов А.В., Яловик Л.И., Четкин В.С. Динамометаморфическая модель формирования расслоенных массивов основных горных пород (на примере Чинейского в Северном Забайкалье). — Новосибирск: Наука, 1996.
11. Юргенсон Г.А., Абрамов Б.Н. Минеральный состав и железистых песчаников и источник обломочного материала меденосных отложений удоканской серии // Зап. Всеросс. минер. о-ва. 2000. № 2. С. 44—54.

Сколовая структура ийолит-уртитовой дуги Хибин и некоторые аспекты генезиса апатитового оруденения

А.Л.КУЛАКОВСКИЙ (Институт физики Земли РАН)

Согласно господствовавшим в течение многих десятилетий взглядам [6, 7 и др.], Хибинский массив представляет собой сложное интрузивное тело, состоящее из серии последовательно возникших концентрических интрузий (цилиндрической и (или) конической формы), вложенных друг в друга. Одной из фаз этой магматической серии отвечает продуктивная на апатит ийолит-уртитовая интрузия, образующая на поверхности почти замкнутое кольцо («дугу»). Контакты пород самостоятельных интрузий внутри массива принято считать типично интрузивными, а апатитовые руды обычно рассматриваются [11 и др.] в качестве одной из субфаз ийолит-уртитовой интрузии. Естественно, что в рамках этой общей концепции магматического генезиса хибинских пород и руд элементы их петроструктуры и складчатой структуры относились к структурам магматического происхождения. В работах Ф.М.Онохина, Е.А.Каменева, Г.М.Вировлянского, Т.Н.Ивановой, И.И.Перекреста и других геологов, детально изучавших строение апатитовых месторождений, эти элементы структуры и петроструктуры классифицируются как *первичные текстуры течения* [21], *структуры течения, расслоения и последовательных инъекций* [14], *структуры прото-, ранне- и позднемагматического этапов* [5], *структуры, возникающие при внедрении интрузий более поздних фаз (субфаз)* [10, 12, 24]. Подобного рода представления о формировании структуры массива главным образом на магматическом этапе нередко содержатся и в работах последнего десятилетия [19]. Очевидно, исходя из подобных представлений, роль структурного фактора в контроле оруденения приходится признать, в лучшем случае, или второстепенной, или вообще незначимой.

С конца 50-х до начала 60-х годов прошлого века в работах ряда исследователей (Л.Л.Солодовникова, И.П.Тихоненков, К.А.Жук-Почкутов, позднее С.А.Руденко, В.Ф.Барабанов, В.Н.Титов, Ю.А.Розанов, Я.А.Агапов, Б.Е.Боруцкий, А.И.Серебрицкий, И.А.Зотов и др.) обсуждается метасоматическое происхождение как пород (прежде всего, уртитов и ийолит-уртитов), так и апатитовых руд рудовмещающего комплекса. При разработке этой концепции были обнаружены и оказались востребованными эмпирически установленные ранее, но не получившие удовлетворительного объяснения с позиции магматогенного происхождения структур, закономерные связи локализации пород и руд со складчатыми и разрывными нарушениями, в частности, роль трещин и разломов при нефелинизации [28, 29] и зависимость метасоматической апатитизации (оруденения) и калишпатизации (рисчорритизации) от предшествующих складчатых и разрывных деформаций [32, 27, 8]. Как нетрудно видеть, вопрос о структуре рудовмещающего комплекса, времени и механизме возникновения складчатых и разрывных структур ийолит-уртитовой дуги Хибин тесно связан с вопросом генезиса пород и руд этого комплекса.

В данной работе подход к изучению структуры такой дуги, приемы структурного анализа (выявление наложенных складчатых деформаций и деформированной линейнос-

ти, выделение структурных парагенезов, анализ петроструктуры пород и руд, динамическая и кинематическая интерпретация и др.) заимствованы автором из собственного опыта изучения с ложно дислоцированных метаморфических комплексов и метасоматических образований. Толчком к подобному приложению методики анализа структуры метаморфитов и метасоматитов к структуре рудовмещающего комплекса Хибин послужило первое, яркое и весьма неожиданное, впечатление, которое произвел на автора облик апатит-нефелиновых руд и ийолит-уртитов — несомненное сходство их структуры и текстуры со структурой и текстурой обычных разностей гнейсов, кристаллосланцев и мигматитов. В тот момент автору не было известно, что такое же впечатление производил структурно-текстурный облик (или отдельные элементы петроструктуры, чаще всего «трахитоидность») пород и руд ийолит-уртитовой дуги и на некоторых исследователей Хибин [8, 2, 15]

Исследователи Хибин уже давно обратили внимание на элементы симметрии в строении массива в целом и ийолит-уртитовой дуги в частности. В литературе существуют два варианта определения положения плоскости симметрии. Согласно первому из них [26, 36], плоскость симметрии проходит через центр массива (и ийолит-уртитовую дугу) примерно в субширотном направлении и трассируется далее на восток-северо-восток через Ловозерский массив (рис. 1). В другой трактовке, плоскость симметрии проходит в северо-восточном направлении, рассекая эту дугу между месторождениями Юкспорское и Апатитовый Цирк [34, 30]. Автору представляется, что в строении данной дуги видна структурная и петрологическая зональность, связанная с плоскостями обоих указанных направлений. Субширотно ориентированная плоскость (*региональная*) делит ийолит-уртитовую дугу на два фрагмента, из которых южный отличается от северного как большей полнотой *разреза* и большей мощностью отдельных пластин в этом разрезе, так и неизмеримо большим размахом апатитового оруденения, а плоскость северо-восточного простирания, след которой на поверхности известен как *ось симметрии*, рассекает южный фрагмент на два участка с элементами зеркальной симметрии.

Данные, приведенные ниже, относятся исключительно к южному фрагменту ийолит-уртитовой дуги, включающему все главные месторождения. Используются наблюдения, прежде всего, в горных выработках — во всех карьерах и в шахте Расвумчорра, а также, в меньшей степени, в естественных обнажениях. Эти данные позволили выделить два структурных парагенеза, соответствующих двум главным этапам деформации, в ходе которой возникла структура ийолит-уртитовой дуги; свой современный структурный облик эта дуга приобрела в основном на раннем этапе деформации.

Структуры первого парагенеза — ранний этап деформации. Системы плоскостей тектонической расчлененности. В породах и рудах ийолит-уртитовой дуги повсеместно фиксируются разнообразные по морфологическому выражению плоскостные структуры деформаци-

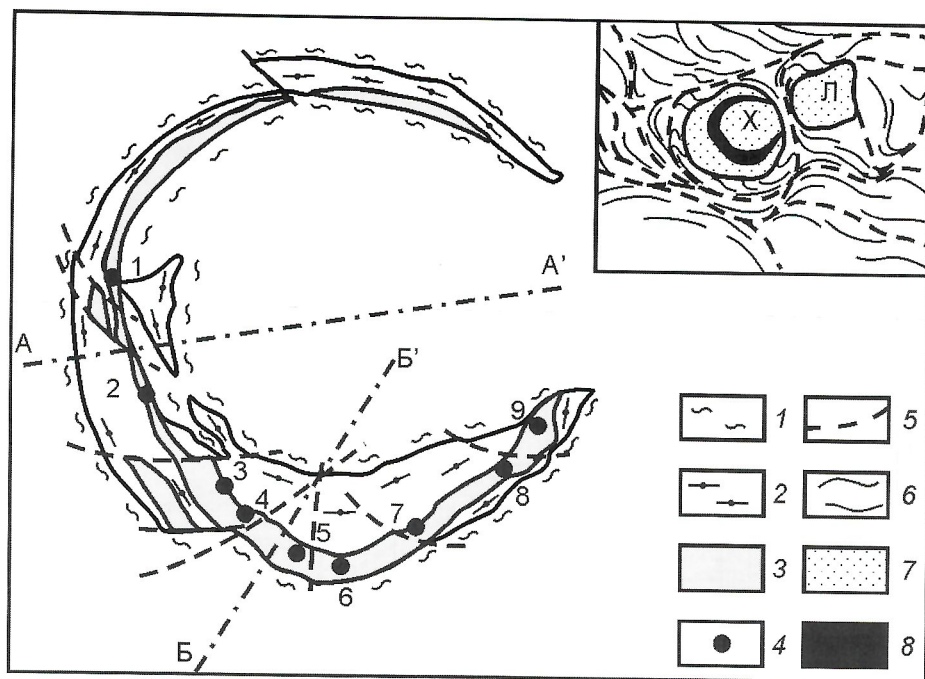


Рис. 1. Схематическая карта ийолит-уртитовой дуги:

1 — нефелиновые сиениты; 2 — рихториты и ювиты; 3 — комплекс ийолитов, мельтейгитов, уртитов; 4 — месторождения апатита (1 — Куэльпор, 2 — Снежный Цирк, 3 — Кукисвумчорр, 4 — Юкспор, 5 — Апатитовый Цирк, 6 — Расвумчорр, 7 — Коашва, 8 — Ньорпакх-Суолайв, 9 — Олений Ручей); 5 — разломы; 6 — докембрий; 7 — щелочные интрузии; 8 — ийолит-уртитовая дуга; оси симметрии: А—А' — по [26, 36], Б—Б' — по [30, 34]; на врезке массивы: Х — Хибинский и Л — Ловозерский

онного происхождения. Прежде всего, это «трахитоидность» мельтейгитов, ийолитов и ийолит-уртитов, обусловленная предпочтительной ориентировкой линзовидных агрегатов и (или) отдельных кристаллов пироксена и фактически представляющая собой [2] гнейсовидность. Местами такие гнейсовидные породы характеризуются мелкоочковой петроструктурой, гомологичной филлонитовой полосчатости богатых филлосиликатами тектонитов. Очень часто в породах и рудах ийолит-уртитовой дуги можно наблюдать систему мелких субпараллельных друг другу сколов, определяющую полосчатую (обычно линзовидно-полосчатую) структуру пород. Столь же часто линзовидный или линзовидно-полосчатый облик ийолит-уртитов и руд обусловлен предпочтительной ориентировкой мелких линз ийолита в существенно нефелиновом или нефелин-апатитовом матриксе. Все эти плоскостные структуры, встречающиеся в породах и рудах рассматриваемой дуги нередко в сочетании друг с другом, носят характер «проникающих» структур, отвечающих рассредоточенному сколовому течению.

Сколовому течению, сконцентрированному в локальных зонах, соответствуют вязкие разрывы, тождественные по своим особенностям слайдам, широко распространенным в сложно дислоцированных метаморфических комплексах [38]. Сильно изменяющиеся по протяженности (разного порядка) субпараллельные друг другу слайды представляют собой, пожалуй, наиболее важный элемент структуры ийолит-уртитовой дуги (рис. 2). Обычно у слайдов в породах и рудах описываемой дуги наблюдаются подвороты гнейсовидности и полосчатости и (или) разориентировка плоскостных структур по обе стороны поверхности слайда. Такая разориентировка, как по азимуту, так и углу падения, тектонической расслоенности у слайдов — характерная особенность строения всей дуги и, в частности, рудной зоны — «пакета» ограниченных слайдами пластин (точнее линз) разного порядка с несогласным или псевдосогласным (при малых углах разориентировки) залеганием тектонической расслоенности. Зоны слайдов нередко залечены жильными телами разнообразных метасоматитов, но часто слайды выступают в роли контактов различных по составу (одновременно

по структуре и текстуре) пород и руд, т.е. определяют и композиционную полосчатость.

При статистической обработке всего множества плоскостных деформационных структур пород и руд ийолит-уртитовой дуги можно обнаружить три основные системы поверхностей, отличающиеся по ориентировке. В масштабе всей дуги они конические или цилиндрические, но для ее любого небольшого фрагмента — мелкого месторождения или участка более крупного месторождения — эти поверхности можно аппроксимировать плоскостями. Среднестатистическая позиция плоскостей таких трех систем следующая: 1) крутопадающие $70\text{--}90^\circ$ к центру массива (иногда до обратного падения); 2) с падением $30\text{--}50^\circ$ к центру массива и 3) субгоризонтальные (с углами падения от 20° к центру массива до 10° — от центра). Геологическая роль плоскостей каждой из систем различна. Крутопадающие плоскости (слайды) ограничивают ийолит-уртитовую дугу, а также разграничивают в ее пределах крупные пластины и линзы, отличающиеся друг от друга как по внутренней структуре, так и соотношению апатитовых руд и пород различного состава. Плоскости, падающие под средними углами к центру массива — основная позиция контактов (например, контактов рудных тел) в рудной зоне, полосчатости бедных руд и ийолит-уртитов и гнейсовидности («трахитоидности») ийолитов. Субгоризонтальные плоскости (наиболее характерные для верхов рудной зоны) — контакты и полосчатость руд (чаще богатых), иногда линзовидная полосчатость и гнейсовидность ийолитов. В абсолютном большинстве случаев плоскости тектонической расслоенности этих трех систем плавно сопрягаются друг с другом, образуя флексурообразные перегибы, оси которых ориентированы в первом приближении примерно по линии генерального простирания для данного участка дуги. На самом деле имеет место закономерное отклонение осей этих перегибов, а также некоторых других линейных структур, от линии простирания, причины которого рассмотрены дальше в этой статье. Точно так же ориентированы и графически определенные максимумы β -пересечений плоскостей слайдов и иной тектонической расслоенности. В общем

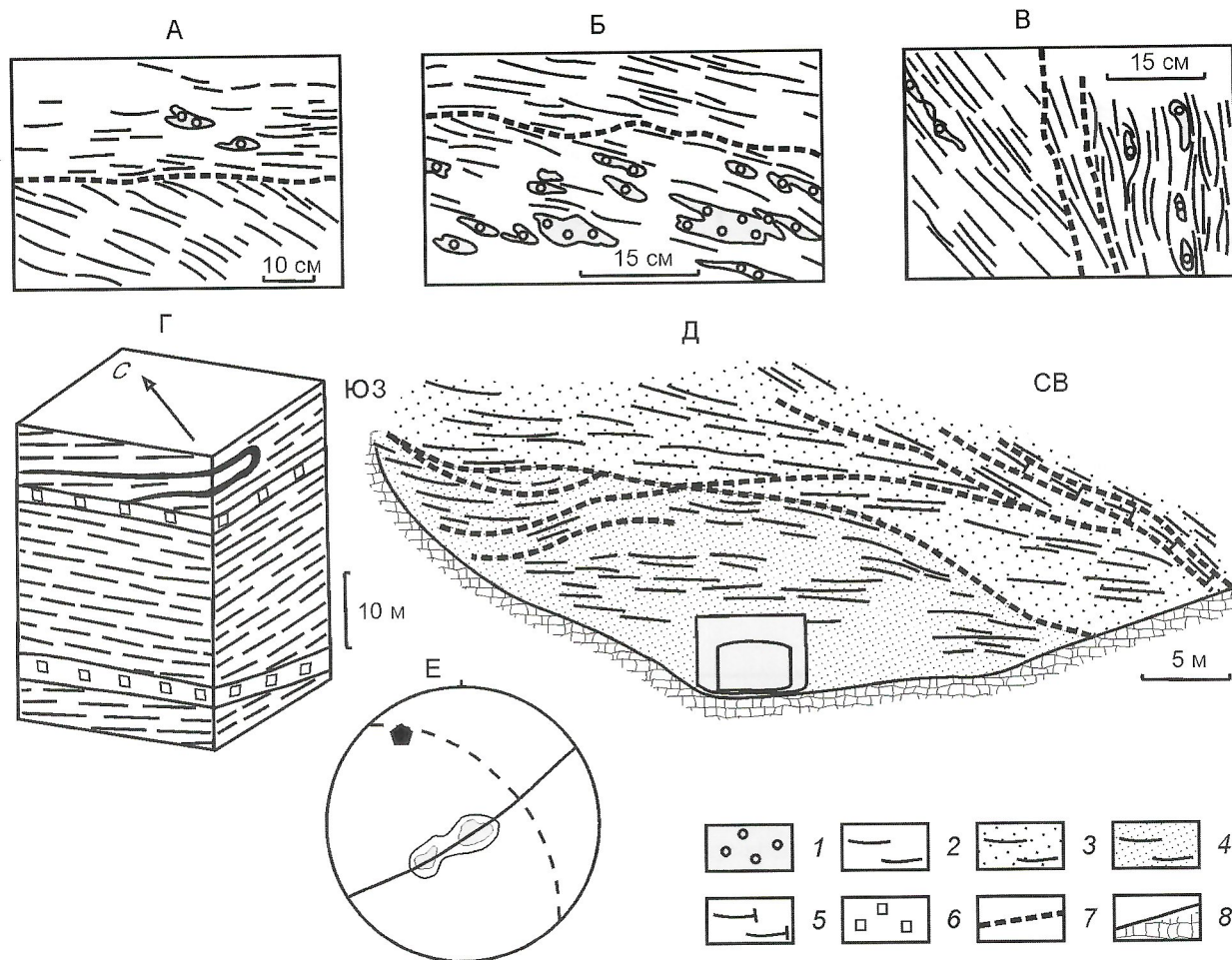


Рис. 2. Слайдовая структура в породах и рудах ийолит-уртитовой дуги:

А, Б, В — зарисовки по фотографиям слайдовой структуры ийолитов; Г — «пакет» разграниченных слайдами тектонических пластин в ийолитах (черное — фрагмент изоклиальной складки); по слайдам — тела (жила) уртитов (Юкспорский карьер); Д — линзовидное строение (сочетание сколов-слайдов R^1 - и P -систем) верхов рудной зоны (Саамский карьер у устья штольни 11); Е — флексура с шарниром (залитый пятиугольник) близким к линии простирания, возникшая при сочетании сколов R^1 - и P -систем (Саамский карьер, южная стенка, 44 замера полюсов плоскостей тектонической расслоенности, пункт — крутое крыло флексуры); горизонтальная плоскость, север вверх (эта и последующие структурные диаграммы — проекция на нижнюю полусферу): 1 — массивные мелкозернистые ийолиты; 2 — гнейсовидные ийолиты; апатитовые руды: 3 — бедные, 4 — богатые; 5 — сфениты; 6 — порфиробластовые зеленые уртиты; 7 — слайды; 8 — ось

случае, слайды с меньшим углом падения обычно подворачиваются у слайдов с большими углами падения.

С плоскостями тектонической расслоенности трех указанных систем (преимущественно, с плоскостями со средними углами падения и субгоризонтальными) тесно сопряжены складчатые формы, детально описанные в работах [21, 22, 23, 32, 30]. В низах рудной зоны складки более открытые и крупнее (обычно метрового диапазона), чем в богатых рудах верхней части рудной зоны. В последнем случае складки мелкие (сантиметрового, реже дециметрового диапазона), сжатые или изоклиальные, обычно асимметричные (до «однокрылых»), нередко сгруппированные в ансамбли — каскады складок (рис. 3). Иногда оба крыла этих мелких складок редуцированы и сохраняются лишь плотноупакованные пережатые замки складок со ступенчатым смещением друг относительно друга. Осевые плоскости таких мелких складок близки или совпадают с субгоризонтальными плоскостями тектонической расслоенности, а зеркало складчатости (каскад таких складок) обычно параллельно плоскостям расслоенности со средними углами падения (см. рис. 3, Г).

Большая часть линейных элементов структуры и петроструктуры пород и руд ийолит-уртитовой дуги — упомянутые оси флексурных перегибов, β -пересечения слайдов различных систем, длинные оси ийолитовых линз, шарниры сжатых и изоклиальных складок — ориентирована примерно по простиранию таких дуг на данном участке. Некоторые из предшествующих исследователей [9] указывали на ориентировку длинных осей линз по линии падения, т.е. к центру Хибинского массива, и подобная ситуация действительно встречается, но представляет собой лишь частный случай переориентировки длинных осей линз и шарниров мелких складок в результате наложенной деформации — на крыльях более поздних складок-волн, описанных далее в данной работе.

Система сопряженных сколов — структурный каркас ийолит-уртитовой дуги. Все перечисленные структурные формы — слайды и мелкие *рассредоточенные* сколы, гнейсовидность, линзовидная полосчатость, мелкие складки — представляют собой комплекс (парагенез) структур, закономерно сопряженных друг с другом и возникших, в первом приближении, одновременно: все они относятся к самым

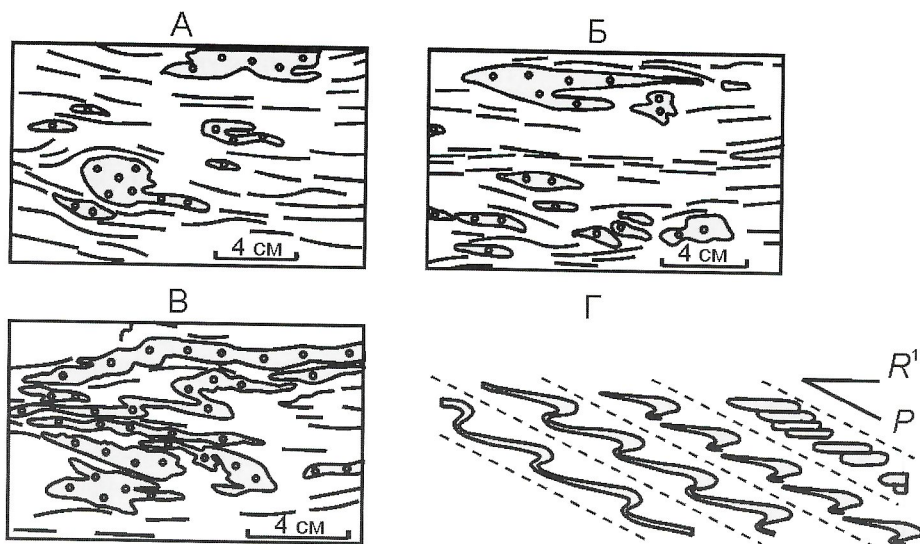


Рис. 3. Мелкие складки в породах и рудах ийолит-уртитовой дуги:

А, Б, В — линзы («обрывки») мелких складок массивного мелкозернистого ийолита в гнейсовидных ийолитах (карьеры Саамский и Расвумчоррский), в сечении, перпендикулярном линии простираия; зарисовки по фотографиям; Г — схема морфологических типов и ориентировки элементов мелких складок относительно сколов R^1 - и P -систем; усл. обозн. см. рис. 2

ранним из структур, деформирующих породы *матрицы* — мелкозернистые массивные ийолиты и мельтейгиты и образовались они до нефелинизации (уртитизации) и бедного апатитового оруденения (см. следующий раздел). По существу, все подобные структурные формы отвечают различным вариантам и разным стадиям единого деформационного процесса. И в силу неоднородности такой деформации можно определить ее последовательные стадии: от зарождения редкой сети мелких сколов в массивных мелкозернистых ийолитах через разрастание, сгущение сети таких сколов и, соответственно, снижение доли (числа и размера) реликтовых участков — изометричных блоков, а чаще линз — массивных ийолитов вплоть до возникновения тонколинзовиднополосчатых разностей. К завершающим стадиям этого процесса относится смятие подобных тонких линз ийолита в мелкие сжатые складки.

Учитывая ориентировку, соотношение друг с другом и характер движения по слайдам разных систем, можно рассматривать все эти вязкие разрывы как систему сопряженных сколов для случая простого сдвига. Кинематика для слайдов трех указанных групп определяется по подворотам плоскостных структур и рисунку мелких складок: поддвигающая (сбросовая) для слайдов субвертикальных и со средними углами падения и поддвигающая (надвигающая) для субгоризонтальных слайдов (рис. 4, А). Соответственно, плоскостью главных сколов (Y -сколов) в этой системе являются плоскости крутопадающих (субвертикальных) слайдов, которые для ийолит-уртитовой дуги в геологическом отношении действительно главные. Слайды с углами падения 30 — 50° соответствуют на рис. 4, Б вторичным синтетическим P -сколам, а субгоризонтальные слайды — антитетическим сколам Риделя (R^1 -сколам). Большой угол (до 130 — 140°) между плоскостями Y - и R^1 -сколов и довольно малый угол между P - и R^1 -сколами, вероятно, обусловлен разворотом сколов (от изначально пологого обратного — от центра массива, падение) в ходе прогрессивной деформации [37] и следы подобного разворота описаны далее в статье. Синтетические сколы Риделя (R), теоретически примерно симметричные вторичным синтетическим сколам, должны в нашем случае иметь крутое обратное (от центра массива) падение, но их геологическая природа остается неясной и, возможно, при статистической обработке они попадают в одну группу с субвертикальными главными сколами. В масштабе всей ийолит-уртитовой дуги структурный «каркас» (коническая

зона скалывания) включает цилиндрическую (или коническую с очень малым вершинным углом) поверхность главных Y -сколов и «вложенные» в нее конические поверхности P - и R^1 -сколов с вершинными углами, соответственно, 80 — 120° и 150 — 170° .

В данной статье упоминалось об отклонении осей флексурных перегибов, β -пересечений слайдов, шарниров мелких складок от линии генерального (для данного отрезка указанной дуги) простираия. Такое отклонение этих линейных элементов имеет различный *знак* по разные стороны от *оси симметрии* северо-восточного простираия. Как отмечали Ф.М.Онохин [22, 23] и В.Н.Титов [30], к западу от *оси симметрии*, на месторождениях Юкспор, Кукисвумчорр и Куэльпор *оси* складчатых структур отклоняются от линии генерального простираия против часовой стрелки на угол до 30° , а к востоку от *оси симметрии* на месторождениях Апатитовый Цирк, Расвумчорр, Коашва и др. — по часовой стрелке на такой же угол. Наши наблюдения полностью подтверждают это и свидетельствуют об одновременном (с азимутальным) отклонении указанных линейных элементов от линии генерального простираия и по углу погружения: к западу от *оси симметрии* подобные линейные структуры погружаются на запад и северо-запад, т.е. по часовой стрелке, а к востоку от *оси симметрии* — на восток и северо-восток, т.е. против часовой стрелки. При этом угол погружения возрастает с удалением от *оси симметрии*: на ближайших к ней месторождениях Юкспор и Апатитовый Цирк он не превышает 5° , на более удаленных от *оси симметрии* месторождениях Кукисвумчорр и Расвумчорр доходит до 10° , а на еще более далеком — Коашва может достигать 15 — 20° (см. рис. 4, Г). Поскольку все указанные линейные структуры обусловлены пересечением поверхностей сколов (в большинстве P - и R^1 -сколов), то естественно, что линии их простираия непараллельны: отмечается систематическое отклонение простираия R^1 -сколов от простираия P -сколов с той же закономерностью, что и линейных структур — против часовой стрелки к западу от *оси симметрии* и по часовой стрелке — к востоку.

Все рассмотренные особенности ориентировки линейных структур можно объяснить лишь отклонением от вертикали *оси конической зоны скалывания*, которая: 1) должна находиться в субвертикальной *плоскости симметрии* (проходящей через *ось симметрии* в северо-восточном на-

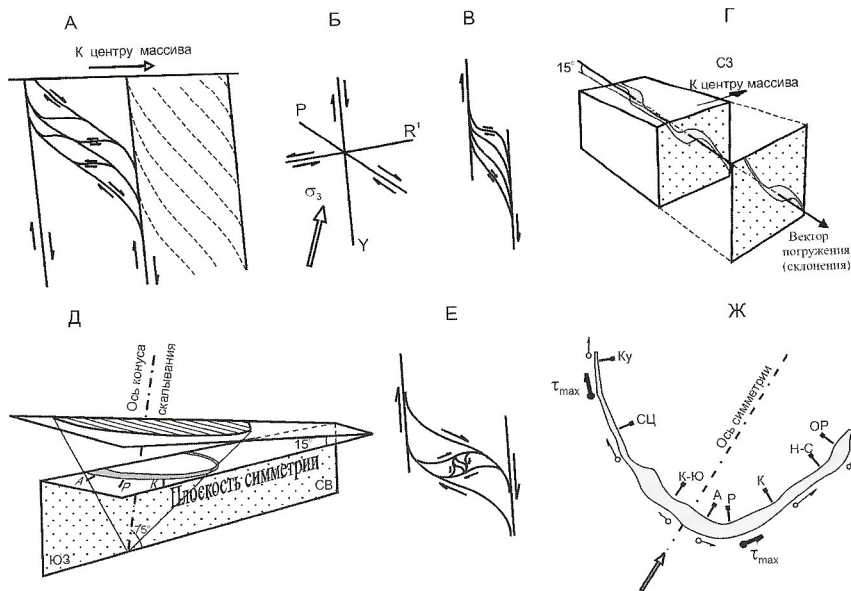


Рис. 4. Структуры первого (сколового) парагенеза:

А — принципиальная схема структурного каркаса ийолит-уртитовой дуги (вертикальное сечение): пластины со «зрелым» (слева) и «незрелым» дуплексами; Б — схема сколов структурного каркаса: Y — главный, R^1 — антитетический Риделя, P — вторичный синтетический Риделя; σ_3 — ось сжатия; В — схема антитетического дуплекса [41]; Г — склонение рудной линзы (серое), приуроченной к смыкающему крылу дуплекса, ось которого погружается к северо-востоку под углом порядка 15° (месторождение Коашва, фрагмент рудной зоны между профилями 18^{+25} и 19^{+50}); Д — схема наклона оси конической зоны скалывания: штриховка — основание конуса, серое — пересечение конической поверхности с горизонтальной плоскостью (ийолит-уртитовая дуга), А, Р и К — приблизительная позиция месторождений Апатитовый Цирк, Расвумчорр и Коашва, соответственно; Е — схема S - C структуры [39]; Ж — изменение ориентировки и относительной величины касательной (сдвиговой) компоненты напряжения τ (кружки со стрелками) по простиранию ийолит-уртитовой дуги: стрелка — проекция оси сжатия σ_3 на горизонтальную плоскость (месторождения: Ку — Кузльпор, СЦ — Снежный Цирк, К-Ю — Кукис-вумчорр—Юкспор, А — Апатитовый Цирк, Р — Расвумчорр, К — Коашва, Н-С — Ньорпахх-Суолайв, ОР — Олений Ручей)

правлении между месторождениями Юкспор и Апатитовый Цирк, приблизительно по азимуту 40 — 45° и 2) должна под большим углом погружаться на юго-запад (см. рис. 4, Д). Поскольку максимальный угол погружения линии пересечения сколов составляет (месторождение Коашва) 20° , постольку, по-видимому, угол погружения оси конической зоны скалывания не менее 70° (90 — 20°) или, что то же, падение плоскости основания этой конической зоны — северо-восток 40 — 45° под углом не более 20° .

Неоднородность сколовой деформации. В облике структурного каркаса ийолит-уртитовой дуги запечатлена ярко выраженная неоднородность породившей его сколовой деформации — как вкрест простирания, так и по простиранию дуги, особенно в форме резкой изменчивости интенсивности проявления сколов различных систем. Крупные пластины (линзы), разграниченные субвертикальными Y -сколами, отличаются, прежде всего, по характеру проявления P - и R^1 -сколов. В одних пластинах (вне рудной зоны и, реже, в рудной зоне) R^1 -сколы практически не выражены, а P -сколам отвечают лишь плоскостные структуры «рассредоточенного» сдвигового течения — гнейсовидность и мелкие слайды. В пластинах рудной зоны в разной форме — слайдов, гнейсовидности, линзовидной полосчатости, элементов складок (крылья, осевые плоскости, зеркала) — и с различной интенсивностью проявлены, как правило, плоскостные

структуры как R^1 -, так и P -систем. В этом последнем случае структура пластин (в рудной зоне) имеет вид хорошо известной S - C структуры тектонитов (см. рис. 4, Е) с кинематикой антитетического дуплекса (см. рис. 4, В) [41]. По-видимому, справедливо утверждение [39], что в зоне скалывания сколы любой из систем можно рассматривать как S -или C -плоскость в зависимости от масштаба рассмотрения. В нашем случае в масштабе пластин рудной зоны ийолит-уртитовой дуги в роли C -плоскостей (сколового течения) выступают слайды со средними углами падения (P -сколы), а S -плоскостями являются субгоризонтальные плоскостные структуры (слайды, линзы ийолита, гнейсовидность) из системы R^1 -сколов. Сочетание этих плоскостей обуславливает появление в породах и рудах рудной зоны (особенно ее верхов), отмеченное и предыдущими исследователями [28, 30], двух направлений полосчатости. Здесь же часто наблюдается заметное изменение угла между этими плоскостями по разные стороны слайдов со средними углами падения (P -сколов), разграничивающих маломощные пластины (обычно дециметрового диапазона) более высокого порядка (см. рис. 2, А—Д). Уменьшение этого угла (в нашем случае от 50 — 60° до 5 — 10°) в S - C структуре отражает упомянутое вращение сколов и преимущественно [37] R^1 -сколов, при прогрессивной деформации. В большинстве же случаев этот угол близок к углу между среднестатистическими позициями P - и R^1 -сколов ийолит-уртитовой дуги и составляет порядка 30° . В ходе прогрессивной деформации мелких складок

точно так же происходит возрастание степени их асимметрии и сжатости, подрыв (расчешивание) и вращение коротких крыльев и осевых плоскостей, в пределах стремящихся к позиции R^1 -сколов (см. рис. 3, Г). Поскольку степень деформированности этих складок часто резко различна в соседних маломощных пластинах, разграниченных слайдами со средними углами падения (P -сколами), постольку такая складчатость, как и в метаморфитах [40], нередко имеет облик интрафолиальной складчатости.

Таким образом, структура пластин в рудной зоне характеризуется развитием сколов и P - и R^1 -систем (хотя интенсивность и характер их проявления весьма изменчивы в масштабе пластин более высокого порядка) и по наиболее типичной (и наиболее важной в рудоконтролирующем аспекте) структурной форме может быть названа структурой *зрелого* (в эволюционном отношении) *дуплекса*. Соответственно, структуру пластин (преимущественно вне рудной зоны) с незначительным проявлением R^1 -сколов следует охарактеризовать как структуру *незрелых дуплексов* (см. рис. 4, А).

К особенностям изменения структур парагенеза сопряженных сколов, отражающих неоднородность сколовой деформации по простиранию ийолит-уртитовой дуги, прежде всего, следует отнести заметное снижение интенсивности мелкой складчатости при движении от *оси симмет-*

рии. Очень мощно мелкая складчатость проявлена в рудной зоне на ближайших к *оси симметрии* месторождениях — Кукисвумчорр, Юкспор и Апатитовый Цирк, заметно слабее — на Расвумчорр, очень слабо — Коашва и практически не заметна на наиболее удаленных месторождениях юго-восточного поля (Ньорпахк, Суолайв, Олений Ручей). Можно обратить внимание также на то, что с удалением от *оси симметрии* среди проникающих плоскостных структур (рассредоточенного сколового течения) в пластинах рудной зоны снижается роль мелких субпараллельных слайдов и уплощенных линз ийолитового матрикса и, соответственно, возрастает роль гнейсовидности. И если на близких к *оси симметрии* месторождениях гнейсовидные породы распространены преимущественно вне рудной зоны, то на месторождениях юго-восточного поля, а также в северном сегменте ийолит-уртитовой дуги [2] такие породы обычны и в рудной зоне.

Особый интерес представляет изменение по простиранию такой дуги сдвиговой компоненты движений по слайдам конической зоны скалывания. На существование сдвиговых перемещений по коническим разломам дуги указывали многие исследователи (Ф.М.Онохин, Г.М.Вировлянский, Л.Б.Антонов, И.И.Перекрест, Ю.А.Розанов), но наиболее четко закономерности таких перемещений сформулированы В.Н.Титовым: к западу от *оси симметрии* фиксируются правосдвиговые подвижки, к востоку — левосдвиговые, причем к флангу ийолит-уртитовой дуги (месторождение Коашва) сдвиговые смещения затухают [32, 30]. Наши наблюдения полностью согласуются с подобным выводом (рис. 5) и к этому следует добавить только, что можно выделить и комплиментарные к данным сдвигам сдвиги обратного знака перемещения (левые — к западу и правые — к востоку от *оси симметрии*), ориентированные под большим углом к простиранию ийолит-уртитовой дуги.

Кинематика сколов и закономерности вариаций структур (в объеме этой дуги), входящих в парагенез конической зоны скалывания, позволяют оценить динамическую обстановку ее формирования. Сам факт существования компоненты сдвига по коническим сколам указывает на

несовпадение оси сжатия с осью конической зоны, а противоположный знак сдвига по этим сколам по разные стороны *оси симметрии* свидетельствует о положении оси сжатия в плоскости симметрии рассматриваемой дуги (и, следовательно, погружении оси сжатия к юго-западу под меньшим углом, чем у оси конической зоны, поэтому в кинематическом отношении все слайды системы конической зоны скалывания представляют собой, как и считал В.Н.Титов [30], сдвиго-подвижки). Соответственно, угол оси сжатия (точнее, ее проекции на горизонтальную плоскость) с коническими поверхностями сколов изменяется с удалением от *оси симметрии* и составляет 75—80° на месторождении Юкспор, 65—70° — Кукисвумчорр и 50—55° — Куэльпор, а в обратную сторону по простиранию ийолит-уртитовой дуги — 65—70° на месторождении Апатитовый Цирк, 45—50° — Расвумчорр, 15—25° — Коашва, Ньорпахк и Суолайв и близок к 0 — Олений Ручей. Поэтому величина скалывающего напряжения мала на месторождениях, близких к *оси симметрии* (см. рис. 4, Ж), нарастает с удалением от нее, достигает максимума в районе месторождений Куэльпор и Расвумчорр и опять уменьшается к северо-востоку от последнего* (чем и объясняется подмеченное В.Н.Титовым [30] *затухание сдвиговой компоненты к флангам ийолит-уртитовой дуги*). В отличие от фиксированного положения оси сжатия (которая погружается по азимуту юго-запад 220—225° под большим, не менее 70°, углом) ориентировка двух других главных осей эллипсоида напряжений должна изменяться в пространстве. Предполагая, что ориентировка средней из осей близка к позиции шарниров мелких складок, осей флексурных перегибов и β -пересечений слайдов, можно заключить, что средняя главная ось эллипсоида напряжений ориентирована примерно по простиранию ийолит-уртитовой дуги, а ось растяжения — под небольшим углом погружается к центру массива.

Соотношение уртитов и бедных апатитовых руд со структурами первого (сколового) парагенеза. Как уже было замечено, все структуры, слагающие коническую зону скалывания, возникли до интенсивной нефелинизации (уртитизации) и до апатитового оруденения, происшедшего после нефелинизации. Такое заключение следует из того, что структуры сколового парагенеза: 1) контролируют распространение нефелинизации и бедного апатитового оруденения; 2) определяют структурно-текстурный облик возникающих уртитов и руд. Рассмотрим последовательно соотношение этих двух процессов со структурами данного парагенеза.

Нефелинизация представляет собой порфиروبластез нефелина, приводящий на промежуточных стадиях к образованию порфиробластовых ийолит-уртитов, а в предельном случае — массивных средне-, крупнозернистых зеленых уртитов по деформированным ийолитам и мельтейгитам. При этом сколы (слайды), разделяющие тектоничес-

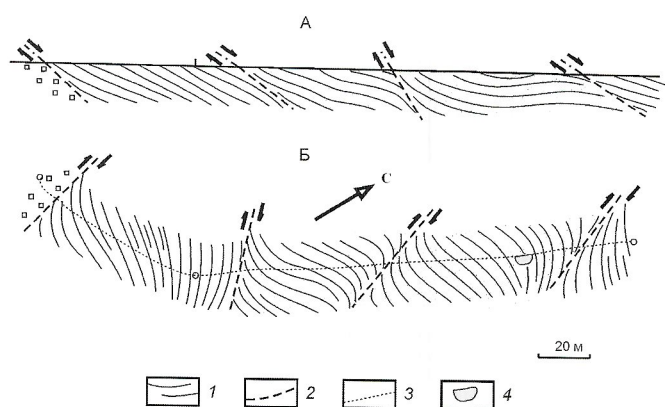


Рис. 5. Правосдвиго-поддвиговая кинематика слайдов к западу от *оси симметрии* ийолит-уртитовой дуги в плане (А) и разрезе (Б) (месторождение Кукисвумчорр, юго-западный фланг Саамского карьера, горизонт +360 м):

1 — тектоническая расслоенность; 2 — наиболее крупные слайды; 3 — подножье уступа; 4 — устье штольни 21^ю; остальные услов. обозн. см. рис. 2

* Экстраполируя эту закономерность на северный сектор ийолит-уртитовой дуги, можно предположить, что, во-первых, величина скалывающего напряжения снижается до минимума в районе месторождения Партомчорр и возрастает далее на восток в районе проявлений Лявочорр и Валепакх-Намуайв, а, во-вторых, сдвиги по коническим сколам в этом секторе должны носить левосторонний характер, что вполне согласуется с данными А.К.Шпаченко [36].

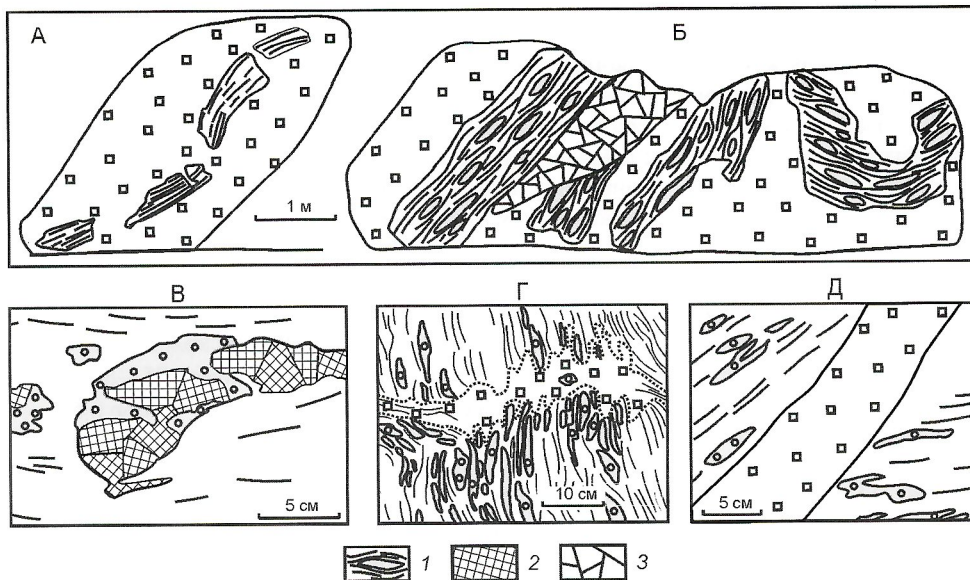


Рис. 6. Соотношение нефелинизации со структурами сколового парагенеза:

А—Б — *тенивая* (просвечивающая) структура массивных зеленых уртитов по скиалитам смятых в складки гнейсовидных и линзовидно-полосчатых ийолитов и ийолит-уртитов (шахта Расвумчорр, горизонт +530, орт 4а); В — мегабласти нефелина замещают массивный ийолит скиалитов в разгнейсованных (и оруденелых) ийолитах (Саамский карьер); Г — интенсивная нефелинизация по зоне мелкого слайда (Северный карьер); Д — жила порфириобластового зеленого уррита в зоне слайда (Расвумчоррский карьер); В—Д — зарисовки по фотографии: 1 — линзовидно-полосчатые ийолит-уртиты, 2 — крупные порфириобласты нефелина; 3 — бурые пегматоидные («жилные») уртиты; остальные услов. обозн. см. рис. 2

кие пластины, отличающиеся по степени и характеру деформации, в процессе нефелинизации часто оказываются в роли барьеров-экранов, разграничивающих пластины с разной интенсивностью нефелинизации. В общем случае бластез нефелина в первую очередь идет по деформированным (разгнейсованным или с густой сетью мелких *рассредоточенных* слайдов) ийолитам, не затрагивая и оставляя в виде скиалитов участки мелкозернистого массивного ийолита, сохранившиеся после деформации в разгнейсованном матриксе. В ходе такой селективной нефелинизации возникают ийолит-уртиты и уртиты с палимпсестовой структурой — со скиалитами (полосы, линзы, реже — крупные изометричные блоки) незамещенных нефелином ийолитов (рис. 6, А, Б), хотя изредка крупные порфириобласты нефелина развиваются и по массивным ийолитам линз-скиалитов (см. рис. 6, В). В таких широко распространенных ийолит-уртитах и уртитах, гомологичных по структурно-текстурному облику *тенивым мигматитам* метаморфических комплексов, часто можно наблюдать «просвечивающую» структуру деформированных ийолитов (разлинзованных, смятых в складки и флексуры). Нефелинизация по относительно маломощным зонам сгущения мелких слайдов (в т.ч. разграничивающих пластины с разной степенью сколовой деформации) иногда приводит к возникновению жилородных тел массивных уртитов или порфириобластовых ийолит-уртитов (см. рис. 2, Г; 6, Г—Д).

Конечные продукты нефелинизации — уртиты имеют массивную текстуру; разности, соответствующие менее интенсивной нефелинизации — ийолит-уртиты обычно характеризуются *тенивой* (палимпсестовой) директивной структурой, унаследованной ими от пород субстрата, т.е. деформированных ийолитов. Предпочтительная ориентировка по форме пор-

фириобластов нефелина отмечается крайне редко и проявлена она весьма неочетливо, а микроструктурная ориентировка нефелина, в общем случае также, по-видимому, не отличается упорядоченностью. Во всяком случае, в литературе приводятся самые разные варианты ориентировки оптических осей нефелина: с максимумами по линиям падения и простирания, по нормали к плоскостям тектонической расслоенности, а также с отсутствием ясных максимумов [10, 5, 33, 36]. Наши данные (по двум образцам ийолит-уртитов) свидетельствуют о близком к изотропному распределению оптических осей нефелина, так что в целом можно говорить о безстрессовой обстановке нефелинизации (рис. 7).

Поскольку интенсивность и характер сколовой деформации резко изменяется вкост простирания ийолит-уртитовой дуги, в том же направлении аналогично, т.е. резко, изменяется и интенсивность нефелинизации, контролируемой этой деформацией. Однако прямой корреляции между интенсивностью деформации, которую можно оценить по полноте развития сколов разных систем, углом между P - и R^1 -сколами и углом наклона осевых плоскостей мелких складок, по степени линейаризации структуры (уплощенности линз ийолита, сжатости мелких складок, яркости проявления гнейсовидности, густоте распростра-

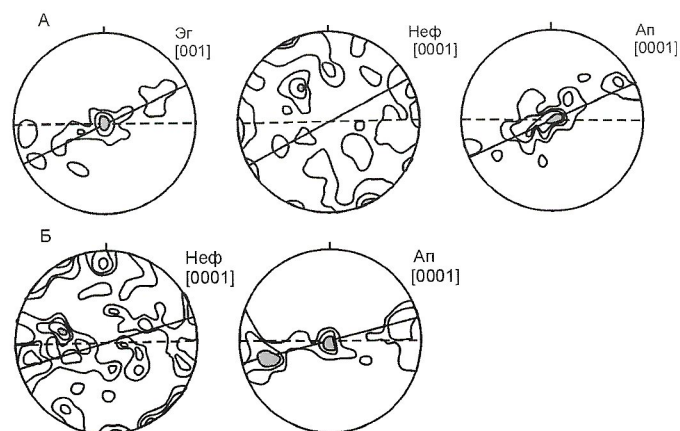


Рис. 7. Микроструктурная ориентировка минералов апатит-содержащих гнейсовидных ийолитов в сечении, перпендикулярном линии простирания тектонической расслоенности:

шлиф: А — 117, Б — 119; сплошная линия — след плоскости расслоенности; пунктир — линия горизонта; Эг — эгирин, Неф — нефелин, Ап — апатит

нения мелких «рассредоточенных» слайдов) и интенсивностью нефелинизации не замечено.

Апатитизация (бедное оруденение), следуя за нефелинизацией, контролируется в основном сколовыми структурами. Однако, поскольку нефелин, как правило, слабо замещается апатитом [8] и к структурному контролю бедного оруденения добавляется еще и контроль петрологический: интенсивная нефелинизация (уртитизация) — фактор неблагоприятный для формирования апатитовых руд, так что оптимальные условия для оруденения возникают на участках (в зонах) сильно деформированных, но слабо или умеренно нефелинизированных ийолитов.

В первую очередь, оруденение приурочено к тектоническим пластинам со структурами *зрелых* дуплексов, с четко проявленными сколами — слайдами R^1 - и P -систем. При этом, как хорошо известно, для Хибин наибольшего размаха оруденение достигает на участках субгоризонтального (пологого падения к центру массива, а нередко и в обратную сторону) залегания, другими словами — на смыкающих крыльях антиклинальных дуплексов. Подобных участков пологого залегания (дуплексов) в разрезе отдельных месторождений, как правило, фиксируется несколько [25]. Линейная ориентировка рудных тел, приуроченных к смыкающим крыльям дуплексов, всецело определяется ориентировкой линий пересечения P - и R^1 -сколов (осей флексурных перегибов) и подчиняется тем же закономерностям, обусловленным погружением оси конической зоны скалывания к юго-западу. Так же как и линейные структуры сколового парагенеза, длинные оси рудных тел погружаются *против часовой стрелки* — к востоку и *по часовой стрелке* — к западу от *оси симметрии*: рудные тела месторождений Юкспор и Кукисвумчорр склоняются к северо-западу, а Расвумчорр — к востоку [30], рудная линза месторождения Коашва [13] (см. рис. 4, Г) и верхняя кромка рудных тел месторождения Олений Ручей [35] — к северо-востоку. Выходя за рамки рассматриваемого фрагмента ийолит-уртитовой дуги, заметим, что, согласно данным А.К.Шпаченко [36], ориентировка рудных тел месторождений северного отрезка этой дуги подчиняется той же закономерности: северное склонение на месторождении Куэльпор, восточное — на Лявочорр, юго-восточное — на Валепакх-Намуайв.

Структурно-текстурный облик бедных апатитовых руд всецело определяется структурой и текстурой их субстрата — деформированных и в различной степени нефелинизированных мельтейгитов, ийолитов и ийолит-уртитов: по ийолитам с сетью ветвящихся мелких слайдов возникают сетчатые, разлинзованным ийолитам — линзовидно-полосчатые, нефелинизированным ийолитам (порфиробластовым ийолит-уртитам) — блоковые разности бедных апатитовых руд. Следует отметить, что подобное наследование бедными рудами структуры и текстуры субстрата свидетельствует о безстрессовой обстановке апатитизации.

Ориентировка апатита в бедных рудах, как по форме (макролинейность), так и оптическим осям (микроструктурная ориентировка), по всей вероятности, по типу относится к миметической. Т.Н.Иванова [10] указывала, что обычно линейность по апатиту и максимумы концентрации оптических осей близки по ориентировке к линии падения расслоенности. Наблюдения автора согласуются с этим выводом, хотя в наиболее бедных разностях руд месторождения Расвумчорр (Центральный карьер) зафиксирована и линейность по простиранию тектонической рас-

слоенности. По данным микроструктурного анализа в рудах Саамского карьера (месторождение Кукисвумчорр) апатит представлен двумя совокупностями (см. рис. 7): более мелкие зерна в полосках с эгирином, ориентировка которого как по форме, так и оптической индикатрисе отвечает линейности *по простиранию*, также характеризуются ориентировкой оптических осей по простиранию, в то время как оптические оси более крупных зерен в лейкократовых полосках ориентированы по падению тектонической расслоенности. На ориентировку оптических осей апатита по простиранию «плоскости гнейсовидности» в апатит-сфеновом ийолите указывает и А.К.Шпаченко [36]. Суммируя все эти данные, можно с известной долей вероятности заключить, что ориентировки апатита *по простиранию* представляют собой ориентировки этапа образования бедных руд, возникшие миметически в соответствии с ориентировкой всех линейных структурных элементов сколового парагенеза, а преобладающие в рудах (особенно в богатых) ориентировки *по падению* связаны с перекристаллизацией апатита на позднем этапе одновременно с формированием богатых руд.

Структуры второго парагенеза — поздний этап деформации. Складчатые и разрывные структуры данного парагенеза деформируют все ранее возникшие структуры сколового каркаса, возникают позже уртитов и бедных апатитовых руд, но являются рудоконтролирующими по отношению к богатым апатитовым рудам. Складчатые формы второго парагенеза представляют собой широкие (метры, а чаще — многие десятки метров) открытые (угол

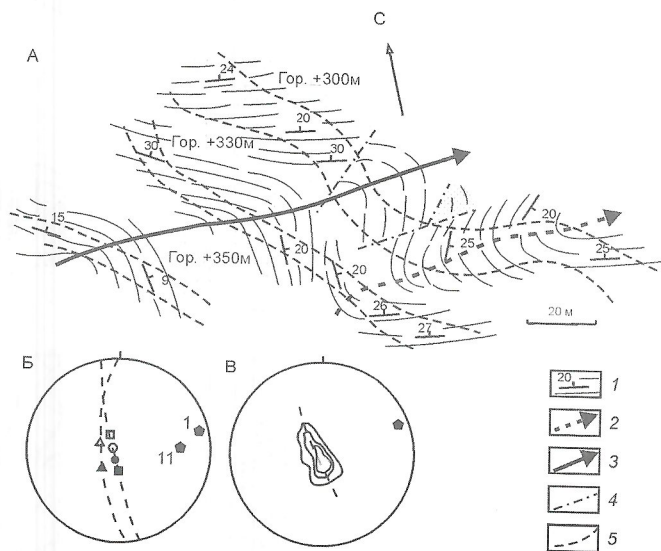


Рис. 8. Структуры второго парагенеза:

А — антиформная и синформная складки-волны по трем горизонтам (уступам) Саамского карьера; Б — определение ориентировки шарнира антиформной складки по положению максимумов полосов полосчатости на ее крыльях (залитые значки — северное крыло, незалитые — южное; кружки — горизонт +350 м, треугольники — горизонт +330 м, квадраты — горизонт +300 м; ориентировка шарнира на горизонтах: 1 — +300 и +350 м, 11 — +330 м); В — антиформная складка-волна в бедных рудах Северного карьера; 19 — замеры, залитый пятиугольник — шарнир складки; диаграммы Б и В — в горизонтальной плоскости; 1 — залегание тектонической расслоенности; шарниры складок: 2 — синформной, 3 — антиформной; 4 — разломы; 5 — бровки уступов карьера; остальные услов. обозн. см. рис. 2

между крыльями в большинстве случаев находится в пределах $120\text{--}160^\circ$), нередко асимметричные складки с обычно пологим ($5\text{--}25^\circ$), погружением шарниров к центру массива. Такие складки-волны можно наблюдать в бортах Северного, Саамского и Коашвинского карьеров (рис. 8, А, Б), но по массовым замерам элементов залегания тектонической расслоенности их легко выявить на структурных диаграммах для любого месторождения (см. рис. 8, В). Складки-волны сминают все плоскостные структуры (слайды, составляющие дуплексы, линзовидную полосчатость бедных руд и ийолит-уртитов, гнейсовидность раннего этапа), а также деформируют шарниры ранних флексур и складок. При наложении относительно нешироких складок-волн на более ранние флексуры дуплексного парагенеза возникает довольно сложный структурный рисунок: ориентировка шарниров последних при этом, естественно, отклоняется от субгоризонтальной; точно так же на крыльях складок-волн меняется исходная ориентировка линейности первого парагенеза (по длинным осям линз ийолитов, шарнирам мелких, собранных в каскады или одиночных складок).

Крылья складок-волн очень часто сопряжены с крутопадающими разломами: у симметричных — оба крыла, а у асимметричных (фактически флексур) — только одно крыло (на другом крыле сохраняется «исходное» залегание плоскостей тектонической расслоенности). Эти обыч-

но непротяженные разломы могут быть по своей ориентировке отнесены к *радиальным* (существование которых в Хибинах и, в частности, в пределах ийолит-уртитовой дуги всегда вызывало острую дискуссию [4, 1].

В данный парагенез входят и зоны брекчирования (рис. 9, А), в строении которых участвуют разломы как вновь возникшие на данном этапе, т.е. радиальной системы, так и активизированные сколы первого парагенеза, обычно являющиеся границами зон брекчирования (так что эти зоны, в первом приближении, *межпластовые*), а мелкие разломы радиальной системы разграничивают внутри зон брекчирования смещенные и (или) развернутые глыбы бедных руд или ийолит-уртитов. Например, на месторождении Суолайв при субгоризонтальном залегании тела (зоны) брекчий контакты глыб и полосчатость в глыбах практически везде очень крутые при северо-западном («радиальном» для данного месторождения) простирании (см. рис. 9, Б). Среди продуктов брекчирования широко распространены как «сухие» брекчии (с плотно упакованными глыбами и обломками), так и брекчии с обломками, сцементированными более поздними жильными уртитам или пегматоидным материалом [3]. Тот факт, что форма и ориентировка глыб при брекчировании контролировались в значительной степени разломами радиальной системы, линия пересечения которых погружается к центру массива, объясняет и наблюдавшуюся местами (месторождения

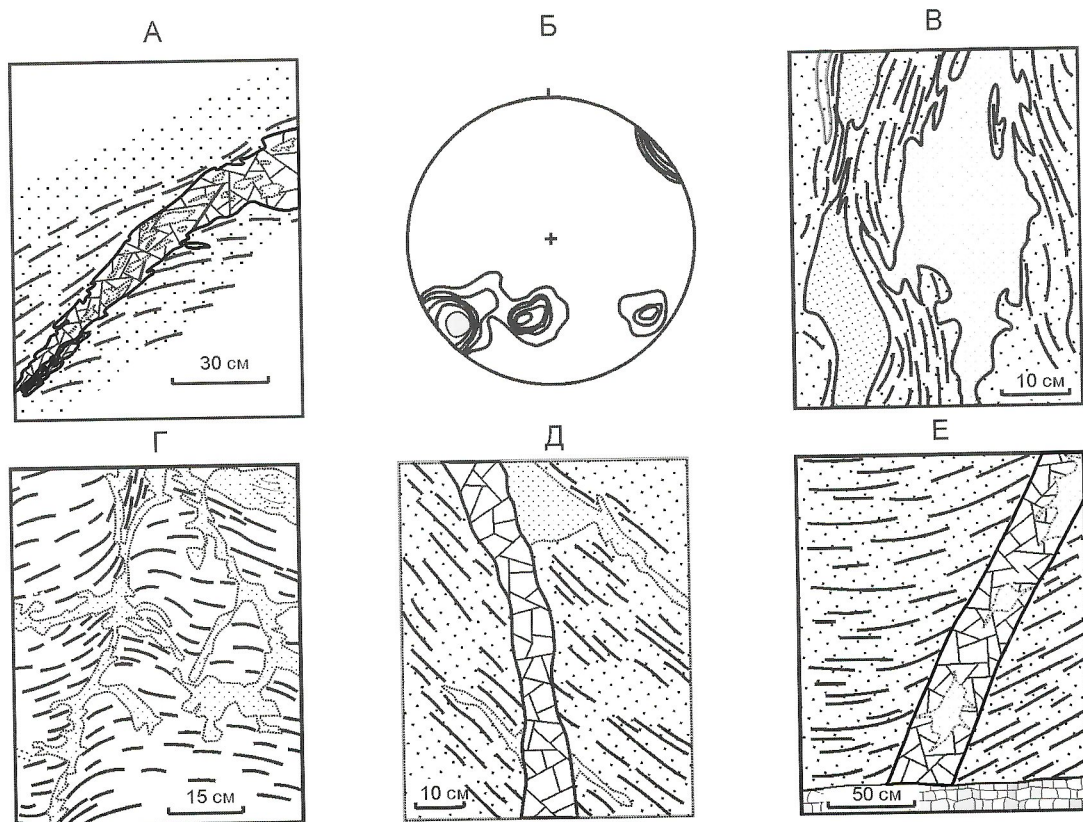


Рис. 9. Структурная позиция богатых апатитовых руд:

А — тело (зона) брекчий замещения (богатые руды замещают обломки бедных руд в буром жильном уртите); Б — ориентировка полюсов полосчатости (субвертикальной) в субгоризонтальном теле брекчиевидных богатых руд (105 замеров, месторождение Суолайв); диаграмма в горизонтальной плоскости; В — богатые руды распространяются по полосчатости (частично уничтожая ее) бедных руд (Расвумчоррский карьер); Г — богатые руды развиваются по зоне разлома, секущего расслоенность ийолит-уртитов (Центральный карьер); Д—Е — богатые руды *растекаются* вдоль контактов и проникают в жилы бурых пегматоидных уртитов, секущие бедные руды (карьер: Д — Центральный, Е — Расвумчоррский); В—Е — зарисовки по фотографиям; услов. обозн. см. рисунки 2 и 6

Коашва, Расвумчорр) предпочтительную ориентировку длинных осей глыб к центру массива, т.е. примерно по падению тектонической расслоенности. Интересно, что как будто намечается тенденция выклинивания зон брекчирования по падению — как крупных зон (месторождения Апатитовый Цирк и Расвумчорр, а по данным Д.Г.Руденко, 1989, и Ньорпахк), так и мелких. По-видимому, эта же закономерность заставляла исследователей, классифицировавшим месторождения апатита по предполагаемому гипсометрическому уровню их формирования [20], относить месторождения с широко проявленным брекчированием к самому верхнему уровню. Если указанная тенденция не артефакт, то можно допустить смешанный, деформационно-эксплозивный (по типу закрытых эксплозий) механизм возникновения этих зон брекчирования.

Ориентировка структурных элементов и особенности морфологии структур данного парагенеза дают возможность определить примерную ориентировку главных осей эллипсоида напряжений для позднего этапа деформации. Исходя из обычного пологого погружения шарниров складок-волн (и длинных осей глыб в зонах брекчирования) к центру массива и крутого залегания радиально ориентированных осевых плоскостей таких складок, разломов на крыльях последних и полосчатости в глыбах брекчий, стресс-поле можно охарактеризовать следующим образом: ось сжатия — примерно по генеральному простиранию ийолит-уртитовой дуги, средняя ось — пологое погружение к центру массива, ось растяжения — субвертикальная. Интересно, что и в современном поле напряжений для фрагмента подобной дуги от Кукисвумчорра до Оленьего Ручья, по данным О.Л.Сняtkовой (1987), ось сжатия ориентирована по простиранию.

Соотношение богатых апатитовых руд со структурами второго парагенеза. По-видимому, единственным маркером, разделяющим деформацию позднего этапа и образование богатых апатитовых руд являются слагающие жилы, а также цемент брекчий, буроватые массивные аллотриоморфнозернистые породы, обычно тоже именуемые «уртитам», но которые явно отличаются по цвету, структуре и текстуре от порфиробластовых зеленых уртитов раннего этапа. Эти породы цемента брекчий условно можно назвать, вслед за В.Н.Титовым [30], *жилыми уртитам*. Такие уртиты цементируют в зонах брекчий обломки и глыбы бедных руд, ийолитов и порфиробластовых зеленых уртитов, но по отношению к богатым рудам являются дорудными. Жилы буроватых уртитов нередко играют роль экранов-барьеров (см. рис. 9, Д), разграничивающих блоки с богатым оруденением, хотя в незначительном масштабе богатые руды развиваются и по этим жильным уртитам (см. рис. 9, Е).

Наложенный характер богатого апатитового оруденения по отношению к бедным рудам проявлен вполне отчетливо (см. рис. 9, В, Г). Распространение богатых руд контролируется очень часто зонами брекчий и радиальных разломов, с которыми сопряжены крылья складок-волн, т.е. структурами, наложенными относительно структур сколового парагенеза, определяющих положение бедных руд. Нередко в массивных богатых рудах сохраняются скиалиты полосчатых или линзовидно-полосчатых бедных руд.

Очень четко выражена селективность богатого оруденения — замещение апатитом в основном субстрата с резко выраженной плоскостной анизотропией (полосчатые, лин-

зовидно-полосчатые породы и бедные руды). В то же время массивные породы — уртиты, ювиты, рическориты — богатым оруденением практически не затрагиваются и лишь изредка и очень незначительно богатое оруденение распространяется, например, в пегматоидные жильные уртиты, тела которых секут бедные руды. Нередко селективное замещение апатитом обломков бедных руд в брекчиях, цементом которых являются жильные уртиты, приводит к ложной картине брекчирования богатых руд (см. рис. 9, А), хотя, по сути, такие брекчии, как справедливо отмечали С.А.Руденко [28] и В.Н.Титов [31], — *брекчии замещения*. На месторождениях юго-восточного поля (Коашвинское, Ньорпахкское, Суолайвское), где разрывные структуры и брекчии второго парагенеза проявлены особенно ярко, бедные руды в зонах радиальных разломов практически не встречаются, так как здесь они нацело замещены богатыми разностями.

По всей видимости, ко времени образования богатых руд близка и минерализация титана. Структурная позиция сфенитов та же, что и богатых руд — часто они контролируются секущими (структура ийолит-уртитов и бедных руд) радиальными разломами, крыльями складок-волн. Линейность по кристаллам сфена обычно параллельна шарнирам складок-волн, и даже если эта линейность не синдеформационная, а имеет миметическое происхождение, очевидно, что образовались сфениты не раньше этапа поздней деформации.

В заключение на основании материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. Используя при изучении строения рудовмещающего комплекса Хибин приемы анализа структуры сложнодислоцированных метаморфитов, оказалось возможным: а) выявить и понять природу многих неизвестных ранее деталей строения ийолит-уртитовой дуги, б) объяснить ранее установленные, но не получившие разумного истолкования, особенности структуры этой дуги, в) создать в совокупности непротиворечивую модель структуры и воссоздать историю ее формирования.

2. Как оказалось, достаточно обычные (для строения сложнодислоцированных комплексов немагматического генезиса) структурные элементы — система сдвигов Риделя, слайды и пакеты разграниченных слайдами тектонических пластин и линз, дуплексы, S-C-структуры, интрафолиальные складки — в случае ийолит-уртитовой дуги образуют в совокупности структуру весьма нетривиального типа — коническую зону скалывания.

3. К породам матрицы, которая деформируется с образованием конической зоны скалывания, в рамках ийолит-уртитовой дуги можно отнести только наименее измененные (негнейсовидные) разности мельтейгитов, ийолитов и ийолит-уртитов; все остальные породы, равно как и апатитовые руды, возникают позже этапа (раннего) сколовой деформации. При этом для уртитов и, особенно, для бедных апатитовых руд ярко проявлен контроль их локализации со стороны структур сколового парагенеза.

4. Заключение о сколовой природе структурного каркаса ийолит-уртитовой дуги предопределяет вывод о немагматическом генезисе всех пород и руд ийолит-уртитовой дуги, за исключением пород додеформационной матрицы. Поскольку возникновение скалывающих напряжений возможно лишь в твердой среде, до перехода предела текучести, постольку структуры сколового парагенеза не могут иметь магматогенное происхождение, но и сохраниться до

настоящего времени сколовая структура (да и любая другая) могла лишь в условиях, исключающих возможность течения (в т.ч. и расплава). Поэтому результаты структурного анализа заставляют нас [17] присоединиться к мнению упомянутых геологов о метасоматическом генезисе апатитовых руд и уртитов.

5. Чередование этапов структурообразования с этапами метасоматоза (нефелинизации, апатитизации) в структурно-петрологической эволюции рудовмещающего комплекса Хибин, по-видимому, отражает общую закономерность — обычную асинхронность проявления пластической деформации и метасоматоза [16, 18].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев А.А., Коробейников А.Н. Геолого-структурные особенности локализации апатитового оруденения в юго-восточной части Хибинского массива // Структурный контроль оруденения в магматических и метаморфических комплексах Кольского полуострова. — Апатиты, 1985. С. 3—12.
2. Арзамасцева Л.В., Балаганская Е.Г., Павлов В.П. и др. Новые материалы по апатитовым месторождениям Хибин // Апатитовосность щелочных массивов Кольского региона. — Апатиты, 1991. С. 47—66.
3. Балаганская Е.Г. Многостадийные брекчии апатит-нефелиновых месторождений Хибин // Геология и минералогия месторождений апатита Кольского полуострова. — Апатиты, 1987. С. 14—22.
4. Вировлянский Г.М. Гакманский радиальный разлом, его значение в структуре юго-западного рудного поля Хибин и в прогнозе апатитовосности глубоких горизонтов // Тр. ГосНИИ горнохим. сырья. Вып. 64. 1985. С. 9—16.
5. Вировлянский Г.М., Благодетелева Ю.Н., Онохин Ф.М., Карташов Н.Г. Главнейшие черты структуры хибинских апатитовых месторождений и их поисковое значение // Тр. ГосНИИ горнохим. сырья. Вып. 10. 1965. С. 5—124.
6. Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. — Л.: Недра, 1975.
7. Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. и др. Хибинский щелочной массив. — Л.: Недра, 1972.
8. Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. — М.: Наука, 1989.
9. Иванова Т.Н. Кукисвумчорр-Юкспорское апатит-нефелиновое тело // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. — М.—Л., 1958. С. 25—94.
10. Иванова Т.Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. — М.: Госгеолтехиздат, 1963.
11. Иванова Т.Н. К вопросу о структуре апатит-нефелинового рудного поля Хибин // Щелочные породы Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1974. С. 3—9.
12. Иванова Т.Н., Арзамасцев А.А., Кондратович И.И. Линзовидно-полосчатые породы ийолит-уртитовой интрузии Хибинского массива // Щелочные породы Кольского полуострова и их апатитовосность. — Апатиты, 1978. С. 16—32.
13. Каменев Е.А. Геология и структура Коашвинского апатитового месторождения. — Л.: Недра, 1975.
14. Каменев Е.А. Структурно-морфологическая классификация Хибинских апатитовых месторождений // Месторождения неметаллического сырья Кольского полуострова. — Апатиты, 1986. С. 17—22.
15. Ковалев А.А. Минерагенические модели Тырныауза и Хибин // Жизнь Земли. Вып. 29. 1996. С. 200—210.
16. Кулаковский А.Л. Деформационная обстановка формирования месторождений скарново-магнетитовых руд. — М.: Недра, 1991.
17. Кулаковский А.Л. Структурный парагенез как индикатор генезиса пород и апатитовых руд «ийолит-уртитовой дуги» Хибин // Структурные парагенезы и их ансамбли. Мат-лы совещания. — М.: Геос, 1997. С. 77—79.
18. Кулаковский А.Л. Некоторые аспекты связи метасоматоза и тектогенеза / Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Мат-лы совещания. Т. 1. — М.: Геос, 1999. С. 343—346.
19. Маракушев А.А. Происхождение апатитовых месторождений Хибинского типа / Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. — Екатеринбург, 1995. С. 23—38.
20. Ноздря В.И. О первичной вертикальной зональности апатитовых месторождений Хибин // Тр. ГосНИИ горнохим. сырья. Вып. 64. 1985. С. 17—24.
21. Онохин Ф.М. Первичные текстуры течения на Кукисвумчоррском месторождении апатитовых руд // Хибинские апатитовые месторождения. Тр. ГосНИИ горнохим. сырья. Вып. 10. 1965. С. 125—141.
22. Онохин Ф.М. Новые данные о структурных условиях формирования Юкспорского апатит-нефелинового месторождения // Геол. рудных месторождений. 1966. Т. 8. № 2. С. 90—94.
23. Онохин Ф.М. Особенности структуры Хибинского массива и апатит-нефелиновых месторождений. — Л.: Наука, 1975.
24. Перекрест И.И. К вопросу об условиях формирования и внутренней структуре рудной зоны Коашвинского апатит-нефелинового месторождения // Промышленность горнохимического сырья и природных солей. Вып. 4. — М., 1970. С. 10—15.
25. Перекрест И.И., Смирнов В.В. Геологическая и структурная позиция апатитового месторождения Снежный Цирк // Структурный контроль оруденения в магматических и метаморфических комплексах Кольского полуострова. — Апатиты, 1985. С. 13—22.
26. Пэк А.В. Материалы к тектонике Хибин // Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова. Вып. 4. 1934.
27. Розанов Ю.А., Титов В.Н., Красильщиков Я.С. и др. Влияние физико-химических свойств горных пород на формирование апатитового оруденения в Хибинском массиве // Изв. вузов. Геология и разведка. 1971. № 2. С. 52—58.
28. Руденко С.А. К генезису апатитовых месторождений Хибинского массива // Зап. ЛГУ. Т. 17. Вып. 2. 1964. С. 49—70.
29. Серебряцкий А.И., Сергеев А.В., Павлов В.П. Возрастное положение мельтейгит-ийолит-уртитовой толщи в комплексе пород юго-восточного сектора Хибинского массива // Вести ЛГУ. Сер. 7. Вып. 3. 1988. С. 44—49.
30. Титов В.Н. Структурные особенности апатитовых месторождений Хибинского массива. — М., 1986.
31. Титов В.Н., Козловский А.Д., Красильщиков Я.С. и др. О генезисе брекчиевидных руд апатитовых месторождений Хибинского массива // Изв. вузов. Геология и разведка. 1969. № 12. С. 62—70.
32. Титов В.Н., Козловский А.Д., Красильщиков Я.С., Кузнецов Ж.М. Основные черты структуры апатитовых месторождений Хибинского массива // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 5. С. 77—84.
33. Титов В.Н., Козловский А.Д., Кузнецов Ж.М., Матвеев В.В. Тектониты (мелкозернистые ийолиты) в ийолит-уртитовых Хибинского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 1. С. 137—141.
34. Файзуллин Р.М., Каменев Е.А. Статическая модель месторождений апатит-нефелинового типа // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 3. С. 690—693.
35. Фаныгин А.С., Тимченко А.Д. Геолого-структурная позиция апатит-нефелинового месторождения Олений ручей // Геология и минералогия месторождений апатита Кольского полуострова. — Апатиты, 1987. С. 9—13.
36. Шначенко А.К. Геолого-структурные особенности рудного поля северной части ийолит-уртитовой дуги Хибин. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. — С-Пб., 1997.
37. Arboleya M.L., Engelder T. Concentrated slip zones with subsidiary shears: their development on three scales in the Cerro Brass fault zone, Appalachian valley and ridge // Journ. Struct. Geol. 1995. Vol. 17. № 4. P. 519—532.
38. Fleuty M.J. Tectonic slides // Geol. Magazine. 1964. Vol. 101. № 5. P. 452—456.
39. Hippertt J. Are S-C structures, duplexes and conjugate shear zones different manifestation of the same scale-invariant phenomenon? // Journ. Struct. Geol. 1999. Vol. 21. № 8/9. P. 975—984.
40. Rykkeld E., Fossen H. Composite fabrics in mid-crustal gneisses: observation from Oygarden Complex, West Norway Caledonides // Journ. Struct. Geol. 1992. Vol. 14. № 1. P. 1—9.
41. Woodcock N.H., Fischer M. Strike-slip duplexes // Journ. Struct. Geol. 1986. Vol. 8. № 7. P. 725—735.

Уровни бокситонакопления и прогноз бокситоносности девонских бассейнов восточного склона севера Урала

В.П.ШАТРОВ (Институт геологии и геохимии УрО РАН)

Бокситы — исключительно важный вид минерального сырья, потребности в котором постоянно возрастают. В последние годы заметно упал интерес, особенно в научной среде, к бокситовой тематике. Направления (школы), развивавшие различные аспекты бокситовой проблемы, прекратили свое существование. Утихли дискуссии о генезисе бокситов. Концепция тектоники плит по понятным причинам не привела к новым идеям при изучении закономерностей образования и прогнозирования месторождений бокситов.

В геологической истории подвижных поясов мира самые крупные скопления бокситов приурочены к комплексам мелководных рифогенных карбонатов — карбонатным платформам. Эти структуры играют важную индикаторную роль и примыкают к кратонам, срединным массивам и орогенным поднятиям. Формирование орогенных поднятий и приуроченных к ним карбонатных платформ свидетельствует о наступлении в складчатой области принципиально новой геотектонической обстановки и условий седиментации, благоприятных для бокситонакопления. Упомянутые структуры формируются в платформенных или близких к ним условиях в соответствующих палеогеографических и климатических обстановках. Таким образом, мелководные рифовые известняки — основные структурообразующие формации в бокситовых бассейнах подвижных поясов мира.

Карбонатные комплексы играют решающую роль в бокситообразовании на Урале. В истории Уральского подвижного пояса неоднократно возникали условия, способствовавшие образованию различных по мощности и длительности существования карбонатных платформ. На северном Урале орогенное вулканотектоническое Петропавловское поднятие — цоколь, на котором с силура формировались рассматриваемые платформы, и самая мощная из них — раннедевонская петропавловская — представляет собой постель бокситовой залежи Северо-Уральского бокситорудного района (СУБР). Очевидна тесная пространственная связь генетически различных образований — карбонатов и бокситов. Карбонаты — морские, а бокситы — континентальные образования, продукт глубокого химического выветривания на суше. Такая, на первый взгляд, «полярность» породила много гипотез формирования бокситов.

До настоящего времени бокситы делят на платформенные и геосинклинальные. Однако давно известно, что и геосинклинальные возникали в платформенных условиях. Залежи бокситов в геосинклиналях называют морскими, карстовыми, противопоставляя их платформенным. Геосинклинальные бокситы данного района впервые были отнесены нами к платформенному типу [9, 11], но давно стало очевидно, что принципиальной разницы в условиях образования геосинклинальных и платформенных бокситов не существует.

Источник бокситового вещества и способ его образования совершенно одинаковы и в геосинклиналях, и на платформах [8]. Бокситы — континентальные осадочные образования, независимо от места их формирования.

В орогенах бокситы накапливаются после прекращения морских условий, выхода территории (зоны, области) на дневную поверхность, наступления тектонического покоя, т.е. платформенного режима, и прекращения вулканической деятельности. И чем больше тектоническая пауза, тем крупнее бокситовый бассейн и мощнее залежь. Однако залежь от размыва может быть сохранена только при условии ингрессии ближнего морского бассейна и спокойной пострудной тектоники.

На Урале Петропавловская структурно-фациальная зона, где локализованы бокситы Северо-Уральского бокситорудного района, завершила геосинклинальное развитие в силуру, т.е. задолго до образования бокситов. Залежи здесь формировались в платформенных условиях на поверхности стабилизированного Петропавловского поднятия. Континентальный перерыв продолжался весь пражский век (400—390 млн. лет). В таких же условиях происходило становление мощных бокситовых бассейнов во многих складчатых поясах (Динариды, Эллиниды, Аппенины), где с орогенезом связано образование тектонических поднятий и карбонатных платформ. Известно, что около 85% залежей бокситов на земном шаре приурочено к орогенам и лишь 15% находятся в пределах платформ.

Таким образом, основное влияние на характер осадконакопления оказывают контрастность тектонических движений и морфологическая выраженность тектонических форм. Классическим примером служит Петропавловское поднятие, где уже с венлока на присводовых частях начали формироваться слоистые известняки с банками крупных брахиопод. С ростом поднятия в силуру накапливаются рифогенные толщи известняков, в строении которых ведущую роль играли водоросли, строматопораты, табуляты, мшанки и др. В это же время в сопряженной с Петропавловским поднятием Турьинской структурно-фациальной зоне накапливались преимущественно флишеидные осадки.

Контрастностью тектонических структур определяется местоположение органогенных построек и их морфологический тип (узкие линейные, широкие пятна и т.д.). В силуру-девонских отложениях Тагильского прогиба наблюдается четкая приуроченность полос и пятен рифов к зонам линейных глубинных разломов и сводам антиклинальных структур, развивавшихся в эту же эпоху.

К северу от Северо-Уральского бокситорудного района все пространство восточного склона Урала вместе с Тагильским, Хулгинским, Войкарским и Щучинским прогибами, выделяемыми ранее как зеленокаменные прогибы и связанными общей историей развития, принадлежит единой палеогеографической провинции.

Один из главных факторов карбонатообразования (и бокситов) на севере Урала — климат. Вся территория (от 60° до 70° с.ш.) располагалась в девоне и карбоне в теплом гумидном поясе, характеризовавшимся достаточно теплым (среднегодовые значения в пределах 10—20°) и влажным климатом. Широкое развитие рифовых фаций, теплолюбивой фауны, эпох корообразования, месторождений (СУБР) и рудопроявлений (Щучинский прогиб) девон-

ских бокситов, отсутствие ледниковых отложений объясняются глобальными потеплениями природной среды, а не масштабными перемещениями блоков земной коры из субтропических областей в высокие широты по версии тектоники плит.

Территория к северу от Северо-Уральского бокситорудного района была впервые выделена [7, 10, 14] и как единая потенциально бокситоносная провинция. В результате работ, проведенных в 1976—1991 гг. с участием специалистов «Уралгеологии» на основе детальных литостратиграфических и палеонтологических исследований, определены перспективные бассейны и их участки девонского возраста, также установлено сходство палеотектонических и палеобиогеографических обстановок (рис. 1, 2).

Самые крупные залежи бокситов России сосредоточены на Северном Урале. Промышленные скопления высокока-

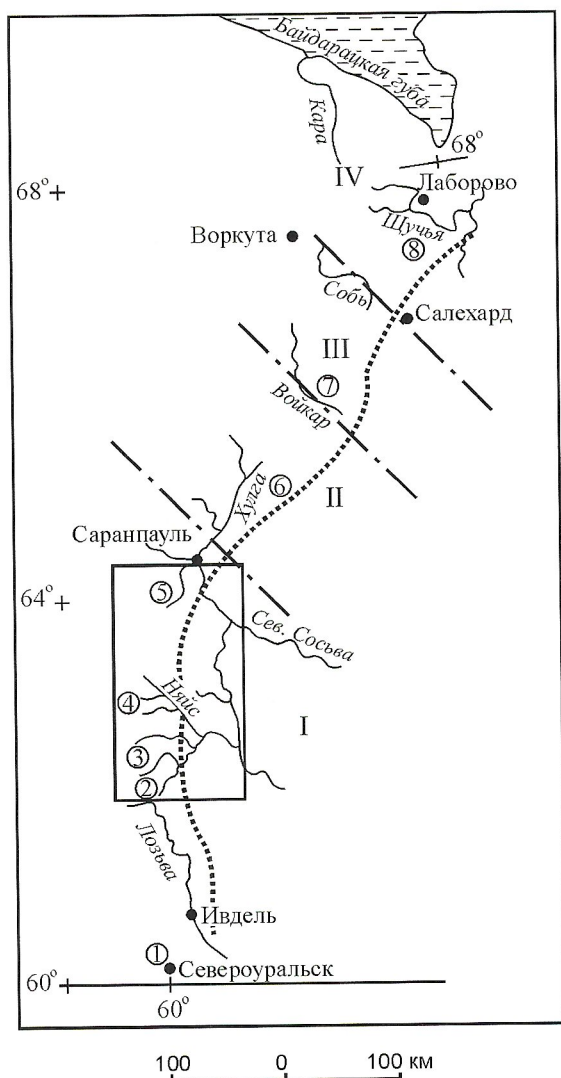


Рис. 1. Обзорная схема севера восточного склона Урала:

прогибы: I — Тагильский, II — Хулгинский, III — Войкарский, IV — Шучьинский; перспективные площади и участки развития силуро-девонских отложений (цифры в кружках): 1 — Северо-Уральский бокситорудный район, 2 — Маньтурский, 3 — Арбыньинский, 4 — р.Няйс, 5 — реки Бол.Люля—Ятрия, 6 — Тыкотловский, 7 — Войкарский, 8 — Шучьинский; штрих-пунктир — глубинные разломы, границы между прогибами; точки — граница развития осадочного чехла; выделенный участок — территория Северо-Сосьвинского бассейна

чественных руд (месторождения Красная Шапочка, Кальинское, Черемуховское и др.) приурочены к субуровскому бокситовому горизонту в основании эмса. Расположенные выше богословский (верхи эмса) и усть-кальинский (в основании живета) горизонты промышленного значения не имеют (см. рис. 2).

Сходство девонских палеотектонических и палеобиогеографических обстановок Северо-Уральского бассейна и территории Приполярного и Полярного Урала логично вызывает необходимость прогноза бокситоносности всего севера Урала.

Приполярный Урал. Тагильский прогиб. Приполярная часть прогиба больше известна как Северо-Сосьвинский бассейн. Занимает территорию от р.Малая Северная Сосьва на юге до широты пос.Саранпауль на севере (см. рис. 1).

Южная часть бассейна (Маньтурский участок — водораздельное пространство рек Лозьва и Малая Северная Сосьва). Участок расположен непосредственно к северу от Ивдельского района и хорошо изучен при проведении поисково-разведочных работ на бокситы в 1977—1978 гг. Пробурено 8 коротких широтных (через 3 км) профилей скважин глубиной до 500 м.

В Северо-Уральском бокситорудном районе в пражском веке был перерыв с корами выветривания и бокситам, на этой же территории (северные профили 100, 129, 124) наблюдается сплошной карбонатный разрез водорослевых известняков лохкова, прагиена и эмса. В южной части площади (профили 76, 64, 52) этот интервал представлен глыбовыми хаотическими вулканогенно-карбонатными брекчиями большой мощности (см. рис. 2). На уровне границ эмса и эйфеля, эйфеля и живета среди известняков вскрыты обломочные породы [7, 10], по всей вероятности, отвечающие богословскому и усть-кальинскому уровням Северо-Уральского района (см. рис. 2).

Центральная часть бассейна (реки Манья, Лопсия, Нахор, Иоутыня, Няйс-Манья, см. рис. 2). На закрытых водораздельных пространствах пробурено 4 профиля неглубоких скважин. Девонский разрез этого огромного блока сложен преимущественно вулканогенно-осадочными и терригенными породами, а карбонатные развиты ограниченно и тяготеют в основном к верхней части стратиграфической колонки. Для карбонатов иногда характерно присутствие большого количества пирокластики и прослоев красноцветных глинисто-гематитовых пород — аргиллитов, алевролитов, песчаников, конгломератов. Условно с субуровским уровнем сопоставляется пачка вишневого аргиллитов (р.Арбынья, скв. 2401, интервал 45,2—54,7 м, см. рис. 2) среди глинистых известняков в основании эмса. На границе эмса—эйфель (скв. 2399, интервал 71,6—78,1 м) богословскому уровню соответствует прослой сургучного цвета среди известняков, песчаников и сланцев (см. рис. 2). Для бокситонакопления крайне неблагоприятна была в этот период и тектоническая обстановка, сопровождавшаяся проявлениями вулканизма. Чистые рифогенные известняки развиты в живете (высотинский горизонт), но в их основании также залегают пачки терригенных пород мощностью до 150 м (реки Арбынья, Няйс-Манья, см. рис. 2).

Северная часть бассейна (бассейн рек Сертынья, Бол.Люля, Турупья, Ятрия). Это сравнительно хорошо изученная территория развития отложений палеозоя—раннего мезозоя юго-западнее пос.Саранпауль с большим числом скважин, пробуренных в разное время на бокситы и уголь (см. рис. 1).

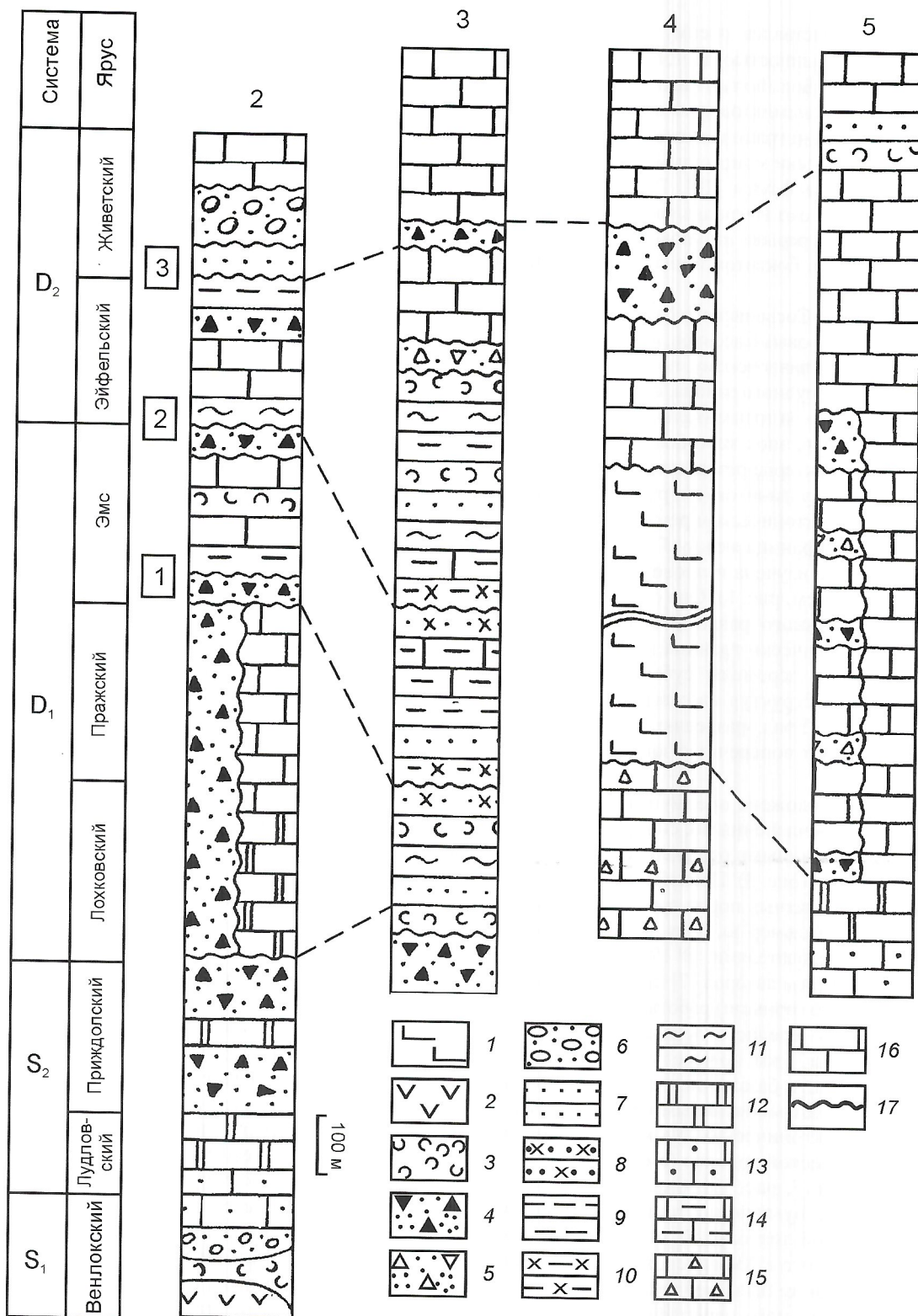


Рис. 2. Схематические геологические разрезы силурийских—среднедевонских отложений наиболее изученных участков Северо-Сосьвинского бассейна:

вулканыты: 1 — основного состава преимущественно кайнотипного облика, 2 — основного—среднего состава, иногда кайнотипного облика; 3 — туфы основного, среднего, смешанного состава; брекчия: 4 — крупнообломочная карбонатная; 6 — конгломераты вулканомиктовые и полимиктовые; 7 — гравелиты, песчаники, алевролиты вулканомиктовые; 8 — те же породы с известково-глинистым гематитовым цементом; 9 — аргиллиты, сланцы глинистые, известково-глинистые; 10 — те же породы с гематитовым цементом; 11 — сланцы кремнистые, кремнисто-глинистые, кремнистые алевролиты, фтаниты; известняк: 12 — вишнево-бурый органогенно-обломочный с глинисто-гематитовым цементом, 13 — темно-серый, черный битуминозный амфиоровый, 14 — серый, розово-серый глинистый с прослойками известково-глинистых сланцев, 15 — бурый обломочный водорослево-криноидный с прослойками обломков известняка, 16 — серый, светло-серый массивный водорослевый, часто мраморизованный; 17 — бокситовый горизонт; цифры в прямоугольниках — стратиграфические уровни эпох бокситонакопления

Девонский разрез представлен преимущественно рифогенными известняками мощностью до 1500 м. В западной части участка (верховья р. Бол. Люля) нижний девон сложен карбонатами с пачками полимиктового микстита [4]. К востоку разрез наращивается, и граница между ранним и средним девонem в литологически монотонной толще известняков проводится по смене фауны [10]. Поэтому мощный Люльинский риф в отличие от Петропавловского сложен известняками без следов перерыва на уровне субровского и богословского горизонтов бокситов и является безрудным (см. рис. 2).

На территории Северо-Сосьвинского бассейна выделяется несколько мощных рифовых массивов, из которых Люльинский не уступает Петропавловскому, но, в отличие от Северо-Уральского бокситорудного района, в этом бассейне не было продолжительного континентального перерыва в пражский век, пенепленов, эпох коро-бокситообразования. Для разрезов девона характерна резкая изменчивость, наличие обломочных толщ и вулканитов (см. рис. 2), что свидетельствует об активном тектоническом режиме.

Хулгинский прогиб. Граница между Тагильской и Хулгинской структурами не изучена и проведена условно севернее пос. Саранпауль (см. рис. 1). Она совпадает с зоной трансорогенного глубинного разлома северо-западного простирания. Морфологически граница не выражена, мы ее проводим в области перемены субмеридионального простирания уральских структур на север-северо-восточное. Разломы, секущие Урал, разделяют крупные блоки земной коры, определяют поперечную зональность складчатого пояса.

Территория прогиба сложена преимущественно вулканогенными, ближе нерасчлененными, силурийскими и девонскими метаморфизованными отложениями.

Участок р. Тыкотлова (рис. 3). Правобережье р. Хулга на участках развития карбонатных пород среди силуро-девонских вулканитов (реки Хальмер-ю, Деля-ю, Тыкотлова) изучалось многими исследователями. В 1984—1985 гг. тюменские геологи с участием авторов [7] провели детальные поисково-разведочные (с горными) работы на бокситы.

Карбонаты нижнего—среднего девона протягиваются прерывистой полосой на 15 км, но чередуются с большими полями развития андезито-базальтов, сильно мраморизованы и дислоцированы дизъюнктивными нарушениями на множество мелких тектонических блоков, что хорошо видно на стратиграфической колонке (см. рис. 3) и геологической карте участка [7, рис. 19]. Сказывается влияние соседнего Войкарского вулcano-плутонического блока с его мощной надвиговой тектоникой и метаморфизмом. Совершенно очевидно, что в Хулгинском бассейне тектоническая обстановка также была неблагоприятной: не существовало континентального пенеплена, эпохи корообразования и бокситонакопления.

Впервые на Приполярном Урале среди известняков карпинского горизонта эмса в обнажении 69 (см. рис. 3) встречен прослой в 5 см бурого аллита (Al_2O_3 31—35%) [7]. В известняках иногда отмечаются гнезда вишнево-бурого глинистого вещества, с которым, вероятно, связано присутствие в некоторых пробах бёмита. Это единственная находка бокситоподобной породы на Приполярном Урале.

Находка аллита на этом участке и послужила, по-видимому, поводом для подсчета запасов бокситов на Приполярном Урале — более 100 млн. т (Тыкотловский участок — 20 млн. т) [6, с. 77], что совершенно не адекватно геоло-

гической ситуации. Комиссия по запасам справедливо эти виртуальные объемы бокситов не утвердила.

Полярный Урал. Щучинский прогиб. В ордовике, силуре и начале девона самая северная часть восточного склона Полярного Урала (бассейн р. Щучья) имела общую историю развития с более южными сегментами складчатого пояса. В среднем палеозое Щучинский и Тагильский прогибы находились в теплом гумидном поясе (60—70° с.ш.). Для обеих структур характерно широкое развитие мелководных карбонатов. В Щучинском прогибе выявлены субровская и богословская эпохи бокситонакопления [1, 3, 4, 15], сопоставимые с этими же уровнями Северо-Уральского бокситорудного района (см. рис. 3). Однако со среднего девона геологическая история Щучинского прогиба резко расходится с развитием Войкарского, Хулгинского и Тагильского прогибов.

На Северном Урале события каледонского цикла завершились в раннем девоне четко выраженным перерывом в седиментации (400—392 млн. лет) и эпохой континентального коро-бокситообразования. Начиная с Приполярного Урала, особенно в Щучинском прогибе, отчетливо наблюдается запаздывание тектонических движений (явление рецессии по Г.Штилле) в северном направлении, и главное значение приобретает не позднекаледонская, а живецкая складчатость [5]. Здесь не только запаздывали проявления складчатости и магматизма, но и отставали вертикальные движения, сопровождаемые перерывами в седиментации. Присутствие глыб древнего фундамента в структурах Полярного Урала обусловило жесткость и устойчивость региона и тормозило его вовлечение в тектонические движения.

В строении Полярного Урала следует обратить внимание на значительное развитие зон поперечных разломов, древних выступов и кольцевых структур на побережье Карского моря и к югу от него вплоть до Обской губы (рис. 4). Они отчетливо различаются по характеру аномалий и на аэрокосмических снимках [3]. Щучинская депрессионная структура имеет форму эллипса длиной 90 км, вытянутого в северо-западном направлении в коленообразной зоне сочленения уральских структур с пайхойскими.

Здесь установлено несколько глубинных разломов северо-западного простирания: Байдарацкий — вдоль берега Байдарацкой губы, южнее — Елецкий и Лонгот-Юганский, ограничивающие Собское поперечное поднятие (см. рис. 4).

В конце среднего девона в результате интенсивных тектонических движений, сопровождаемых складчатостью и глубоким разрывом, структурно-фациальные зоны Щучинского прогиба приобретают почти широтные простирания и имеют уже общую историю развития с Пай-Хоем и Вайгачем [5]. Формируются мощные терригенные, сланцевые, известково-глинистые формации платформенного облика. Пространственное размещение формаций контролируется глубинными разломами и кольцевыми структурами. И самое главное, девонские рифы не образуют сплошной линейной полосы, как в Северо-Уральском бокситорудном районе, а вместе с телами бокситов разрозненно располагаются в краевых частях кольцевых структур.

В результате активной тектоники, на что указывает состав и дислоцированность осадочной линзы девона, происходит частая смена фациальных обстановок, отразившаяся на формировании залежей, и сколько-нибудь значительные скопления бокситов не успели сформироваться или были размыты.

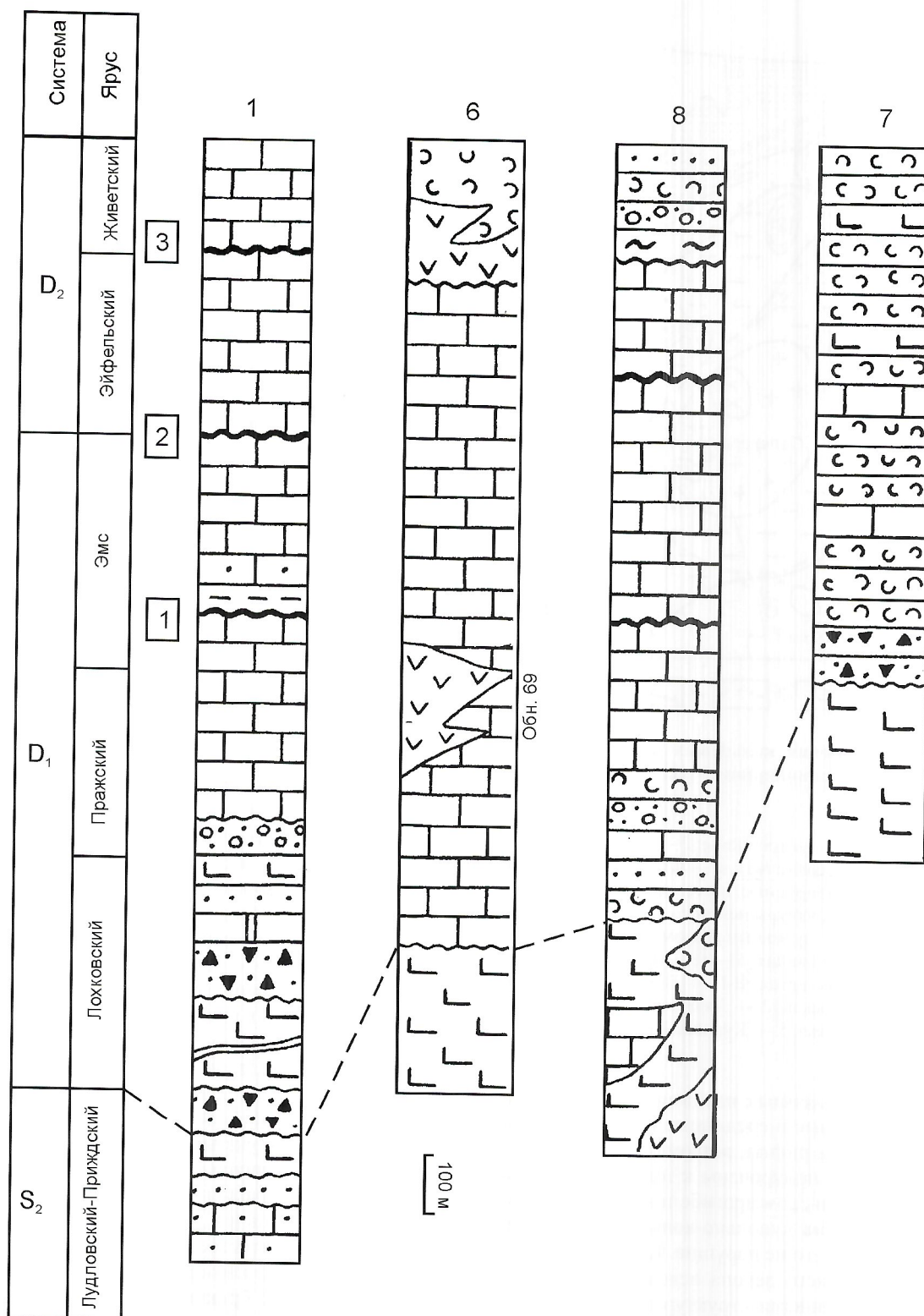


Рис. 3. Сводные стратиграфические колонки силурийских—среднедевонских образований перспективных площадей:

прогибы: Тагильский (Северо-Уральский бокситорудный район), Хулгинский (р.Тыкотлова), Войкарский по [3], Щучинский по [1, 3, 14]; см. услов. обозн. к рисункам 1 и 2

Кроме того, на состав и мощность карбонатов влиял полярноуральский приподнятый блок. Мощность девонских известняков в его пределах сокращенная (300—400 м, Собское поднятие), в то время как на Приполярном Урале мощность девона Люльинского рифа составляет более 1500 м (см. рис. 2).

На Северном Урале платформенные условия, наступившие в раннем девоне, были уникальны, а для остальной части севера этого региона неповторимы. Герцинские движения, как и мезозойские, не отразились на консолидированном Петропавловском блоке и сохранности залежей Северо-Уральского бокситорудного района.

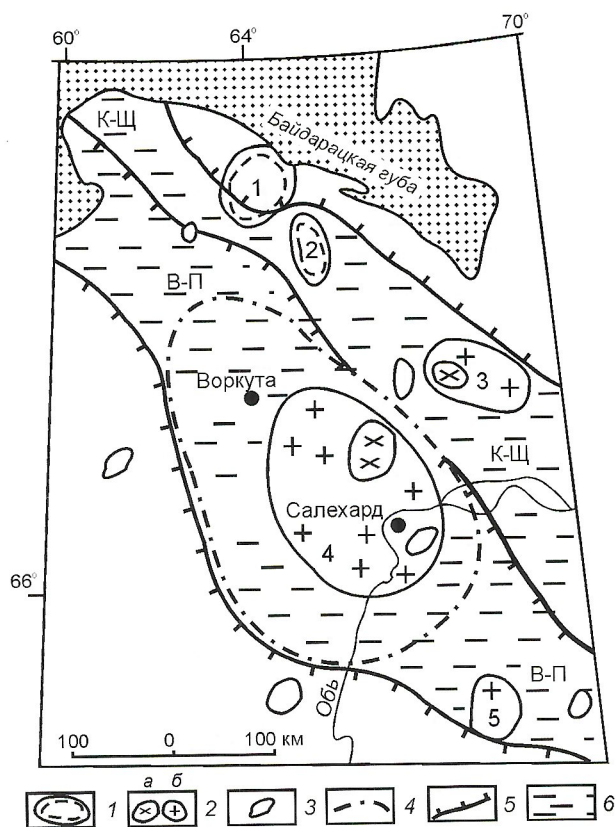


Рис. 4. Схема расположения кольцевых и интрузивно-купольных структур на Приполярном Урале. По А.Л.Клопову [3] с упрощениями:

1 — кольцевые структуры — астроблемы; 2 — гранитные и гнейсовые купола (выступы добайкалит); а — вскрытые на дневной поверхности, б — дешифрируемые по геолого-геофизическим данным; 3 — кольцевые структуры неясного генезиса; 4 — кольцевой Полярно-Уральский глубинный разлом; 5 — границы субширотных зон жесткого основания; 6 — зоны древней стабилизации (К-Щ — Карско-Щучинская, В-П — Воркутинско-Полуйская); структуры: 1 — Карская, 2 — Лядгейская, 3 — Щучинская, 4 — Харбейско-Собская, 5 — Куноват-Полуйская

В орогенах бокситы связаны с наложенными структурами. Это сводово-глыбовые и срединные поднятия, вулканические депрессии или рифты, разломные зоны. На Северном Урале бокситы приурочены к линейному поднятию с рифами. В Щучинском прогибе таких структур нет и орогенез наложился на купольно-кольцевой структурный план, существенно его не нарушив. Карское рудопроявление бокситов верхнего девона неясного генезиса — пример связи с наложенными структурами. Депрессии с молассоидами и угленосными осадками появились только в триасе и юре [5]. Отмеченные закономерности обусловлены особенностями глубинного строения Урала.

Таким образом, на Полярном Урале тектоника деструктивно сказалась на образовании и сохранности бокситов. Платформенные условия существования раннедевонских рифов были, очевидно, непродолжительны, эпоха карсто-и корообразования и тектонической стабилизации была короткой, что не способствовало накоплению большого объема бокситового вещества.

Хотя в нескольких массивах карбонатов встречены довольно мощные тела диаспоровых бокситов (Лаборовское месторождение), ожидать крупных залежей не приходится.

Последний прогноз [2] совершенно не оправдан из-за ошибочной оценки геологической ситуации и основан на вере, а не на фактическом материале. Ссылки на работы (по-видимому, отчеты), на которых сделан прогноз и, естественно, их нет в списке литературы, недопустимы и неэтичны. Надежды на открытие новой Щучинско-Восточно-Войкарской бокситорудной провинции [2, с. 335] совершенно не согласуются с геологией региона.

Войкарский прогиб, расположенный к югу, с точки зрения бокситоносности не рассматривается, так как девонский разрез (см. рис. 3) представлен вулканитами различного состава с прослоями и линзами мраморизованных известняков среднего—верхнего девона [4, 14].

По этой причине девонские отложения прогиба бесперспективны, и утверждение, что «бокситоносные образования и бокситовые залежи из Щучинского района трассируются далеко на юг» [2, с. 334], объясняется недостаточным знанием геологии региона, особенно тектоники.

Из материалов данной статьи можно сделать следующие выводы. Перспективы бокситоносности девонских отложений Урала к северу от Северо-Уральского бокситорудного района стали ясны более 20 лет назад. Группа экспертов (Министерство геологии, ВСЕГЕИ, ИГЕМ РАН и др.) под руководством Б.М.Михайлова пришла к выводу о бесперспективности этой территории [4]. Исследования автора статьи с коллегами полностью подтвердили эти выводы [12, 13, 14].

Несмотря на благоприятные литофациальные, палеобиогеографические, климатические и другие условия, вся территория к северу от Северо-Уральского промышленного полигона до замыкания Уральского складчатого пояса бесперспективна на промышленные скопления бокситов.

Герцинский тектонический морфогенез на Урале явился продолжением каледонского. Тесная зависимость между этими складчатостями хорошо проявляется во многих аспектах. Один из них — рецессия фронта складчатости — перемещение фронта складчатости от более ранней эры к молодой вдоль складчатого пояса. Такое асинхронное проявление тектонических импульсов свойственно линейным поясам и связано с медленным процессом передачи напряжений. Усиление дислокаций вызвало сильный метаморфизм пород и сказалось на бокситоносности Приполярного и Полярного Урала. На повышающую тектоническую активность территории указывает характер девонских отложений: на колонках видна их резкая изменчивость на коротких расстояниях, развитие обломочных пород большой мощности, вулканитов (см. рис. 2, 3).

Интенсивность тектогенеза заметна уже в Северо-Сосьвинском бассейне, где картируются мощные толщи хаотических карбонатных брекчий — результат разрушения крупных рифовых массивов (реки Лопсия, Йоутынья, Бол.Люлья), а из разрезов выпадают отдельные горизонты и ярусы. На р.Йоутынья в колонке девона отсутствует нижний девон, а средний и верхний — сильно дислоцированы, тектонически перемещены и представлены пакетом аллохтонных пластин. Севернее (р.Нийсманья) из разреза нижнего девона выпадают потенциально бокситоносные пражский и эмский ярусы (см. рис. 2).

Таким образом, тектонические движения герцинской орогении на Приполярном и Полярном Урале, сопровождаемые метаморфизмом и вулканизмом, были крайне неблагоприятны для эпох бокситообразования, в то время как тектонически спокойные продолжительные платфор-

менные обстановки, наступившие в раннем девоне на Северном Урале, — уникальные и для остальной части Урала неповторимые. Движения герцинской орогении, как и более поздние, не отразились на консолидированном Петропавловском блоке и на сохранности рудной залежи.

При прогнозировании бокситов внимание обращается на наличие в районе массивов рифогенных известняков. Но, как известно, Уральский подвижной пояс с запада и востока на всем его протяжении обрамляется мощными толщами мелководных палеозойских рифов, а промышленные залежи бокситов локализованы только в пределах одного Петропавловского рифа. Пока не ясно как соотносить продолжительные эпохи девонского рифо- и бокситообразования на Урале и Тимане с одновременным существованием, по представлениям авторов прогноза, Уральского палеоокеана [2, 6].

Любой прогноз должен быть максимально приближен к реальной геологической обстановке. Основа прогноза — эпоха бокситообразования с ее обширными пенепленами, гумидным климатом, платформенной тектоникой. На Урале это ранний девон, когда сложился исключительно уникальный набор благоприятных условий, и вся территория севера Урала, с прилегающими блоками Восточно-Европейской и Сибирской платформ, входили в состав единого материка и в палеозойской истории географического положения не изменяли.

Прогноз бокситоносности Приполярного и Полярного Урала не обоснован и базируется преимущественно на вере. На наш взгляд, перспективным остается пока только Северо-Уральский бокситорудный район. Прирост запасов бокситов может быть обеспечен исключительно за счет освоения его глубоких горизонтов. Рано или поздно, но придется осваивать глубины более 2000 м. В настоящее время проектируется новая шахта на Ново-Калинском месторождении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боровский В.В., Клопов А.Л., Иващенко А.Е., Копакин И.М. О бокситоносности Полярного Урала / Минерально-сырьевые ресурсы Тюменской области. — Тюмень, 1976. С. 76—86.
2. Золоев К.К., Коротеев В.А., Душин В.А. и др. Геология и минерализация Полярного Урала и прилегающей к нему окраины Восточно-Европейской платформы / Российская Арктика: геологическая история, минерализация, геоэкология. — С-Пб., 2002. С. 328—346.
3. Клопов А.Л. Геолого-структурная позиция среднепалеозойской карбонатной формации в эвгеосинклинальной зоне севера Урала. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. — Тюмень, 1981.
4. Михайлов Б.М., Большун Г.А., Ерошевская Р.И. и др. Прогнозная оценка на бокситы восточного склона Приполярного и Полярного Урала // Советская геология. 1980. № 5. С. 79—89.
5. Охотников В.Н. Проблема каледонид севера Урала / Труды ИГ КФ АН СССР. Вып. 42. — Сыктывкар, 1983. С. 76—92.
6. Рудный потенциал Ханты-Мансийского автономного округа / Стратегия и тактика геологоразведочного и горнорудного производства / Под ред. К.К. Золоева и др. — Екатеринбург—Ханты-Мансийск, 2001.
7. Сапельников В.П., Мизенс Л.И., Шатров В.П. Стратиграфия и брахиоподы верхнесилурийских—среднедевонских отложений севера восточного склона Урала. — М.: Наука, 1987.
8. Теняков В.А. Проблема источника и способа формирования вещества бокситов / Проблемы генезиса бокситов. — М.: Наука, 1975. С. 18—31.
9. Шатров В.П. Геологическая позиция и палеотектонические условия образования бокситов Петропавловской зоны Тагильского погружения. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. — Свердловск, 1975.
10. Шатров В.П. Геология среднепалеозойских образований севера восточного склона Урала. Препринт. — Свердловск, 1982.
11. Шатров В.П. О месте бокситообразования в геосинклинальном процессе (на примере СУБР) / Эволюция металлогении Урала в процессе формирования земной коры. — Свердловск, 1985. С. 228—231.
12. Шатров В.П. Прогнозная оценка бокситоносности девона восточного склона Приполярного Урала / Геология и палеонтология Урала. — Свердловск, 1987. С. 157—162.
13. Шатров В.П. Уровни девонского бокситообразования на восточном склоне Приполярного Урала // Ежегодник-1991 ИГиГ УрО РАН. — Екатеринбург, 1992. С. 125—127.
14. Шатров В.П., Боровский В.В., Клопов А.Л. Девон восточного склона Полярного и Приполярного Урала и перспективы его бокситоносности / Бокситы и бокситоносные отложения Урала. — Свердловск, 1981. С. 42—55.
15. Шестаков Ю.Н. Возраст и структурное положение бокситоносных горизонтов Полярного Урала // Доклады АН СССР. 1971. Т. 201. № 1. С. 172—175.

Роль геофизики при оценке рудного потенциала исследуемых территорий

М.М.АВДЕВИЧ (ВИРГ-Рудгеофизика)

Рудная геофизика весьма эффективно применялась при прогнозной оценке, поисках и разведке руд той или иной формации, пока объектами исследований были локальные неглубокозалегающие рудные тела. Начиная с 70-х годов прошлого века, постепенно объектами исследований становятся более крупные природные единицы: крупные месторождения, рудные поля, в какой-то мере и рудные районы [5]. Однако методология применения геофизики изменяется очень мало. По-прежнему перед геофизикой ставятся задачи выявления аномалий физических полей, поиска фиктивных источников этих аномалий и составление рекомендаций на буровую проверку предполагаемых источников аномалий. Техническое и математическое обеспечение геофизических исследований за последние 10—20 лет достигло высокого уровня, но до сих пор главным и единственным объективным контролем правильности проведенной интерпретации геофизических полей остается бурение.

В настоящее время существуют реальные условия создания такой технологии геофизических исследований, которая позволяла бы до бурения надежно оценивать достоверность существующих представлений о геологическом строении исследуемого района, т.е. играла роль виртуальных буровых скважин, и только после этой оценки можно давать рекомендации на бурение проверочных скважин, направляемых в конкретные точки пространства.

Наиболее эффективен такой подход в хорошо изученных горнорудных районах, где уже сформированы, например, на основе существующих прогнозно-поисковых комплексов ЦНИГРИ, априорные геолого-геофизические представления как о геологическом строении района в целом, так и его локальных частей, и где имеется богатая геолого-геофизическая информация, часто втуне хранящаяся в архивах. Геофизика может и должна оценивать достоверность существующих представлений о геологическом строении исследуемой территории. В самом деле, если геофизическое поле достаточно критично к изменению физических и геометрических параметров исследуемого объекта, то сопоставление рассчитанных от конкретной модели и измеренных полей в значительной степени может ответить на поставленный вопрос. С одной стороны, при полной адекватности модели и натуры правильно рассчитанное поле однозначно совпадет с соответствующим корректно измеренным полем. И после проведения определенных контрольных мероприятий изученный район может уверенно считаться бесперспективным на возможность обнаружения в нем неизвестных рудных образований, которые и были объектом исследований. С другой, неадекватность рассчитанных и измеренных полей однозначно свидетельствует о неправомерности существующих представлений о геологическом строении исследуемой территории. Эти представления необходимо корректировать либо на основе переинтерпретации уже существующей геолого-геофизической информации, либо на

основе дополнительных полевых исследований, нацеленных на получение необходимой новой информации. В определенной степени рассматриваемая технология опирается на традиции метода подбора (метода проб и ошибок), успешно применяемого при интерпретации данных методов магниторазведки и гравитразведки и практически не применяемого в электроразведке из-за сложности расчетов электрических полей. В самом деле, успех интерпретации здесь в равной степени зависит как от умения создавать и корректировать геолого-геофизическую модель, опираясь на законы образования и размещения руд конкретной формации и опыт их отражения в физических полях, так и от возможности надежного расчета полей с учетом влияния на них реальных геолого-геофизических условий. Причем, решение должно проводиться в диалоговом режиме с возможностью оперативной корректировки цифровой модели в процессе интерпретации и оптимальной визуализацией результатов моделирования при сопоставлении с результатами полевых измерений [1].

Такой подход правомерен для руд любой формации, любого геофизического поля и на любой стадии геолого-разведочного процесса, если существует соответствующая технология интерпретации геофизических полей. В данной статье рассматриваются возможности и результаты применения технологии, предназначенной для оценки рудного потенциала территорий, содержащих сульфидные объекты, принадлежащие к колчеданным и медно-никелевым формациям. Эти объекты характеризуются повышенной электропроводностью, и оптимальный геофизический метод их исследования — метод мелкомасштабного заряда [9], поле которого весьма критично к изменению модели, возникающему часто за многие километры от точки наблюдения. Опыт показывает, что при подборе единой модели для трех точек заряда, поле от которых измерено на всей исследуемой территории, достоверность найденной модели превышает 80% [1].

В методе заряда исследуется электрическое поле неподвижного источника тока, помещенного или непосредственно в проводящий объект, подлежащий изучению, или реже во вмещающую среду. В том и другом случае в той или иной степени возбуждаются все проводящие образования, находящиеся в пределах влияния поля источника тока, и образующееся суммарное электрическое поле изучается на дневной поверхности и в скважинах. Масштаб исследований в зависимости от решаемых задач может изменяться от 1:1000 до 1:50 000. Результатом решения является геометризованная в пространстве модель проводящих образований — от локального тела в пределах рудопроявления до системы проводящих образований в пределах рудного района. Однако во всех случаях минимальной единицей модели, для которой проводятся расчеты, служит рудное поле. Такой подход позволяет не только оконтуривать общий объем пород на участке земной коры, в

пределах которого заключены все основные геологически взаимосвязанные рудные скопления в рудном поле, но и оценивать их морфологию с учетом возможного генезиса руд данной формации. Вопрос этот чрезвычайно важен, так как представление о генезисе рудных месторождений непосредственно влияет на выбор направления поисковых работ и методику их проведения [8], т.е. позволяет создать оптимальную технологию поиска конкретных руд в конкретном районе с геометризацией в пространстве рудных полей и их элементов.

Технология интерпретации кратко сводится к следующему. Прежде всего, по имеющейся геологической информации строится априорная объемная геологическая модель объекта в виде серии разрезов через все рудное поле. Эта геологическая модель преобразуется в цифровую модель, наделяется физическими свойствами, и для нее рассчитывается физическое поле, которое и сравнивается с наблюдаемым. На электрическое поле очень сильно влияет и правильность надления объекта физическими свойствами, и возможное их изменение в пределах объекта, и конструкция проводников, и конфигурация таких факторов, искажающих поле, как рельеф, кора выветривания, мощность рыхлых образований и т.д., т.е. для каждой рассматриваемой концепции строения исследуемого объекта необходимо провести десятки и сотни сложных решений при локальных изменениях модели. Число переменных (параметров модели) при этом может достигать нескольких десятков, и автоматизировать данный процесс практически невозможно. Остается метод подбора в диалоговом режиме, при котором геолог должен в реальном режиме времени корректировать модель и получать для нее решение с учетом влияния на поле реальных геоэлектрических условий. Реализация такого подхода к построению объемной, геометризованной в пространстве модели, объективно отражающей строение исследуемого пространства, требует наличия соответствующей вычислительной техники, ПМО и технологии, обеспечивающих решение поставленных задач в диалоговом режиме. В результате решения получается одна единственная геоэлектрическая модель, которая удовлетворяет всем измеренным полям во всем исследуемом пространстве, и далее разрабатываются рекомендации на ее проверку.

Реализация подобной технологии требует передовых компьютерных средств, обеспечивающих:

конструирование и быструю корректировку оцифрованной геологической модели (препроцессинг);

численный анализ трехмерных электрических полей с учетом реальных геоэлектрических условий (рельеф дневной поверхности, наносы переменной толщины и сопротивления, в т.ч. и по латерали, зоны разломов, проводящие контакты блоков, сформированных различными породами, искомые рудные объекты произвольной проводимости и т.д.);

интерпретацию в режиме диалога с представлением как вычисленных, так и измеренных данных на геологических разрезах — картах (постпроцессинг).

В качестве ПМО в технологии использована программа GEF, реализующая консервативный метод граничных элементов для расчета трехмерных электрических полей в многоэлектродных системах [2, 12], подготовленная группой специалистов под руководством А.М.Вишневого. Решение производится методом интегральных уравнений. Исходное уравнение формулируется относительно векто-

ра эквивалентного электрического тока. В отличие от многих конечно- и гранично-элементных методов, алгоритм расчета, положенный в основу программы, демонстрирует устойчивое поведение при использовании грубых сеток и не предъявляет жестких требований к форме элементов. Эта программа позволяет решать в диалоговом режиме трехмерные задачи метода заряда практически любой сложности, и время вычисления поля для одного варианта модели по произвольным трассам наблюдений не превышает десятков минут. Версия программы GEF, применяемая в технологии, зарегистрирована в Фонде алгоритмов и программ (ФАП) при ВИРГ за № 05-10 от 07.02.2000.

Рассматриваемая технология была успешно применена при решении ряда производственных задач на сульфидных объектах Алтая, Казахстана, Урала, Карелии, Кольского полуострова и Финляндии. В данной работе приведены несколько примеров создания геоэлектрических моделей рудных объектов на различных стадиях исследований на основе количественной интерпретации данных метода мелкомасштабного заряда.

Мончегорский рудный район расположен в центральной части Кольского полуострова. В его строении главные элементы — глубинные разломы и крупные массивы магматических горных пород. Все известные проявления сульфидной медно-никелевой минерализации района пространственно связаны с массивами основных — ультраосновных пород, промышленные месторождения — исключительно с Мончегорским плутоном [3]. Генеральная задача исследования района — поиски еще неизвестных рудных объектов — распадается на ряд локальных задач: необходимость оценки вероятности наличия в районе площадью около 1000 км² еще неизвестных рудных объектов; определение способа их обнаружения и построение объемной модели проводящих образований в пределах всей исследуемой территории и локальные модели в пределах перспективных участков.

Оценка перспектив наличия в районе неизвестных рудных объектов. Для создания исходной модели была использована имеющаяся геолого-геофизическая информация — геологические карты, результаты съемок методом мелкомасштабного заряда, каротажа, геохимии, карта рыхлых отложений и рельефа дневной поверхности, априорные геологические разрезы.

Существуют две принципиальные точки зрения на генезис рудных образований в рассматриваемом районе [3, 7]. Согласно первой из них все руды пространственно связаны с материнскими интрузивами и могут находиться или в их пределах, или в непосредственной близости от них. В таком случае следует искать интрузивы и в их пределах проводники, ассоциируемые с рудами [6]. И если крупные неглубокозалегающие интрузивы в районе отсутствуют (как в данном случае — по результатам гравитационных исследований), то район должен автоматически считаться бесперспективным.

Согласно второй точке зрения богатые жильные руды были привнесены в район рудоносными расплав-растворами из промежуточных магматических очагов после завершения основной вулканической деятельности и отложены в различных «ловушках», в т.ч. и в уже консолидированных интрузивах. Если придерживаться подобной точки зрения, то можно допустить наличие искомых рудных объектов на всей территории района и на разных этапах, т.е. район остается открытым для дальнейших исследований.

Подтвердить или опровергнуть ту или иную точку зрения можно на основе моделирования поля методом заряда, поскольку рассматриваемые рудные объекты — хорошие проводники. Если мы зарядим одно из известных рудных тел и проведем измерение поля, то в рамках первой или второй гипотезы генезиса руд структура и амплитуда измеренных полей будут принципиально различными и истина может быть найдена при сопоставлении их с расчетным полем. В данном случае заряд был помещен в одно из известных рудных тел (скв. М9) и измерения поля проведены на площади порядка 200 км² (рис. 1). Расчеты поля выполнялись в рамках рассмотренных гипотез образования руд. Результаты сопоставления полей показаны на рис. 2. Совершенно очевидно, что руды различных интрузивов в разных частях рудного района оказались хорошо электрически связаны по системе проводников, надежно

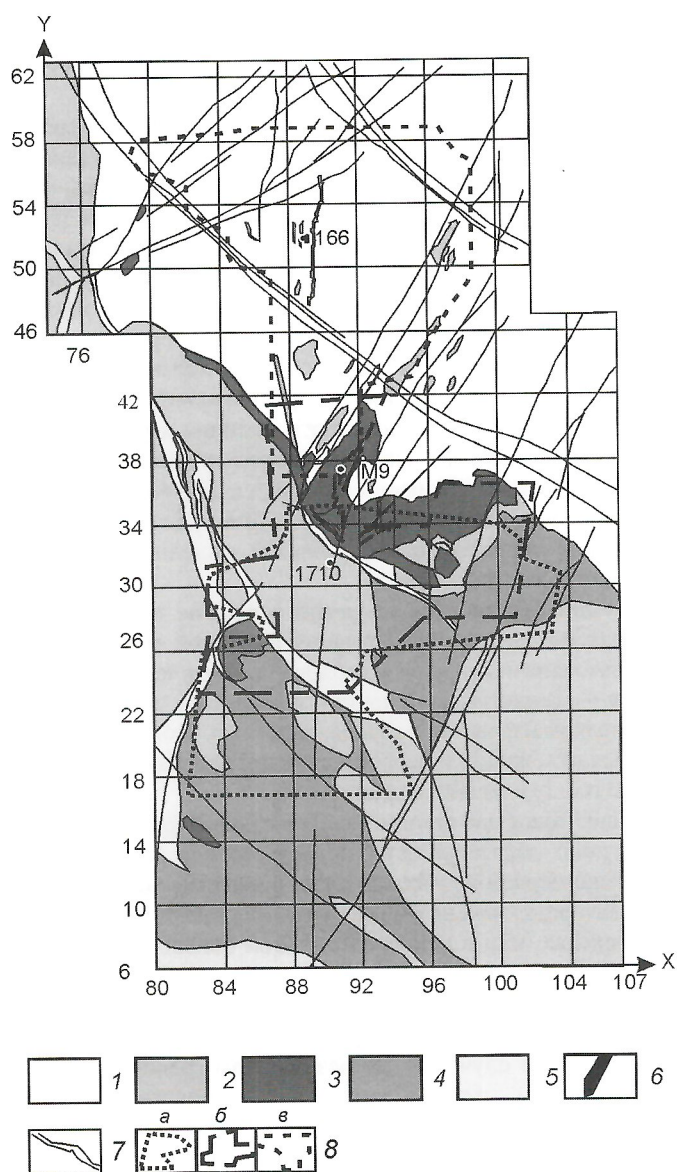


Рис. 1. Геолого-структурная схема Мончегорского рудного района:

1 — гнейсы, гранитогнейсы; 2 — габброиды; 3 — ультраосновные породы; 4 — метавулканыты; 5 — милониты; 6 — медно-никелевые рудные жилы; 7 — тектонические нарушения; 8 — контуры съемки поля от зарядов в скважинах: а — 1710, б — М9, в — 166

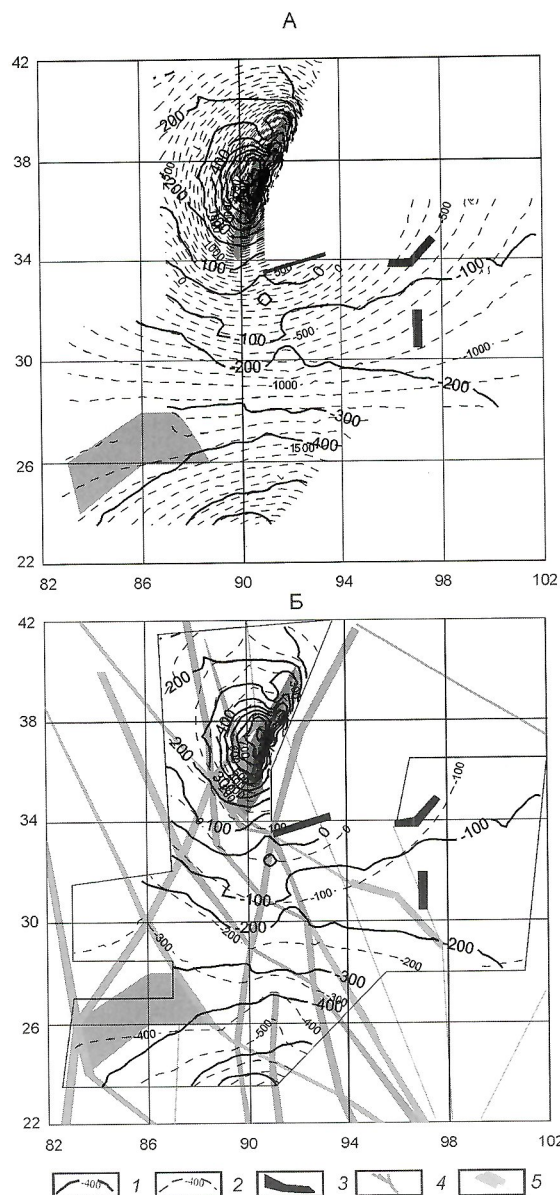


Рис. 2. Результаты 3D-моделирования в плане при заряде в скв. М9 для исходной (А) и конечной (Б) модели:

изолинии поля: 1 — измеренного, 2 — рассчитанного; 3 — известные руды; 4 — предполагаемая корневая система; 5 — проводящие зоны

коррелирующихся с известной разломной тектоникой района. Эти проводники достаточно уверенно можно рассматривать как следы рудоподводящих каналов, по которым в район с юго-восточного направления поступали рудоносные растворы. В таком случае предположение о возможном наличии в районе рудных объектов вне интрузивов ультраосновных пород получает право на существование и поисковые работы целесообразно продолжить. Также очевидно, что предполагаемые рудные скопления могут быть только в пределах трасс проводящих каналов в местах возможных рудных ловушек (области пересечения с трансформными разломами, места пересечения интрузивов, области увеличения проводимости каналов и т.д.). Следующий шаг исследования — построение объемной модели проводников, ассоциируемых с возможными рудными образованиями.

Локальная задача формулировалась как *прогнозная оценка района на наличие электропроводящих объектов, ассоциируемых с месторождениями медно-никелевых руд* на основе выявления и геометризации в пространстве предполагаемой рудной системы на площади исследований. Поставленная задача решалась на основе метода заряда, применявшегося на двух дополнительных участках (см. рис. 1, 3) при расположении источников тока на севере района в рудопроявлении Приозерное (скв. 166) и районе Мончетундры (скв. 1710). Все отработанные участки имели между собой небольшое перекрытие для стыковки результатов интерпретации. Площади локальных съемок показаны на геолого-структурной схеме района исследований (см. рис. 1). Полученная модель проводящих образований и результаты сопоставлений графиков потенциала по одному из разрезов представлены на рис. 3. Сделанный ранее вывод о наличии в районе разветвленной системы проводников подтвердился. Их общий корень предположительно находится юго-восточнее исследуемой площади.

Использованная технология позволила построить систему предполагаемых проводящих рудоподводящих каналов, положение которых достаточно хорошо согласуется с известной разломной тектоникой района и дает возможность связать между собой все известные месторождения и рудопроявления, удовлетворяет всем известным полям заряда и позволяет наметить местоположение неизвестных провод-

ников, предположительно рудной природы. Каждый элемент модели имеет четкую координатную привязку, с помощью которой можно целенаправленно вести дальнейшие исследования. По результатам проведенной интерпретации выделены локальные территории для более детальных исследований, в процессе которых должна быть проведена геометризация в пространстве локализуемых объектов и их элементов и намечено бурение проверочных скважин, нацеливаемых в конкретные точки полупространства.

Детальные работы на выделенных локальных участках в Мончегорском рудном районе еще только предстоит провести. Поэтому возможности технологии по отработке детальных участков рассмотрим на примере построения модели одного из сульфидных месторождений Финляндии.

Месторождение Мулликкораме — фрагмент рудного района Пюхасалми, занимает площадь порядка $1000 \times 3000 \text{ м}^2$. В строении месторождения принимают участие следующие породы: гнейсы, граниты, кислые и основные вулканиты. Сульфидные руды приурочены преимущественно к кислым вулканитам [10, 11].

К началу наших исследований добыча известных рудных тел была уже практически завершена и существовала модель отработанного месторождения. Необходимо было на основе архивных материалов, полученных еще до отработки месторождения, оценить возможность наличия в окружающем пространстве неизвестных (пропущенных) рудных тел.

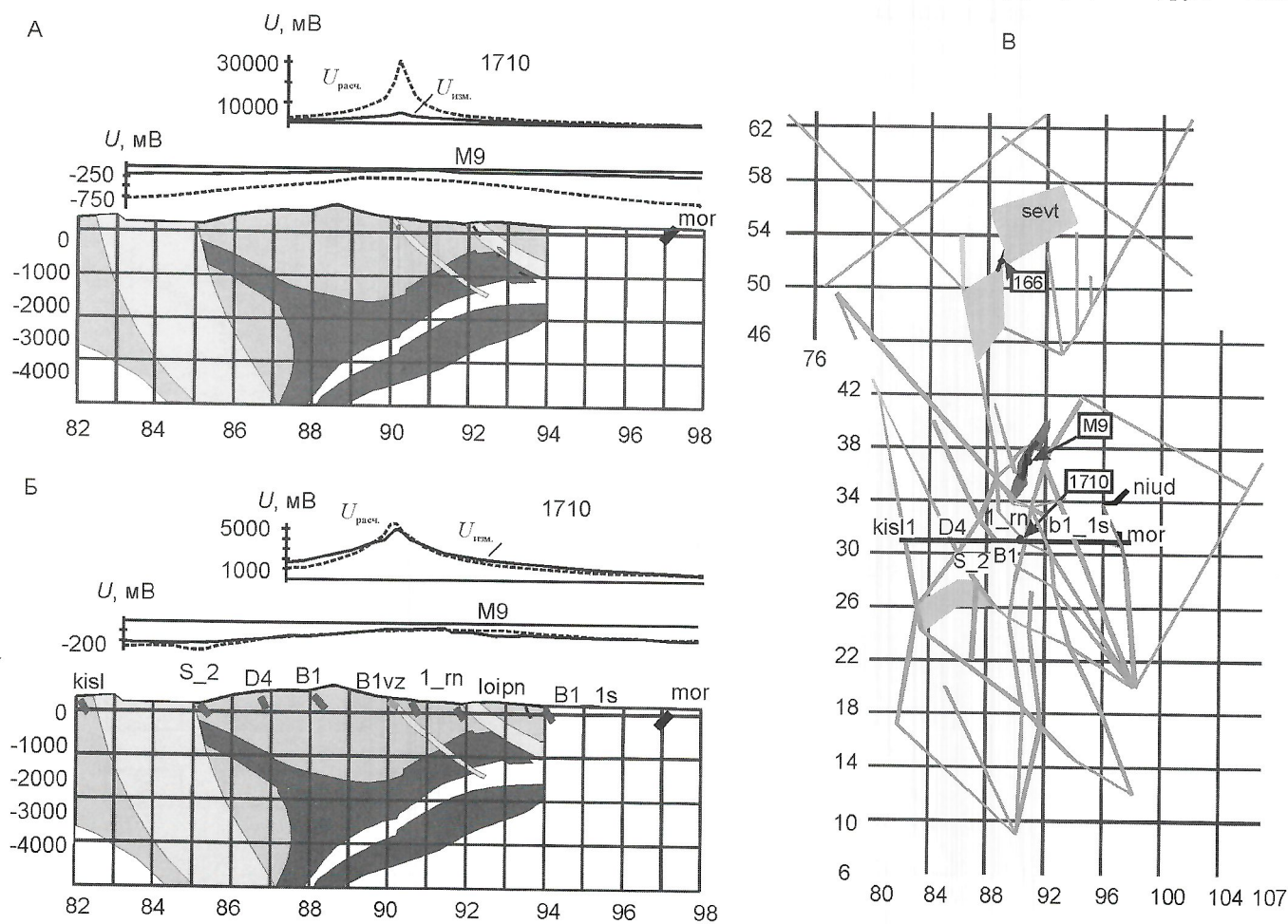


Рис. 3. Результаты 3D-моделирования в разрезе $Y=31,5$ для исходной (А) и конечной (Б) моделей и план проводников (В) конечной модели:

черная линия на рис. В — положение разреза 31,5 в плане; остальные услов. обозначения см. на рис. 2

Первые результаты моделирования показали, что расчетные поля по структуре и амплитуде принципиально отличаются от измеренных. Следовательно, построенная по результатам отработки месторождения модель не соответствует истине и ее необходимо корректировать. В качестве исходной геофизической информации использовались архивные материалы съемок поля от двух точек заряда на дневной поверхности и в скважинах, а также карты сопротивлений, поляризуемости, магнитного и гравитационного полей, карта рыхлых отложений, результаты каротажа и геохимического опробования скважин, результаты инклинометрии скважин, что позволяло сопоставлять расчетные и измеренные поля непосредственно вдоль криволинейных трасс скважин и т.д.

В геологическом строении месторождения (рис. 4, А) принимают участие два крупных гранитных массива, расположенных на севере и юго-востоке рудного поля, и находящийся между ними блок клиновидной формы, сложенный переслаивающимися кислыми и основными вулканитами. Региональный разлом I северо-восточного простирания отделяет блок вулканитов от юго-восточного гранитного массива; разлом II протягивается через участок с севера на юг, пересекаясь с разломом I вблизи вершины клиновидного блока вулканитов.

По данным гравиразведки и плану кажущегося сопротивления съемки ВП в центральной части месторождения выявлена серия мелких меридиональных и широтных раз-

ломов, которые, вероятно, участвовали в формировании структуры месторождения. Можно предполагать в качестве возможной геологической гипотезы, что рудное поле сформировано восходящими потоками гидротермальных растворов, поднимавшихся вверх и в стороны от одного общего глубинного рудоподводящего канала, который, возможно, расположен в области пересечения региональных разломов I, II и III на глубине около 1,5 км. Гидротермальные потоки на пути своего движения могли образовывать зоны сульфидной минерализации в местах структурных препятствий или геохимических барьеров. Известное сульфидное оруденение в виде совокупности рудных тел хорошо согласуется с изложенной схемой возможного рудообразования. На основании такой концепции исходная модель была дополнена рядом проводящих образований, располагающихся в геологически возможных структурных позициях. Все корректировки модели в процессе интерпретации (местоположение, форма, проводимость элементов) подчинялись определенной геологической логике, задаваемой принятой концепцией, и контролировались расчетами.

В результате проведенной переинтерпретации архивных материалов в существующую модель месторождения был введен дополнительный рудный горизонт, залегающий в геологически обоснованной позиции ниже известных рудных тел, что позволило добиться адекватности расчетных и измеренных полей от всех источников заряда

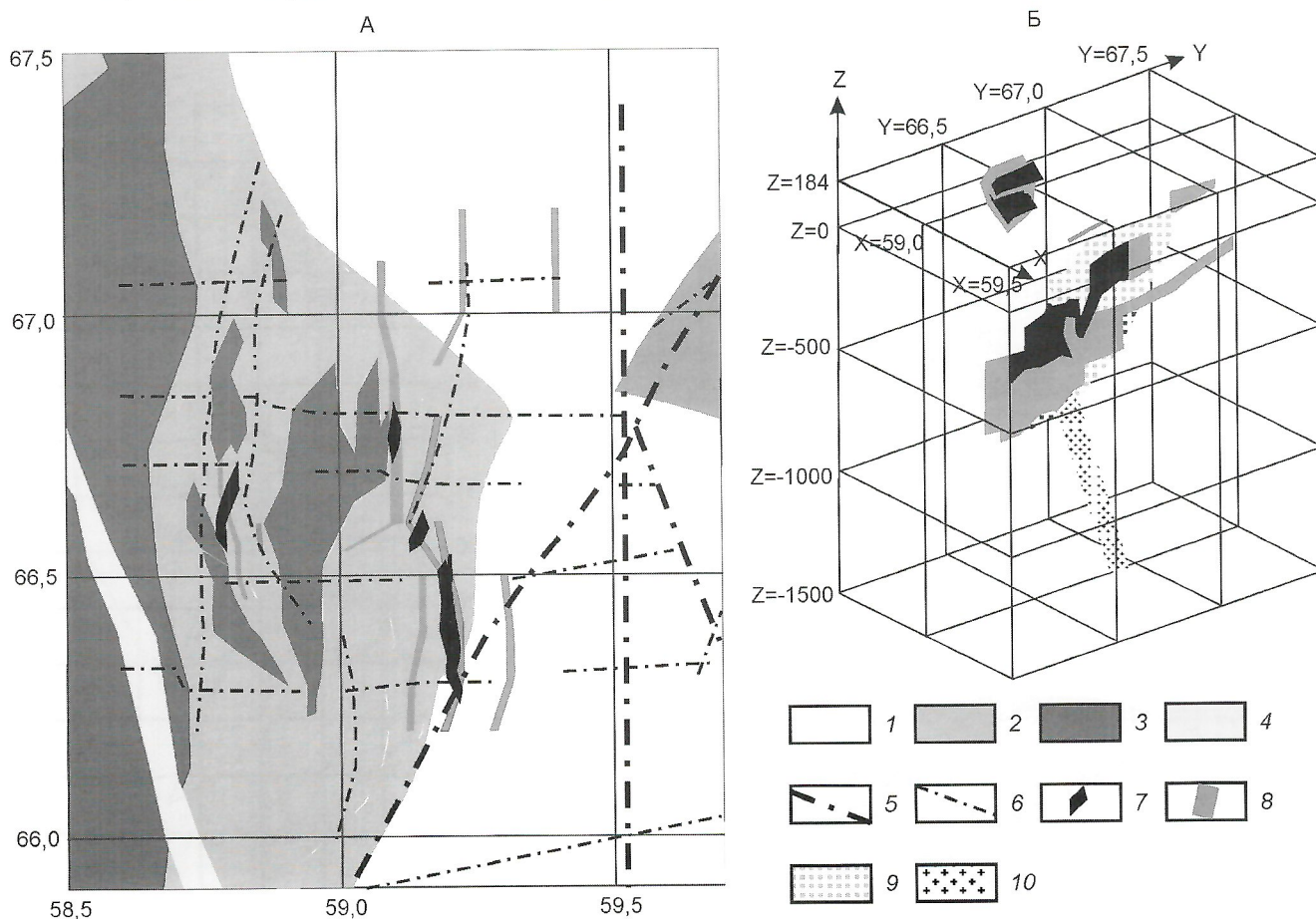


Рис. 4. Геоэлектрическая модель месторождения Мулликораме по результатам интерпретации данных метода заряда:

А — геологическая карта с проекциями рудных тел; Б — объемная модель рудных тел; 1 — граниты; вулканиты; 2 — кислые измененные, 3 — кислые; 4 — полевошпатовые порфиры; 5 — региональные разломы; 6 — разломы; рудные тела: 7 — известные, 8 — новые; 9 — минерализованная зона; 10 — рудоподводящий корень

во всех точках наблюдения, как на дневной поверхности, так и в скважинах. По результатам интерпретации было рекомендовано проверочное бурение и первая же скважина (см. рис. 4, Б) встретила ожидаемое рудное тело в указанной для проверки позиции [10, 11]. Позже было пробурено еще около 20 скважин, подтвердивших наличие глубокого рудного горизонта. К настоящему времени месторождение отработано, модель нижнего горизонта подтвердилась. По результатам интерпретации данных метода заряда установлено, что перспективы месторождения на глубине исчерпаны.

Следует отметить, что успешную корректировку модели месторождения Мулликкорама в значительной степени удалось провести при тесном сотрудничестве с финскими коллегами на всех стадиях исследований — от составления исходной модели до получения конечного результата, включая совместный анализ имеющейся геолого-геофизической информации, и в условиях отличного качества полевых геофизических материалов, представленных для интерпретации.

Таким образом, применительно к территориям с медно-никелевым и колчеданным оруденением установлено, что оценка прогнозных ресурсов изученной территории может быть сделана достаточно надежно на основе геолого-геофизического моделирования, по меньшей мере, для рудного поля, узла, района, и построения взаимосвязанной генетической, структурно-геологической и геоэлектрической модели, которая на заключительной стадии должна проверяться бурением.

Применение рассматриваемой технологии позволяет:

- 1) провести оценку полноты изученности исследуемого района;
- 2) уточнить морфологию известных объектов;
- 3) определить перспективы обнаружения новых объектов;
- 4) составить рекомендации на доразведку объектов, в т.ч. геофизическими методами, и управлять процессом их доизучения;
- 5) существенно повысить уровень предлицензионных исследований и надежность сертификации качества работ, выполненных на рассматриваемой территории.

В данной статье представлены материалы, показывающие современные возможности метода мелкомасштабного заряда, применявшиеся при изучении сульфидных объектов и подтвержденные при решении многочисленных про-

изводственных задач. Данный метод применяется значительно шире, так как наличие крупных древовидных рудоподводящих систем, обладающих повышенной электрической проводимостью, предполагается (литературные данные) и на рудных узлах со скарновым и малосульфидным руднокварцевым оруденением [4]. Использование рассматриваемой технологии и в этой группе полезных ископаемых представляет определенный интерес, но требует проведения специальных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдеевич М.М., Семенов М.В. Оперативное геолого-геофизическое моделирование для локального прогноза и поисков руд // Разведка и охрана недр. 1994. № 11. С. 27—30.
2. Авдеевич М.М., Вишневецкий А.М., Лаповок А.А. Применение консервативного метода граничных элементов для решения трехмерных задач электроразведки на постоянном токе // Физика Земли. 1998. Т. 4. С. 47—54.
3. Геология медно-никелевых месторождений СССР. — Л.: Наука, 1990.
4. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Методические рекомендации по объемному картированию золоторудных полей. — М., 1988.
5. Иванкин П.Ф., Семенов М.В. О новых задачах рудной геофизики на примере поисков и оценки полиметаллических месторождений // Тр. СНИИГГИМС. 1967. Вып. 53. С. 32—44.
6. Кривцов А.И. и др. Комплексирование работ по прогнозу и поискам сульфидных медно-никелевых месторождений. Методические рекомендации // Прогнозно-поисковые комплексы. Вып. VI. — М., 1984.
7. Покалов В.Т. Формирование рудно-магматических систем гидротермальных месторождений // Советская геология. 1986. № 3. С. 33—34.
8. Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — Алма-Ата: Наука, 1977.
9. Семенов М.В., Сапожников В.М., Авдеевич М.М., Голиков Ю.В. Электроразведка рудных полей методом заряда. — Л.: Недра, 1984.
10. Hattula A., Rekola T. The Power and Role of Geophysics Applied to Regional and Site-Specific Mineral Exploration and Mine Grade Control in Outokumpu Base Metals Oy. In «Proceeding of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration» edited by A.G.Gubins, 1997. P. 617—630.
11. Hattula A., Rekola T. Exploration geophysics at the Pyhasalmi mine and grade control work of the Outokumpu Group. Geophysics. Vol. 65. № 6. P. 1961—1969.
12. Vishnevsky A., Lapovok A. Conservative methods in boundary-element calculations of static fields // IEE Proc. A. Sci. Means. Technol. 1995. Vol. 142. № 2. P. 151—156.

Элементы-примеси в древних фосфоритах Азии

А.В.ИЛЬИН (Институт литосферы краевых и внутренних морей РАН), Ю.А.КИПЕРМАН (ВИЭМС), А.А.ПОЯРЕЛЬ (ТОО «Казфосфат»)

Фосфориты содержат ряд химических элементов, собирательно называемые элементами-примесями (В.З.Блисковский, 1976), [1; 14]. Одни из этих элементов непосредственно связаны с фосфатом кальция, благодаря изоморфизму, свойственному «открытой» структуре кристаллической решетки фосфата, или в результате сорбции на поверхности фосфатных частиц. Другие связаны с фосфатами опосредованно, например, в результате тесной ассоциации с органическим углеродом, часто сохраняющимся в фосфате в значительных количествах. Наконец, третьи имеют терригенную природу.

Элементы-примеси представляют собой определенный практический интерес, поскольку некоторые из них могут попутно извлекаться при химической переработке фосфоритов на экстракционную фосфорную кислоту и удобрения.

Объем сырья в 120—140 млн.т, ежегодно перерабатываемый в фосфатной индустрии мира, настолько велик, что, несмотря на относительно невысокие содержания элементов-примесей, некоторые из них извлекаются в таких масштабах, что фосфориты становятся их важным источником. В первую очередь это относится к урану [7].

Другие элементы (Cd, As) оказываются токсичными, обесценивая фосфатное сырье, следовательно, их необходимо удалить, чтобы избежать интоксикации почв [9].

Валентность, степень и форма концентрации элементов-примесей могут служить показателем условий формирования фосфоритов, или индикаторами постседиментационных, например, катагенетических (Ю.Н.Занин и др., 2001) процессов, представляя, таким образом, определенный теоретический интерес.

Проблеме элементов-примесей в фосфоритах посвящены многочисленные исследования. Они относятся как к отдельным элементам, например, урану [7], кадмию [9], редким землям [1, 20], ванадию [21], стронцию [5], так и ко всему комплексу элементов-примесей [15].

В основу сводки З.Альтшулера был положен огромный фактический материал, статистически наиболее достоверный для месторождений Флориды, где средние содержания элементов вычислялись по выборкам из проб, представляющих недельную добычу (!) крупных рудников. Достаточно надежными оказались и данные по месторождениям формации Фосфория. Оценки по месторождениям Тетической провинции (Марокко, Иордания и др.), также использованные для вычисления средних значений элементов-примесей, оказались менее достоверными, а часто и ошибочными, что было установлено позже в результате высокой точности определений. Еще более уязвимыми в работе З.Альтшулера [15] оказались использованные им литературные данные по многим месторождениям Азии, Австралии, Южной Америки, по которым к тому времени имелись лишь предварительные сведения. Различия в ана-

литических подходах также сказались на достоверности оценки элементов-примесей.

И все же З.Альтшулер пришел к определенным выводам о природе элементов-примесей в фосфоритах. Он установил, например, что редкие земли являются компонентами кристаллической решетки фосфата, а ванадий связан с органическим углеродом. Для некоторых элементов существует связь с другими минеральными фазами: пиритом, ассоциирующимся с определенными разностями фосфоритов. В настоящее время часть этих выводов не утратила своего значения. Следует отметить, что, оценивая содержания элементов-примесей, З.Альтшулер не придавал большого значения структурно-текстурным особенностям фосфоритов [15].

За истекшие 20 лет были открыты новые месторождения фосфоритов и достигнута большая точность, надежность и унифицированность аналитических определений, выполняемых сейчас с использованием международных стандартов, новых аналитических методов, например ICP MS (атомно-эмиссионный метод с индуктивной связанной плазмой с масс-спектральным окончанием). Достигнут заметный прогресс и в познании общих закономерностей фосфогенеза. В частности, открытие новых месторождений и бассейнов «древних» вендско-кембрийских фосфоритов убедило в существовании в истории Земли гигантских («giant») эпох фосфогенеза — вендско-кембрийской и верхнемеловой—современной [2, 22]. Фосфориты, принадлежащие этим эпохам, именуются соответственно древними и фанерозойскими. Поведение элементов-примесей, по крайней мере, некоторых из них, в древних и фанерозойских фосфоритах оказалось различным [7]. Более того, для фанерозойской эпохи фосфогенеза было установлено два принципиально различных способа формирования фосфоритов. Прежде считался единственным способ образования месторождений в результате донного перемыва первичного осадка, при котором удаляются нефосфатные компоненты и концентрируются фосфатные. Исследования фанерозойских фосфоритов Чилийско-Перуанского шельфа [18; 19] показали, что высокие концентрации фосфатных компонентов могут возникать также *in situ*, т.е. на месте, без участия перемыва и переотложения. Таким образом, фанерозойские фосфориты стали подразделяться на две генетические группы: пристиновые (pristine) первородные и переотложенные. Относительно элементов-примесей эти категории также отличаются друг от друга, что было продемонстрировано наиболее ярко для кампанских фосфоритов пустыни Негев в Израиле [23]; (Nathan et al., 1997); [24].

Пристиновые и переотложенные фосфориты имеются и в древних бассейнах, где они демонстрируют различия в поведении элементов-примесей. Эти различия рассматриваются в данной статье на примере двух крупнейших древ-

них фосфатоносных бассейнов Азии — Каратауского в Казахстане и Хубсугульского в Монголии.

Сравнительная геологическая характеристика Каратауского и Хубсугульского фосфоритоносных бассейнов. Каратауский и Хубсугульский фосфоритоносные бассейны родственны друг другу по многим показателям — геологическому возрасту, приуроченности к характерной толще доломитов, формировавшейся в процессе постгляциальной трансгрессии (варангерское оледенение), теснейшей ассоциацией фосфоритов с биогенными силицилитами и породами, обогащенными органическим углеродом. В обоих бассейнах продуктивным фосфоритоносным свитам — чулактауской в Казахстане и хесенской в Монголии — отвечает четко выраженная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ [10].

В то же время детальные исследования текстурных и структурных особенностей фосфоритов, характера выделений фосфатных компонентов и взаимоотношений их с бесфосфатными показывает определенную индивидуальность каждого из бассейнов. В частности, хубсугульские фосфориты оказываются литологически более разнообразными, чем каратауские.

В Каратауском фосфоритоносном бассейне, как следует из работ [3; 4; 11; 13] господствуют фосфориты, сложенные тесно сжатыми мелкими округлыми фосфатными зернами в среднем около 0,15 мм в поперечнике. Промежутки между зернами заполнены или фосфатным, или тонким глинистым, или карбонатным материалом (рис. 1, А). Характерны также зерна оолитового сложения, окаймленные тонкими фосфатными пленками (см. рис. 1, Б). Каратауские фосфориты массивны, и слоистость выражена только в чередовании фосфоритовых пластов с фосфато-сланцами или глинисто-кремнистыми сланцами. Чулактауская свита вмещается доломитами, но в ее составе доломиты практически не встречаются. Фосфориты Каратау послужили литотипом для выделения микрозернистых фосфоритов.

Фосфориты Хубсугульского фосфоритоносного бассейна литологически гораздо более разнообразны. Главное отличие состоит в том, что зернистые разности, преобладающие в Каратауском бассейне, в Хубсугульском играют второстепенную роль, слагая лишь пятый пласт хесенской свиты (рис. 2, Г). Более того, они локализуются только в восточной зоне фосфатных фаций, приближенной к берегу бассейна и отсутствуют в западной, более морской части седиментационного профиля. В этом же пласте встречаются и оолито-зернистые фосфориты (см. рис. 2, Д). По сравнению с Каратауским бассейном литологическое разнообразие фосфоритов Хубсугульского объясняется большей степенью его сохранности в современной структуре. Каратауский фосфоритоносный бассейн — это, по существу, небольшое «окно» древних отложений среди более молодых и первичная конфигурация бассейна, а также истинные размеры остаются далеко неясными. Хубсугульский бассейн, наоборот, выступает на поверхность среди более древних образований, что позволяет более полно реконструировать его первичные очертания и седиментационный профиль фосфатоносных отложений.

Преобладают в Хубсугулье слоистые фосфориты, сложенные ритмично чередующимися фосфатными и доломитовыми прослоечками (см. рис 2, А). Фосфатные сложенные бесструктурным фосфатом. Они более утолщенные (1—3 см) и выдержанные чем доломитовые, имеющие линзовидную форму. Производными этих материнских

разностей являются фосфориты, которые Г.И.Бушинский [2] предложил называть доломитистыми. Они состоят из погруженных в доломитовую матрицу фрагментов бесструктурных фосфатных прослоев различной величины и формы (см. рис. 2, А, Б). Доломит явно более поздний, корродирует фосфатные частицы. Степень дезинтеграции фосфатных прослоечек различна. Зачастую фрагменты, имея вытянутую форму, сохраняют первоначальное положение, намечая прежний единый фосфатный прослоечек.

По составу основных химических компонентов фосфориты обоих бассейнов довольно близки, если не считать несколько большую степень карбонатности хубсугульских фосфоритов. Это выражается в чередовании фосфоритовых пластов с доломитовыми, развитии фосфатсодержащих доломитов, несколько более высоком содержании углекислоты в структуре фосфатного минерала.

Минералогические отличия между фосфатными компонентами, по-видимому, более существенны. Они выражаются в значительном дефиците фтора во фтор-карбонат-апатите обоих бассейнов. Вместо обычного для этого минерала значения $\text{F/P}_2\text{O}_5$, равного 0,087, в некоторых разностях фосфоритов Хубсугульского бассейна уменьшается до 0,044 и даже до 0,036. Предполагается, что в низко-

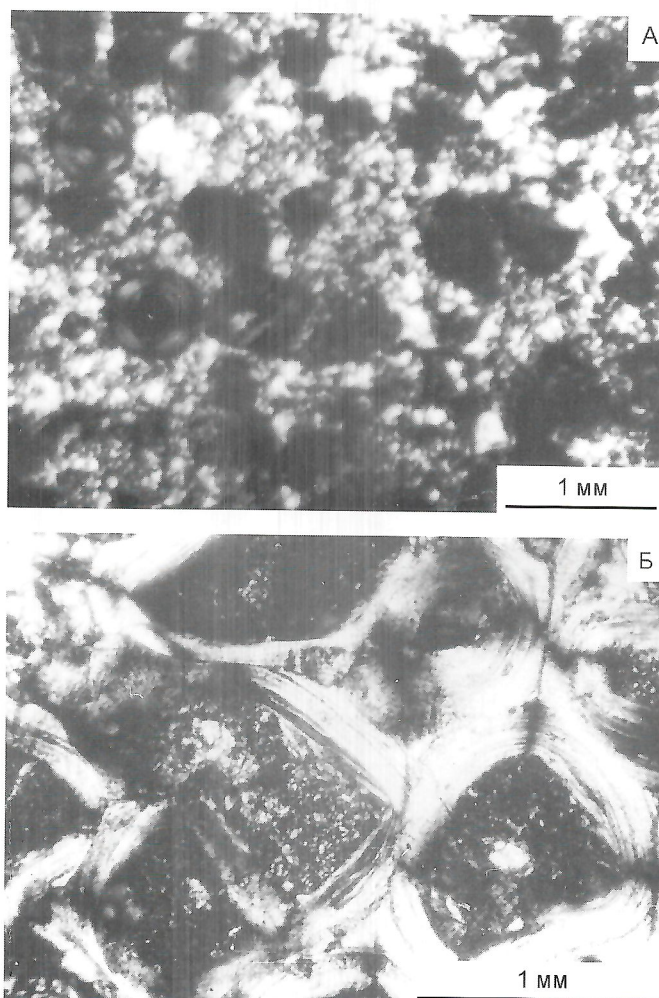


Рис. 1. Фосфориты Каратауского фосфоритоносного бассейна:

А — микрозернистый фосфорит; интерстиции между фосфатными зернами заполнены глинисто-кремнистыми материалами; Б — оолито-зернистый фосфорит

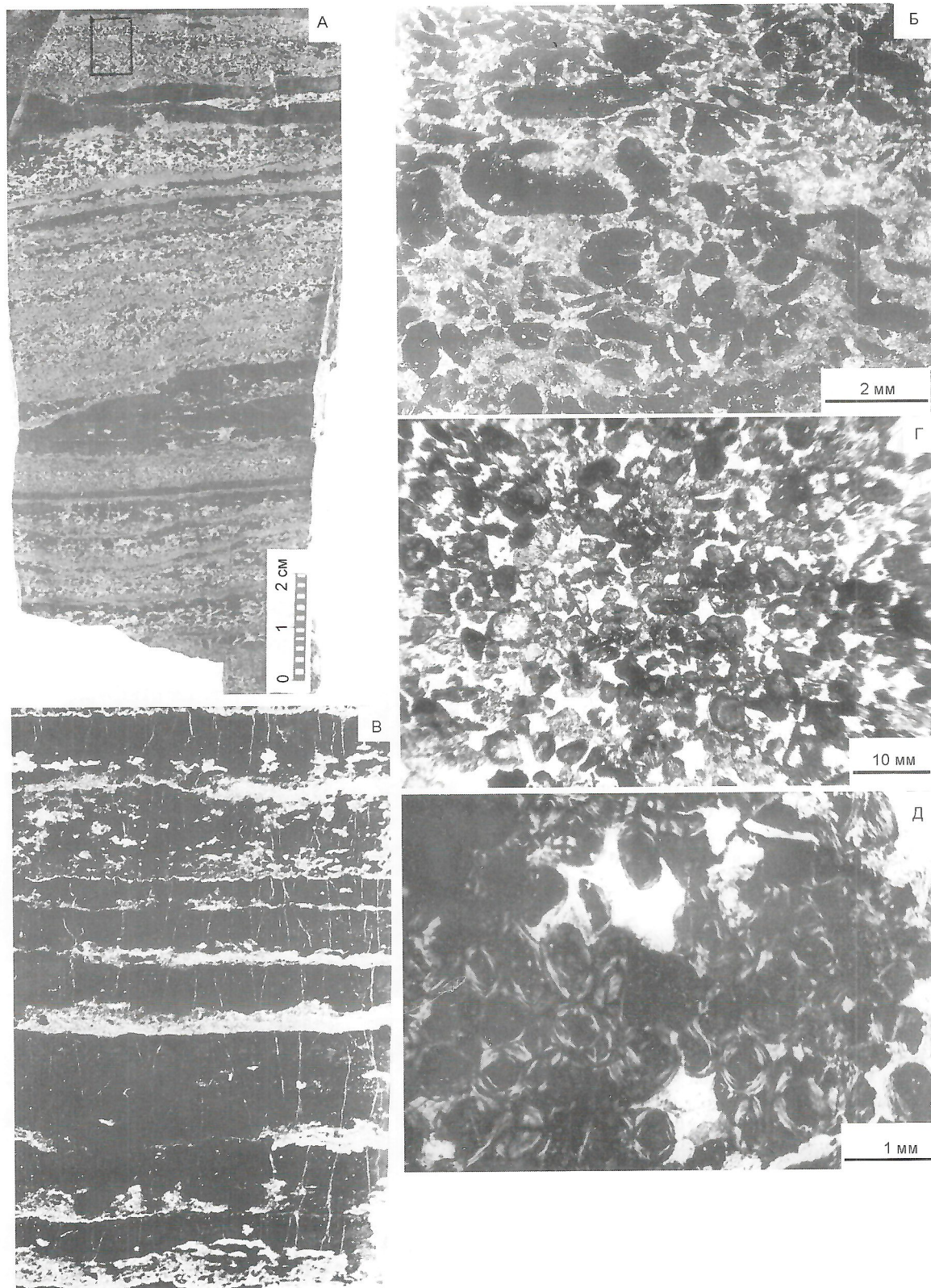


Рис. 2. Фосфориты Хубсугульского фосфатоносного бассейна:

А — пришлифовка образца по плоскости перпендикулярной слоистости; порода состоит из фосфата и доломита; фосфат (черное) образует различные прослоечки как выдержанные, незатронутые более поздним замещением доломитом (внизу), так и дезинтегрированные в результате доломитизации; доломит (серое) с различными по величине и форме включения фосфата — средняя часть; Цаганнурское месторождение; Б — шлиф, демонстрирующий фосфат в виде включений разнообразной формы и величины в доломитовой матрице (доломитистый фосфорит по Г.И.Бушинскому); прямоугольник — площадь шлифа; В — шлиф полосчатого фосфорита, сложенный прослоечками бесструктурного фосфата, заключающего более тонкие прослоечки и линзочки доломита, возникающего, вероятно, в процессе постседиментационной сегрегации фосфатного и карбонатного материала; Г — микрозернистый фосфорит, состоящий из зерен фосфата и доломитовой цементирующей массы, 5-й пласт, восточный фланг, канава 53; Д — оолито-зернистый фосфорит; 5-й пласт; восточный фланг; канава 23

фтористых разностях F^- замещается на $(OH)^-$, что приводит к образованию фтор-гидроксил-карбонат-апатита (А.В.Ильин, В.З.Блисковский и др., 1984). Частичное обесфторивание фосфата обусловлено постседиментационными процессами, т.е. тектоно-магматической проработкой, свойственной Хубсугульскому фосфоритноносному бассейну.

Характеристика проб и методика исследования. В основу работы положены результаты определений элементов-примесей, выполненные методом ICP MS в Аналитическом сертификационном центре ВИМС под руководством В.К.Карандашева. Были определены содержания практически всех элементов системы Д.И.Менделеева (см. таблицу). Пробы взяты из образцов фосфоритов крупных месторождений обоих бассейнов. Содержание P_2O_5 в пробах близки и укладываются в интервал от 23 до 28%. Все пробы представляют природный материал, не подвергавшийся обогащению.

В таблицу не включены элементы, содержания которых ниже порога чувствительности и, по-видимому, близки во всех пробах. К таким элементам относятся платиноиды (Pt, Pd, Ru, Rh, Ir), присутствующие в количестве $<0,2$ г/т, а также Au и Hg $<0,1$ г/т. Исключены также оценки селена и рения, высокий потенциал ионизации которых при данном методе не обеспечивает надежных результатов. Необходимо отметить также недостаточную уверенность в определении содержания кадмия в случае малых ($<0,3$ г/т) его содержаний.

На рисунках 1 и 2 приведены шлифы тех образцов, из которых взяты пробы. Пожалуй, наиболее интересные результаты были получены по пробам 1 и 2. Они взяты на Цаганнурском месторождении (западная зона фосфатных фаций) из соседних тонких (20—2 мм) — фосфатного (проба 1) и доломитового (проба 2) прослоечков. Первый прослоечек сложен субмономинеральным бесструктурным фосфатом ($>30\%$ P_2O_5), второй — «чисто» доломитовый ($\sim 20\%$ MgO).

В выполненной ранее работе был определен $\delta^{13}C \sim -6,5$ PDB близкий для обоих прослоечков [10]. Проба 3 также выколота избирательно из субмонофосфатного прослоечка образца фосфорита, взятого на другом участке Цаганнурского месторождения. Проба 4 взята из лишенных слоистого сложения фосфоритов Буренханского месторождения, относящегося к восточной зоне фосфатных фаций (А.В.Ильин, 1978). Пробы 5—7 взяты из образцов микрозернистых фосфоритов месторождений Коксу (5), Кистас (6) и Герес (7).

Результаты аналитических измерений. По результатам анализов выделяются три группы элементов-примесей (см. таблицу):

1. Редкие земли и иттрий, содержание которых в фосфоритах Каратауского и Хубсугульского бассейнов отличается на порядок и более.

2. Элементы As, Cd, Cu, Pb, Rb, Ga, Th, U, средние содержания которых отличаются двух-трехкратно.

3. Остальные элементы, демонстрирующие низкие концентрации.

Первая группа элементов-примесей. Хубсугульские бесструктурные фосфориты обеднены редкими землями, сумма содержаний которых часто не превышает 15 г/т, тогда как среднее значение суммы редкоземельных элементов для фосфоритов Каратау достигает 700—800 г/т. Эти оценки согласуются с литературными данными [1;

Пуин, 1998]. Показательно, что зернистые фосфориты, локализующиеся в Хубсугульском бассейне лишь в составе 5-го пласта, чрезвычайно сходны по поведению редких земель с фосфоритами Каратау, как это демонстрируется на рис. 3, А. Здесь также весьма четко фиксируется различие в сумме редких земель по бассейнам, а по Хубсугульскому к тому же заметна дифференциация содержаний по отдельным пробам (см. рис. 3, Б, проба 4). На графиках не фиксируются сколько-нибудь значительные аномалии в распределении элементов, исключая очень четко выраженную отрицательную цериевую аномалию, свойственную и Каратаускому, и Хубсугульскому бассейнам. Подобная аномалия характерна для всех древних фосфатноносных бассейнов. Известно, что такая аномалия наблюдается и для морской воды [20].

В распределении редкоземельных элементов Каратауского бассейна выявляется обеднение его тяжелыми редкими землями. Фосфориты Хубсугульского бассейна подтверждают эту тенденцию, хотя в пробах 1 и 2 (см. таблицу) она выражена очень слабо.

Содержание иттрия в Хубсугульском и Каратауском бассейнах оценивается соответственно 30 и 250 г/т, в монгольских фосфоритах имеются пробы с содержанием Y 8 г/т, а в казахстанских — Y 300 г/т.

Вторая группа элементов-примесей. Мышьак содержится в рудах Каратауского бассейна в среднем около 20 г/т, тогда как в Хубсугульском не превышает 5 г/т. В то же время другой токсичный элемент — кадмий показывает несколько более высокие концентрации в Хубсугульском бассейне, чем в Каратауском, соответственно 0,5 и 0,15 г/т. Отметим, что для обоих бассейнов в литературе приведены более значительные концентрации кадмия [10; 11]. Расхождения связаны, очевидно, с объективными трудностями определения кадмия при низких его концентрациях (1 г/т и менее).

Два халькофильных элемента свинец и медь в Каратауском и Хубсугульском бассейнах демонстрируют противоположное друг другу поведение. Монгольские фосфориты обеднены Pb (~ 12 г/т) по сравнению с казахстанскими (40 г/т), но богаче Cu, соответственно 25 и 7 г/т.

Фосфориты обоих бассейнов в равной степени богаты стронцием, тогда как руды Хубсугульского бассейна во всех пробах показывают весьма низкие (<2 г/т) содержания рубидия, против 5—8 г/т в Каратауском. Также беднее они и галлием, соответственно 0,7 и 2 г/т. Содержание тория в фосфоритах Каратауского бассейна около 3, а Хубсугульского <1 г/т (см. таблицу).

Концентрации урана заслуживают специального рассмотрения. Известно, что фосфориты Хубсугульского бассейна аномально бедны ураном, содержание которого не превышает 3—4 г/т [7]. Близкие оценки получены и в данной работе. Фосфориты Каратауского бассейна заметно богаче ураном. Лишь в пробе из месторождения Кистас U 8,5 г/т, а в двух других, Коксу и Герес, соответственно U 25 и 32 г/т.

Третья группа элементов-примесей. К этой группе отнесены элементы, не обнаруживающие существенных и систематических отличий в пробах по двум сравниваемым бассейнам. Так, они близки по содержаниям Zn, Ni, Cr, Mo, Sn, Nb и др. Весьма невелики отличия в содержаниях Be, Ag, W и др. Эти отличия, по-видимому, не выходят за пределы тех, которые обусловлены недостаточной представительностью опробования. Между тем, содержания

Содержание P_2O_5 , $C_{орг.}$ (в %) и элементов примесей (в г/т) в пробах

Компоненты		Бассейны						
		Хубсугульский				Каратауский		
		1	2	3	4	5	6	7
P ₂ O ₅		>1	27	28	26	24	23	26
C _{орг.}		0,91	0,1	1,06	0,89	0,2	0,3	0,25
Li		0,75	1,1	1,3	2,6	4,5	2,1	5,8
Be		0,56	<0,8	1,2	0,3	2,1	2,7	1,9
Sc		1,4	2,1	0,8	0,7	2,3	2,5	2,2
V		23	53	30	50	22	19	23
Cr		100	125	30	27	75	250	110
Co		3,9	3,5	1,2	1,0	2,0	1,9	1,6
Ni		15	17	21	28	2,2	40	10
Cu		18	18	28	30	5,2	3,4	14
Zn		20	28	44	34	15	29	42
Ga		0,7	0,7	0,6	0,6	2,3	2,1	1,5
As		8	4,5	6,9	4,8	14	17	27
Rb		2	2	2,5	2	8	8	5,6
Sr		540	510	1500	1200	1550	1250	2200
Y		30	40	8	20	250	240	270
Zr		8	10	22	13	11	15	17
Nb		1,2	0,3	0,64	0,3	0,8	1,5	1,3
Mo		1,8	1,2	2,9	2,5	6,3	1,6	2,9
Ag		0,34	0,31	0,17	0,17	0,2	0,1	0,15
Cd		0,42	0,4	0,48	0,16	0,1	0,18	<0,09
Sn		0,6	0,25	<0,2	0,5	0,3	0,44	0,44
Sb		0,5	0,6	0,26	0,5	0,1	0,81	0,7
Cs		0,04	0,05	0,1	0,003	0,15	0,41	0,15
Ba		300	320	1200	3001	200	310	340
TR	La	13	15	4,0	7,6	170	100	160
	Ce	6,1	8	4,2	6,9	150	100	120
	Pr	2,5	2,7	1,0	1,7	30	20	27
	Nd	11,5	14	4,4	8,1	120	91	120
	Sm	2	2,3	0,96	1,5	20	17	21
	Eu	0,42	0,51	<0,2	0,25	5,0	4,3	4,7
	Gd	2,1	3,1	0,87	1,7	28	25	26
	Tb	0,37	0,4	0,1	0,2	3,7	3,3	3,5
	Dy	2,4	3,2	0,93	1,2	9,2	21	22
	Ho	0,51	0,71	0,12	0,27	5,4	4,3	4,9

Компоненты		Бассейны						
		Хубсугульский				Каратауский		
		1	2	3	4	5	6	7
TR	Er	1,8	2,3	0,32	0,81	15	13	13
	Tm	0,25	0,34	0,07	0,12	1,6	1,5	1,4
	Yb	1,5	2,0	0,53	0,51	7,2	7,2	6,9
	Lu	0,22	0,3	0,06	0,06	1,0	1,0	0,84
	Hf	0,1	0,8	<0,08	<0,008	0,4	0,7	0,54
Ta		0,04	<0,01	<0,04	0,1	0,04	0,14	0,4
W		0,45	0,42	0,31	0,48	1,2	0,6	1,4
Ti		<0,01	0,11	1,1	0,09	0,05	0,1	0,76
Pb		4,4	20	28	5,9	31	40	86
Bi		0,03	<0,03	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Th		0,32	0,31	0,8	0,15	1,6	3,0	3,3
U		4	4,5	15	6,0	25	8,5	32

некоторых из этих элементов-примесей в древних фосфоритах обоих бассейнов многократно ниже величин, характерных для фанерозойских фосфоритов. Данный вопрос заслуживает специального рассмотрения, но выходит за рамки задач настоящей статьи.

К числу подобных элементов относится, прежде всего, цинк, содержащийся в бесструктурных фосфоритах Хубсугульского бассейна около 30 г/т, тогда как текстурно-аналогичные кампанские фосфориты пустыни Негев содержит Zn до 1200 г/т.

Резкие отличия в концентрации группы редкоземельных элементов и иттрия в фосфоритах Хубсугульского и Каратауского бассейнов предопределены, очевидно, механизмом их формирования. Первые — типичные представители пристиновых инситных бесструктурных фосфоритов, несущих фосфат в прослоечках, а вторые — переотложенных, где фосфат заключен в зернах. Полагая, что давший начало фосфатным прослоям первичный осадок был обогащен биогенными компонентами, следует также допускать высокий темп седиментации, быстрое захоронение и погребение под новыми порциями биогенного или карбонатного осадка. Диагенетические преобразования первичного осадка — разложение органических остатков, переход фосфора в раствор и последующее выпадение в твердую фазу — происходили *in situ* в условиях слабых энергий среды в отсутствие биотурбации, что обусловило сохранение слоистости. Диагенетические процессы привели к сегрегации фосфатного и карбонатного материала. Оба они происходят из единого первичного осадка, о чем свидетельствуют, в частности, идентичные значения $\delta^{13}\text{C}$ в фосфатных и доломитовых прослоях [10]. Быстрое захоронение осадков и последовавшая затем изоляция от морской воды обусловили низкие (кларковые) содержания практически всех элементов-примесей, возможно лишь за

исключением стронция. Идентичность концентраций всех элементов в соседних доломитовых и фосфатных прожилках убедительно подтверждается данными таблицы и двух нижних графиков рис. 3. Это указывает на то, что фосфат таких прожилков не испытал какого-либо избирательного обогащения или обеднения тем или иным элементом.

Обогащение редкими землями и иттрием происходило на протяжении длительного времени, в течение которого фосфатные зерна и оолиты Каратауского бассейна находились в непосредственном контакте с морской водой — поровой или придонной. Обогащение редкими землями фосфатных зерен сравнительно с бесструктурными фосфори-

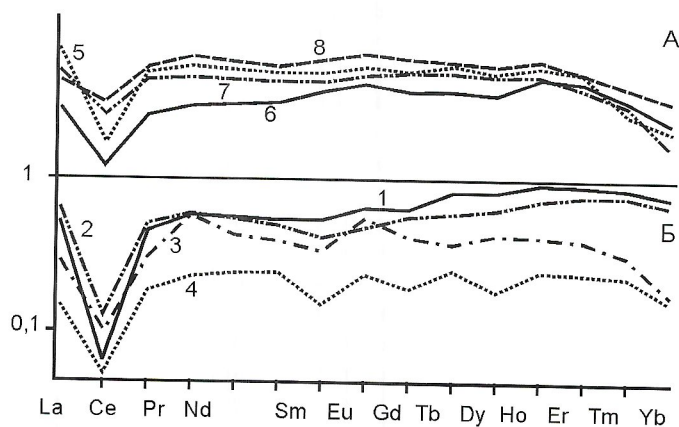


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в фосфоритах Каратауского и Хубсугульского бассейнов и в воде Атлантического океана:

бассейны: А — Каратауский (5, 6, 7); 8 — Атлантический океан, глубина 900 м, [20]; Б — Хубсугульский (1, 2, 3, 4), содержания на графике увеличены в 10^3 , масштаб логарифмический

тами или микрофосфоритами было замечено еще П.Куком [16], а затем подтверждено на примере монгольских фосфоритов [6].

Редкоземельные элементы и иттрий, таким образом, накапливаются в фосфате в течение длительного времени формирования зерен и оолитов, входя в структуру минерала, изоморфно замещая Ca^{+2} , как это было установлено З.Альтшулером [15]. С аналогичных позиций можно интерпретировать и обеднение фосфоритов Хубсугульского бассейна ураном, особенно характерное для восточной зоны фосфатных фаций более мористой, чем западная зона. Содержание урана в типичных бесструктурных фосфоритах Цаганнурского месторождения не превышает 3—4 г/т. Оно остается таким же низким и в доломитистых фосфоритах восточной зоны, где фосфатные компоненты представляют собой в той или иной степени дезинтегрированные прослои бесструктурного фосфата. В зернистых разностях западной зоны (5-й пласт) вдвое увеличивается содержание U до 8 г/т.

Для фосфоритов Каратауского бассейна характерны концентрации в 20—25 г/т U. Таковы же значения этого элемента и для фосфоритов платформы Янцзы, где, правда, встречаются и «желатиновые» или бесструктурные разности с U 5—6 г/т [7].

Подобно цинку, древние фосфориты в целом существенно беднее ураном по сравнению с фанерозойскими, где средние содержания U около 100 г/т. Интересно, что в бесструктурных разностях тетических фосфоритов оно двукратно меньше, чем в зернистых [24]. Тетические фосфориты, как правило, редко сохраняются в современной структуре, поэтому среднее значение — U 100 г/т — определяется приуроченностью месторождений к специфическим конседиментационным структурам, которые С.Риггс называл ловушками (traps). В таких структурах и концентрируются переотложенные зерна фосфата.

Различия в содержании элементов-примесей зернистых фосфоритов, вероятно, объясняются несколькими причинами. В частности содержание таких биофильных элементов как V и Cd обнаруживают ковариации с содержаниями $\text{C}_{\text{орг}}$. Так, уже давно замечено, что повышенные концентрации ванадия (до 1—2% V_2O_5) характерны для богатых органическим углеродом фосфоритов западной, мористой части формации Фосфория [26].

Региональная геохимическая специализация также сказывается на содержаниях некоторых элементов-примесей, что связано с местными источниками сноса. Так, для северной части Хубсугульского бассейна, где в фосфоритах иногда содержится Cr 300—500 г/т, в поставке терригенных частиц хромита предполагается участие в качестве источников сноса гипербазитовых массивов, изобилующих в фундаменте бассейна [12]. Размыв коры выветривания, происходивший в период фосфатонакопления, также мог способствовать концентрации некоторых элементов [12].

Геохимическая специализация может проявляться и в результате существования региональных геохимических провинций. Например, раннепалеозойские карбонатные отложения Каратау представляют собой типичную «свинцовую» провинцию, поэтому фосфориты Каратауского бассейна относительно обогащены свинцом по сравнению с фосфоритами Хубсугульского.

В заключение следует отметить, что по концентрации большинства элементов-примесей древние фосфориты Каратауского и Хубсугульского бассейнов близки друг к дру-

гу, существенно отличаясь от фанерозойских фосфоритов. Что же касается отличий двух бассейнов, то они резко выражены относительно *редких земель, иттрия, мышьяка и урана*, и объясняются преобладанием зернистых разностей фосфоритов в Каратауском бассейне и бесструктурных в Хубсугульском.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блисковский В.З. Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. — М.: Недра, 1983.
2. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. — М.: Наука, 1966.
3. Гиммельфарб Б.М., Тушина А.М., Смирнов А.П. Геологическое строение и типы руд месторождения Джанатас // Геология месторождений фосфоритов. — М.: Госгортехиздат, 1962. С. 17—42.
4. Еганов Э.А., Советов Ю.К. Каратау — модель региона фосфоритонакопления. — Новосибирск: Наука, 1979.
5. Занин Ю.Н. Стронций в структуре осадочного апатита в процессах катагенеза // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 2. С. 235—237.
6. Ильин А.В. Редкие земли в фосфоритах Хубсугульского фосфоритоносного бассейна // Геохимия. 1976. № 9. С. 1370—1374.
7. Ильин А.В., Волков Р.И. Геохимия урана в вендско-кембрийских фосфатах // Геохимия. 1994. № 7. С. 1042—1051.
8. Ильин А.В., Киперман Ю.А. Массовый фосфогенез — одно из серии взаимосвязанных геологических событий происходивших на заре фанерозоя / Научные чтения памяти А.Л.Яншина. — М.: 2000. С. 56—58.
9. Ильин А.В., Киперман Ю.А. Геохимия кадмия в мезозойских фосфоритах Восточно-европейской платформы // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 6. С. 411—419.
10. Ильин А.В., Киперман Ю.А. Массовое накопление биогенных пород у границы венда и кембрия и изотопные аномалии углерода / Современные вопросы геологии. — М.: Научный мир, 2002. С. 8—12.
11. Каратауский фосфоритоносный бассейн — путь познания из XX в XXI век / Под ред. А.А.Пояреля. — М., 2002.
12. Осокин П.В. Хромитсодержащие песчаники Ухагольского месторождения фосфоритов в Восточном Саяне // Геология и геофизика. 1990. № 3. С. 41—47.
13. Фосфаты на рубеже XXI века / Под ред. Ю.А.Кипермана. — М.: Геоинформмарк, 1996.
14. Холодов В.Н., Блисковский В.З. Геохимия элементов-примесей в фосфоритоносных формациях / Литология фосфоритоносных отложений. — М., 1976. С. 29—42.
15. Altschuler Z.S. The geochemistry of trace elements in phosphorites // Marine Phosphorite. SEPM SP. Publ. 1980. № 29. P. 19—21.
16. Cook P.J. Petrology and geochemistry of the phosphate deposits of NW Queensland, Australia // Economic geology. 1972. № 67. P. 1193—1213.
17. Cook P.J., Shergold J.H. (Eds) Phosphate deposits of the world. Vol. I. Proterozoic and Cambrian Phosphorites. 1986, Cambridge University Press. Cambridge.
18. Garrison R.E., Kastner M. Phosphatic sediments and rocks recovered from the Peru Margin during ODP Leg 112. Sc. Results. 1990. Vol. 112. P. 111—134.
19. Glenn C.R., Riggs S.R., Baturin G.N. Phosphorus and phosphorite: sedimentology and environment of formation // Eiloga. Helvi. 1994. 87/3. P. 747—788.
20. McArthur J.M., Walsh J.N. Rare earth geochemistry of phosphorite // Chem. Geo. 1984. Vol. 47. P. 191—220.
21. McKelvey V.E., Strobell J.O., Slaughter A.I. Vanadiferous zone the Phosphoria Formation in Western Wyoming and Southwestern Idaho // USGS Prof. Pap. 1986. 1435.
22. Shields G., Stille P. Isotopic records across two phosphorite giant episodes compared: The Precambrian — Cambrian and Late Cretaceous Recent // SEPM Sp. Publ. 2000. № 66. P. 103—115.
23. Soudry D. Primary bedded phosphorites in the Cambrian Mishash Formation, Negev, Southern Israel // Sediment. Geol. 1992. № 8. P. 77—88.
24. Soudry D., Ehrlich S., Nathan Y. Uranium oxidation state and related variation in geochemistry of phosphorites from the Negev (Southern Israel) // Chem. Geol. 2002. № 189. P. 213—230.

Особенности петрохимии трапповых формаций древних платформ

Г.Д.ФЕОКТИСТОВ (ИЗК СО РАН)

В геолого-тектоническом развитии всех древних платформ мира в огромных объемах проявился базитовый магматизм. Магматизм развивался для каждой платформы в разное время: пермо-триас — на Сибирской платформе, верхний триас—юра — в провинции Карру, юра — в Антарктике и Тасмании, юра—мел — в провинции Парана, мел—палеоген — в провинции Декан. Петрохимические составы траппов в разных провинциях сравнивал ряд исследователей [1, 2, 3], которые основывались на сопоставлении средних составов траппов. Было отмечено, что химический состав траппов постоянен для каждой трапповой провинции, несмотря на огромные объемы при внедрении или излиянии магмы. Трапповые силлы и эффузивные потоки подвержены некоторой дифференциации магматического расплава, что может отражаться при подсчете средних химических составов пород в той или иной трапповой провинции. В данной статье сопоставление петрохимии горных пород трапповых формаций древних платформ проведено на базе многомерного факторного анализа дифференцированных серий пород интрузивных и эффузивных образований. Предварительно рассмотрим общие геологические особенности проявления траппового магматизма на древних платформах.

В верхнепалеозойско-нижнемезозойское время трапповый магматизм на Сибирской платформе проявился очень широко, причем массовые его проявления приурочены к Курейской, Туринской и Канско-Тасеевской впадинам в западной части платформы, Суханской впадине — на ее северо-востоке. Во всех случаях интрузивные траппы выходят далеко за пределы указанных впадин, так что в западной и центральной частях платформы поля развития траппов сомкнулись с образованием единой трапповой области, которая и соответствует известной в литературе Тунгусской трапповой области Сибирской платформы. Поле эффузивных траппов приурочено главным образом к Курейской впадине. Оно протягивается к юго-востоку, охватывая и Тунгусскую впадину, но здесь уже находится область выклинивания эффузивной толщи траппов [4]. Особенность траппового магматизма на Сибирской платформе — огромный объем внедрившегося в осадочный чехол и излившегося на поверхность магматического расплава толеитового состава. По ориентировочным расчетам [5] этот объем составляет $1,75 \text{ млн. км}^3$. Многочисленные долеритовые силлы различной мощности (до 300 м) и протяженности (500—800 км) в разной степени дифференцированы с образованием основных дифференциатов (троктолитовые долериты) в нижних частях силлов и кислых дифференциатов (гранофировые долериты и долерит-пегматиты) в верхних частях силлов [4].

Фундамент Индийской платформы сформировался в архее—раннем протерозое. Осадочный чехол платформы представлен отложениями рифея и позднего карбона—раннего мела (гондванская серия). Затем произошло излияние огромного количества лав, которые покрыли обширные площади западной и центральной Индии [6]. На современном эрозионном срезе траппы Декана занимают площадь более 500 тыс. км^2 . Учитывая останцы базальто-

вой толщи за пределами этой территории, первоначальная площадь базальтовых покровов Индии могла превышать $1,25 \text{ млн. км}^2$ [6]. Общая мощность эффузивных траппов Декана наибольшая в западной части (свыше 2000 м) и резко снижается в восточном направлении. Мощность единичных покровов изменяется от первых метров до 40 м. За пределами лавового поля в восточной части платформы сохранившиеся в авлакогенах гондванские отложения интрузированы силлами и дайками. Траппы Декана подразделяются на верхние — 460 м, средние — 1200 м и нижние — 150 м [7]. Все они представлены толеитовыми базальтами, слабо изменяющимися по составу.

На Африканской платформе имеется ряд крупных синеклиз (Таудени, Конго, Калахари, Карру, Гиндуф, Центрально-Трансваальская и др.), развитие которых завершилось внедрением толеитового расплава. Синеклиза Карру (южная часть Африки) ко времени проявления траппового магматизма была асимметричного строения: южный борт впадины узкий и крутой, а северный — более широкий и пологий [8]. Южная часть ее, примыкавшая к Капской складчатой области, достигала глубины 7 км. В юго-восточной части синеклизы, вблизи соединения южной складчатой горной цепи и моноклинали Наталь-Лебомбо, предполагается наличие очаговой области излияния и внедрения трапповой магмы [1]. Магматический расплав поступал по трещинным каналам. Лавовые потоки и гипабиссальные интрузии распространялись от очаговой области по всей синеклизе Карру. Площадь развития интрузивных траппов около 600 тыс. км^2 , а лавовое поле Стормберга занимает почти 26 тыс. км^2 . В разных районах синеклизы устанавливаются от 3 до 13 периодов внедрения траппового расплава. В очаговой области отмечаются наибольшие суммарные мощности лавовых потоков (до 1330 м) и трапповых силлов (до 1400 м). Время проявления траппового магматизма верхний триас—нижняя юра. Последовательность магматических проявлений: трещинные излияния, внедрение сначала в верхние, затем в нижние стратиграфические горизонты [1]. В провинции Карру выделен ряд петрографических типов долеритов из разных пунктов развития интрузивных траппов [1]. Наиболее распространенные — нормальные плагиоклаз-пироксеновые долериты с небольшим (менее 7%) содержанием оливина и микропегматита (типы долеритов Пердеклоф, Блаувкраанс, Кокстад), реже они не содержат оливина и вместо части клинопироксена в них появляется ортопироксен (типы долеритов Гангнест, Гановер). В верхней части дифференцированных силлов наблюдаются безоливиновые, обогащенные микропегматитом долериты (тип горы Даунс), шпириты долерит-пегматитов и жилы метасоматических гранофиров.

Остров Тасмания расположен в юго-восточной части Австралийской платформы. Его площадь 67 тыс. км^2 . В западной части острова установлены докембрийские метаморфические образования. Восточная часть острова покрыта осадочным чехлом, представленным терригенными отложениями ордовика, силура, девона, перми и триаса [9]. В юрское время (160—165 млн. лет) 2/3 площади о. Тасмания было охвачено внедрением магматического расплава преимущественно в пермо-триасовые отложения. Доле-

ритовые силлы достигали мощности 300 м. При кристаллизации магматического расплава в долеритовых силлах происходило осаждение магнезиального ортопироксена и основного плагиоклаза, приводящего к обогащению ранних дифференциатов в нижних частях силлов магнием, глиноземом и кальцием, а поздних дифференциатов в верхних частях силлов кремнеземом, железом и щелочами [10, 11].

Восточно-Антарктическая древняя платформа занимает восточную часть Антарктиды. Большая ее часть перекрыта ледниками, лишь в западной части, в пределах Трансантарктического хребта, выведены на поверхность все комплексы (от рифейских до юрских) осадочного чехла платформы [8]. Верхняя часть осадочного чехла (серия Бикон) представлена останцами на протяжении всего Трансантарктического хребта (около 4000 км). Самая верхняя свита Феррар юрского возраста мощностью до 1200 м сложена песчаниками, содержит многочисленные долеритовые силлы и покровы базальтов.

Мощность долеритовых силлов 200—300 м. Они представлены гиперстенowymi, пижонитовыми и редко оливиновыми толеитами [12]. В силлах проявлена внутрикамерная дифференциация магмы с формированием (снизу вверх) норитовой, пижонитовой, лейкократовой и пегматитидной зон. В норитовой зоне долериты содержат повышенные количества Mg, Ca, Al, Ni, Cr.

В северной части Земли Виктория изучено лавовое поле базальтов Киркпатрик [13]. Мощность лавовой толщи около 750 м, число базальтовых потоков около 40, мощность единичных потоков изменяется от 1 до 135 м. Базальты разделены на две группы по содержанию TiO_2 : низкотитанистые (TiO_2 менее 1%) и высокотитанистые (TiO_2 около 2%).

Синеклизы Парана, Мараньяо и Амазонская Южно-Американской (Бразильской) платформы выполнены отложениями силура—триаса мощностью 4—5 км [8]. В конце юры—начале мела (135—120 млн. лет) во всех трех синеклизах интенсивно проявился интрузивный трапповый магматизм, а в пределах синеклизы Параны сформировалось, кроме того, обширное (1,2 млн. км²) лавовое поле мощностью до 1500 м [14]. Эффузивные траппы представлены базальтами и андезитобазальтами, среди которых выделяются две группы: низкотитанистые (TiO_2 менее 2%) и высокотитанистые (TiO_2 около 3,5%). Низкотитанистые более широко распространены в южной части лавового плато, высокотитанистые — в его северной части [14].

Из кратких сведений по геологии трапповых формаций следует два момента: 1) огромные объемы излившихся или внедрившихся магматических расплавов толеитового состава; 2) выдержанность состава толеитовых расплавов в пределах каждой трапповой формации. Эти вопросы и рассмотрены в данной статье.

Для выяснения петрохимических особенностей траппов разных формаций древних платформ было использовано значительное число химических анализов траппов. По Сибирской платформе были обработаны многомерным кластерным анализом 115 химических анализов по востоку и северу платформы, 114 — по силлам Тунгусской синеклизы и 137 — по долеритовым силлам юга Сибирской платформы. Средние данные по 53 кластерам приведены в работе [15]. По траппам Карру Южной Африки были использованы 56 химических анализов долеритов [1] и 24 — базальтов [16]; траппам плато Декан Индии — 98 химических анализов [7, 17, 18, 19, 20]. Долериты Тасмании были

охарактеризованы 56 химическими анализами [10, 11]. По траппам Антарктики были использованы 45 анализов долеритов [12] и 14 анализов базальтов [13]; базальтам плато Парана (Бразилия) учтены 5 средних химических составов [14].

Все выборки химических анализов долеритов и базальтов по перечисленным трапповым формациям были обработаны многомерным кластерным анализом. Дендрограммы кластер-анализа *R*-типа, показывающие корреляционные взаимосвязи главных породообразующих оксидов, приведены на рис. 1. Главная особенность всех дендрограмм заключается в значимой отрицательной корреляции MgO , CaO и Al_2O_3 с остальными компонентами. Исключения составляют базальты плато Декан, где к этим трем компонентам присоединяется Fe_2O_3 , и базальты плато Парана, где к ним присоединяется SiO_2 . Возможно, это связано с тем, что в остальных трапповых провинциях химические анализы принадлежат интрузивным долеритам.

В кластере MgO , CaO , Al_2O_3 не всегда существует значимая положительная корреляция содержаний этих трех компонентов. В долеритах Сибирской платформы, Антарктики и базальтах Параны это действительно положительная корреляция; в базальтах Декана все три компонента имеют незначимую корреляцию; в долеритах Карру MgO имеет незначимую корреляцию с Al_2O_3 и CaO ; а в долеритах Тасмании нет значимой корреляции Al_2O_3 с MgO и CaO .

В другом кластере компонентов, включающем SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , Na_2O , K_2O , H_2O наблюдается устойчивая значимая положительная корреляция содержаний TiO_2 , Na_2O , K_2O . Вместе с этими компонентами наблюдается значимая положительная корреляция FeO (долериты Сибирской платформы, базальты плато Декан и Парана, долериты Карру и Антарктики), Fe_2O_3 (долериты Сибирской платформы, базальты плато Парана, долериты Антарктики и Тасмании), SiO_2 (долериты Карру, Антарктики и Тасмании).

Как показывают дендрограммы кластер-анализа *R*-типа, корреляционные взаимоотношения содержаний породообразующих оксидов в долеритах и базальтах трапповых провинций довольно разнообразны. Лишь CaO , MgO и Al_2O_3 , повышенные содержания которых характерны для более основных дифференциатов трапповых тел, подчеркивают прошедшую дифференциацию толеитовой магмы при формировании рассматриваемых трапповых формаций.

По результатам кластер-анализа *Q*-типа выборки химических анализов горных пород отмеченных трапповых формаций были определены средние составы различных петрохимических типов долеритов и базальтов, которые приведены в табл. 1. По данным табл. 1 был проведен многомерный факторный анализ с учетом содержаний 10 главных породообразующих оксидов. Факторная диаграмма в координатах факторов 1 и 2, включающих в сумме 70% общей дисперсии компонентов, представлена на рис. 2. Фактор 1 отражает распределение петрохимических типов долеритов и базальтов по степени дифференциации толеитового расплава. В нижней части факторной диаграммы расположены породы более основного состава, а в верхней — более кислые дифференциаты. Это подчеркивается распределением векторов главных породообразующих оксидов: в нижней части диаграммы векторы MgO , CaO , Al_2O_3 , в верхней — SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , Na_2O , K_2O , H_2O .

По направлению фактора 2 отражены различия в составе траппов разных трапповых провинций. В левой части факторной диаграммы расположены кривые дифференци-

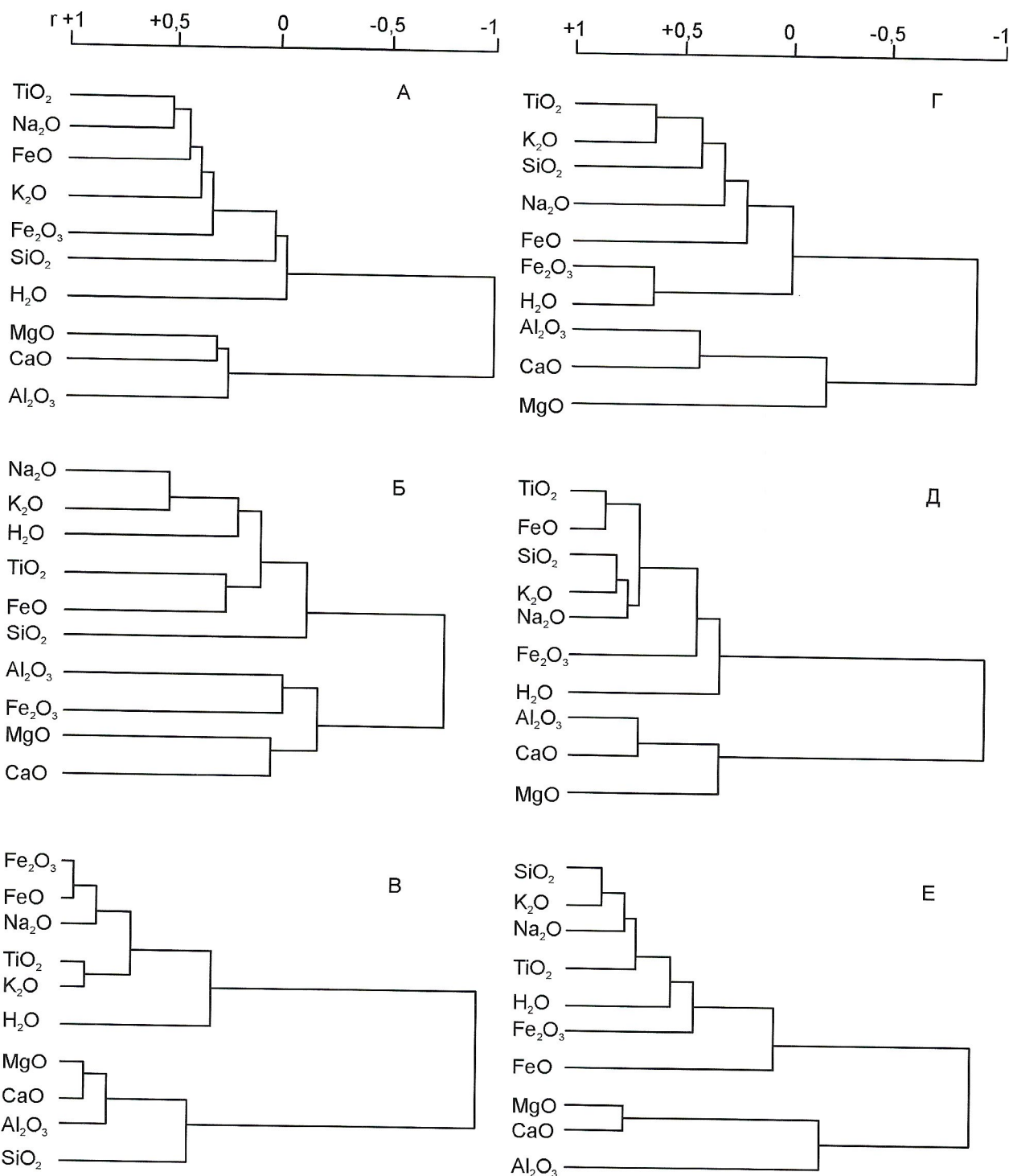


Рис. 1. Дендрограммы кластер-анализа *R*-типа:

А — долериты Сибирской платформы ($n=53$); базальты плато: Б — Декан ($n=98$), В — Парана ($n=5$); Г — долериты Карру ($n=80$); Д — траппы Антарктики ($n=59$); Е — долериты Тасмании ($n=56$)

атов долеритов Сибирской платформы и базальтов Декана. Они характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , Na_2O , MgO и CaO , о чем свидетельствует направление векторов элементов в левую часть диаграммы. В крайней правой части диаграммы расположены кривые дифференциатов долеритов Антарктики и Тасмании с повышенными содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O , что подтверждается направлением векторов этих элементов в сторону правой части диаграммы. Кривые дифференциатов

долеритов Карру и базальтов Параны занимают промежуточное положение между кривыми дифференциатов траппов Сибири и Декана, с одной стороны, и траппов Антарктики и Тасмании — с другой.

Факторная диаграмма (см. рис. 2) показывает, что химические составы траппов древних платформ изменяются в относительно широком диапазоне от основных до кислых толеитов, сохраняя специфический состав в пределах каждой платформы. Как было отмечено, в пределах каждой

1. Петрохимические типы горных пород трапповых формаций мира (в %)

Точки	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
<i>Долериты Сибирской платформы</i>										
1	49,81	2,91	10,44	5,57	14,92	3,04	7,56	2,91	1,35	1,15
2	47,22	2,79	12,19	3,83	13,79	4,88	9,15	3,20	0,69	1,71
3	48,39	1,99	14,62	3,43	10,52	5,39	10,33	3,11	0,62	1,26
4	48,76	1,45	15,01	2,91	9,49	7,14	10,65	2,37	0,49	1,14
5	47,09	0,78	17,13	2,02	8,84	9,35	11,66	1,75	0,36	1,20
<i>Долериты Карру</i>										
6	48,51	0,58	15,24	0,93	9,01	13,19	10,03	1,37	0,39	1,02
7	51,07	0,75	14,84	1,10	9,01	9,04	10,35	1,88	0,54	1,05
8	51,52	1,02	14,85	1,64	8,88	7,28	10,41	2,20	0,68	1,21
9	53,18	1,37	14,52	1,84	9,18	6,02	8,71	2,50	1,00	1,35
10	53,16	2,10	14,25	2,07	10,46	3,37	7,70	2,31	1,68	2,13
<i>Базальты Декана</i>										
11	49,69	2,91	12,50	3,23	11,36	4,75	9,97	2,70	0,72	1,97
12	49,33	2,46	13,59	4,60	9,45	5,38	9,76	2,56	0,65	1,65
13	48,67	2,15	14,13	4,61	8,38	6,85	10,03	2,43	0,49	1,51
14	49,06	1,79	13,58	6,24	7,36	8,08	9,77	2,24	0,24	0,90
15	48,43	0,82	13,75	3,55	7,14	10,23	11,62	1,55	0,60	1,67
<i>Долериты Тасмании</i>										
16	52,48	0,35	11,40	0,98	7,92	8,95	12,28	1,01	0,68	0,74
17	52,61	0,47	16,64	0,78	8,00	6,18	11,78	1,51	0,86	0,79
18	53,93	0,66	16,58	1,35	8,27	4,68	10,70	1,73	1,20	0,88
19	55,35	1,00	16,54	1,38	8,73	2,80	9,04	2,23	1,56	1,03
20	58,60	1,37	14,21	2,61	8,51	1,27	6,51	2,54	2,20	2,00
<i>Долериты и базальты Антарктики</i>										
21	57,25	1,75	11,89	2,62	11,59	2,05	6,37	2,37	2,01	1,59
22	56,32	1,09	13,78	2,45	8,53	3,83	8,31	2,31	1,33	1,67
23	54,35	0,71	14,35	2,04	7,63	6,09	10,09	1,87	0,96	1,68
24	52,52	0,52	15,27	1,22	7,27	8,27	11,26	1,59	0,57	1,18
25	51,39	0,38	15,65	1,12	6,39	9,65	12,60	1,29	0,39	0,88
26	53,47	0,34	9,62	1,83	7,79	15,91	8,35	1,01	0,40	1,12
<i>Базальты Параны</i>										
27	51,34	0,93	15,65	1,29	8,54	7,31	10,63	2,16	0,75	1,10
28	52,16	1,41	14,92	1,57	10,46	4,98	9,30	2,57	1,10	1,10
29	51,33	3,62	13,63	1,60	10,67	4,40	8,31	2,61	1,83	1,20
30	50,93	3,21	13,66	1,81	12,06	3,77	8,41	2,83	1,37	1,20
31	50,79	3,46	13,40	1,84	12,27	3,75	8,30	2,81	1,43	1,20

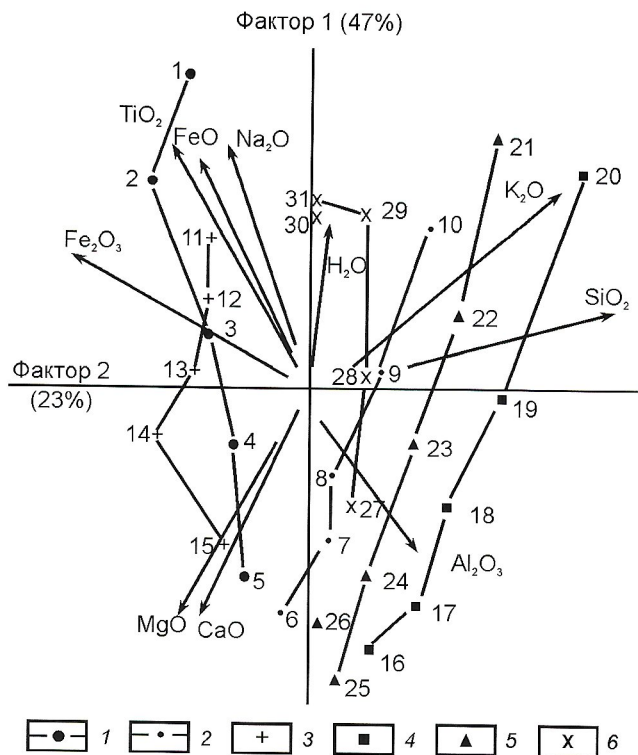


Рис. 2. Факторная диаграмма средних содержаний породообразующих оксидов долеритов и базальтов трапповых формаций древних платформ ($n=31$):

долериты: 1 — Сибирской платформы, 2 — Карру; 3 — базальты плато Декан; долериты: 4 — Тасмании, 5 — Антарктики; 6 — базальты плато Парана; номера точек составов долеритов и базальтов соответствуют номерам табл. 1

древней платформы излияния и внедрения однотипных толеитовых расплавов происходили в огромных объемах. Возникает вопрос о том, каким образом формировались толеитовые расплавы в таких огромных объемах.

Наиболее вероятна гипотеза частичного плавления субстрата литосферной части верхней мантии. При степени плавления 15—20% образовавшийся магматический расплав имеет возможность свободно перемещаться в интерстициальном пространстве кристаллических пород под собственным гидростатическим давлением. При этом кристаллический каркас горных пород не деформируется, испытывая литостатическое давление на определенных глубинах. В соответствии с объемами излившихся или внедрившихся толеитовых расплавов на древних платформах (более 1 млн. км³) частичным плавлением должны были быть охвачены зоны верхней мантии не менее 10 млн. км³.

Источники тепла для частичного плавления субстрата мантии могут быть различными. Земная кора платформ относительно слабо теплопроводная. Поэтому тепло, исходящее из глубоких частей мантии, постепенно накапливается под континентами, приводя к частичному плавлению субстрата верхней мантии и перемещению условной границы литосферы и астеносферы вверх к подножию земной коры.

В последние годы широко распространена концепция мантийных плюмов [21, 22], поднимающихся из глубоких частей нижней мантии в верхние части верхней мантии. Конечно, приток вещества из глубоких частей мантии всегда предполагался многими петрологами для объясне-

ния притока тепла в огромных количествах. Однако это только гипотеза. Тем не менее, подобным образом можно объяснить источник тепла для частичного плавления в литосферной части мантии под древними платформами.

Возможное проявление мантийных плюмов, конечно гипотетическое, некоторыми исследователями [23] используется для объяснения выплавления из них магматических расплавов пикритового состава, дифференциация которых может привести к появлению огромных объемов толеитовых расплавов, изливавшихся или внедрявшихся в осадочный чехол в пределах древних платформ. Такие представления — лишь теоретические. На всех древних платформах установлен определенный тип магматических проявлений: малоглубинный толеитовый, более глубинный щелочной и наиболее глубинный (120—200 км) кимберлитовый магматизм. Если бы плюмы поднимались на высокие уровни верхней мантии, то данная твердо установленная схема магматизма древних платформ была бы нарушена. В действительности это не наблюдается.

Частичное плавление литосферной части мантии происходило на обширных участках под древними платформами в районах развития отрицательных структур в верхней части осадочного чехла платформ. Возникающий магматический расплав в результате частичного плавления субстрата мантии находился под своим гидростатическим давлением (значительно меньшим по сравнению с литостатическим давлением на соответствующих глубинах), позволяющим ему свободно перемещаться в интерстициальном пространстве. При благоприятных тектонических условиях этот магматический расплав толеитового состава проникал к поверхности Земли. Истечение расплава было спокойным в больших объемах. При этом формировались эффузивные покровы или интрузивные залежи (силлы) в осадочном чехле платформы. Подобные расплавы находились в перегретом состоянии (жидкоплавкие) и не выносили никаких ксенолитов (мантийные или коровые).

Различие в гидростатическом давлении магматического расплава, возникающего в результате частичного плавления субстрата мантии, и литостатического давления на тех глубинах вызывает сомнение в возможности проявления двух процессов, которых придерживаются многие петрологи. Один из них — сегрегация магматического расплава из зон частичного плавления в самостоятельные очаги магматического расплава в мантии. Такие очаги будут испытывать литостатическое давление, значительно превышающее гидростатическое давление, поэтому перемещение расплава в данные очаги из зон частичного плавления с физической точки зрения просто невозможно. Другой — выплавление в субстрате мантии (или плюмов) магматического расплава пикритового состава, сегрегированного в самостоятельные очаги, дифференциация в которых приводила к появлению огромных объемов толеитовых расплавов [23]. Подобные магматические очаги обязательно должны испытывать литостатическое давление, не могут сохраняться в течение какого-либо долгого времени и будут выдавлены в верхние приповерхностные слои земной коры. Яркий пример воздействия литостатического давления на появляющиеся самостоятельные очаги магматических расплавов — проявления кимберлитовых, меймечитовых, пикритовых и щелочно-ультраосновных тел, имеющих чрезвычайно малые размеры (дайки, трубки взрыва) по сравнению с огромными объемами толеитовых расплавов.

Из рассмотренных материалов автор делает следующие выводы:

1. В пределах древних платформ в фанерозое происходил акт массового излияния на поверхность или внедрения в осадочный чехол магматического расплава толеитового состава. Время проявления этого магматизма было разным для каждой древней платформы. Объемы магматического расплава в ряде случаев достигали 1,5—2,0 млн. км³.

2. Химический состав толеитовых расплавов довольно выдержан в пределах каждой древней платформы, своеобразен и изменяется от оливинового толеита (долериты и базальты Сибирской платформы и плато Декан) до кварцевого толеита (долериты Антарктики и Тасмании). Долериты Карру и базальты Параны имеют промежуточный состав. В слабодифференцированных сериях траппов перечисленных трапповых провинций отмеченные особенности химического состава сохраняются как для кислых, так и основных дифференциатов горных пород.

3. Наиболее приемлемая гипотеза возникновения толеитовых расплавов под древними платформами — частичное плавление литосферной части мантии в обширных участках, объемом до 10 млн. км³. Возникающий магматический расплав находился под гидростатическим давлением (значительно меньшим по сравнению с литостатическим давлением на соответствующих глубинах мантии), позволяющим ему свободно перемещаться в интратициальном пространстве. При благоприятных тектонических условиях этот магматический расплав толеитового состава проникал к поверхности Земли. Истечение расплава было спокойным в больших объемах, при этом формировались эффузивные покровы или интрузивные залежи (силлы) в осадочном чехле платформы. Различие в химическом составе траппов разных древних платформ обусловлено или составом плавящегося субстрата мантии, или степенью частичного плавления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. — М.: Мир, 1970.
2. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Феоктистов Г.Д., Прусская С.Н. Оценка объемов и проблема генезиса пермотриасового траппового магматизма Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2000. № 12. С. 1696—1705.
3. Вембан Н.А. Пути дифференциации в траппах Декана // Геология и петрография трапповых формаций. — М.: Изд-во иностр. лит., 1950. С. 244—295.
4. Добрецов Н.Л. Пермско-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 220—223.
5. Золотухин В.В., Малюк Б.И. Проблемы петрологии ассоциирующих вулканогенных базитов и ультрабазитов древних платформ и их никеленосности. — Новосибирск: Филиал «Гео» изд-ва СО РАН, Издательский дом «Манускрипт», 2001.
6. Золотухин В.В. Тепловой эффект внедрения траппов Сибирской платформы в связи с концепцией плюмов // Геология и геофизика. 1998. № 8. С. 1059—1063.
7. Кришнан М.С. Геология Индии и Бирмы. — М.: Изд-во иностр. лит., 1954.
8. Кутюлин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. — М.: Наука, 1969.
9. Уокер Ф., Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза // Геология и петрография трапповых формаций. — М.: Изд-во иностр. лит., 1950. С. 8—182.
10. Феоктистов Г.Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов. — Новосибирск: Наука, 1978.
11. Феоктистов Г.Д., Ротман А.Я., Владимиров Б.М., Егоров К.Н., Конев А.А. Петрохимия базит-ультрабазитовых формаций палеозоя-мезозоя Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1999.
12. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Антарктида и Африка. — М.: Недра, 1971.
13. Эдвардс А.Б. Дифференциация в долеритах Тасмании // Геология и петрография трапповых формаций. — М.: Изд-во иностр. лит., 1950. С. 183—243.
14. Bellieni G., Charamonti P.C., Marques L.S., Melfi A.J., Piccirillo E.V., Nardy A.J.R., Roisenberg A. High- and low-TiO₂ flood basalts from the Parana plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin // Neues Jahrbuch Miner. Abh. 1984. Vol. 150. № 3. P. 273—306.
15. Compston W., McDougall I., Heier K.S. Geochemical comparison of the Mesozoic basalts of Antarctic, South Africa, South America and Tasmania // Geochim. Cosmochim. Acta. 1968. Vol. 32. № 2. P. 129—149.
16. Cox K.G., Hornung G. The petrology of the Karroo basalts of Basutoland // Amer. Miner. 1966. Vol. 51. № 9—10. P. 1414—1432.
17. Fleming T.H., Elliot D.H., Jones L.M., Bowman J.R., Siders M.A. Chemical and isotopic variations in an iron-rich lava flow from the Kirkpatrick basalt, north Victoria Land, Antarctica: implications for low-temperature alteration // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. Vol. 111. № 2. P. 440—457.
18. Ghose N.C. Chemical characteristics of some basaltic rocks of India // Bull. Volcanol. 1971. Vol. 35. № 4. P. 1022—1036.
19. Gunn B.M. Modal and variation in Antarctic tholeiites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1966. Vol. 30. № 9. P. 881—920.
20. Konda T. Deccan basalts at Mahabaleshwar, India // Contrib. Mineral. and Petrol. 1971. Vol. 32. № 1. P. 69—73.
21. McDougall I. Differentiation of the Tasmanian dolerites: Red Hill dolerite-granophyre association // Geol. Soc. Amer. Bull. 1962. Vol. 73. № 3. P. 279—316.
22. Prasad A.K. Petrochemistry of the Deccan trap flows of Linga, Chindwara district, M.P., India // Bull. Volcanol. 1971. Vol. 35. № 4. P. 1051—1068.
23. Rao V.D., Venkatanarajana B., Prakash V. Petrochemical studies on trap rocks around Tandur, Andhra Pradesh, India // Bull. Volcanol. 1971. Vol. 35. № 4. P. 1094—1109.

Составы базальтов максютовского комплекса Уралтау и Кракинской структуры Зилаирской мегазоны на Южном Урале

Д.Н.САЛИХОВ, О.А.ЗАХАРОВ (ИГ УНЦ РАН)

Сложившиеся в 50—70-е годы XX столетия представления о геологическом строении максютовского комплекса Уралтау в последние годы подвергаются ревизии и пересмотру. В соответствии с традиционной схемой стратиграфического расчленения, которая является официально принятой и по которой максютовский комплекс отображен на государственной геологической карте масштаба 1:1 000 000 (2003), он датируется средним рифеем и подразделен на четыре свиты (снизу вверх): галеевская (кварцитовая), кайраклинская (переслаивание графитистых и зеленых сланцев, графитистых и мусковитых кварцитов), юмагузинская (кварциты и метаморфиты гранат-фенгит-глаукофан-кварцевого состава), карамалинская (переслаивание графитистых и зеленых сланцев, графитистых и мусковитых кварцитов).

Альтернативная схема расчленения предполагает разделение максютовского комплекса на две серии: верхнюю — ранне-среднепалеозойскую, включающую черносланцево-метабазальтовую часть разреза (объем кайраклинской и карамалинской свит) и нижнюю — среднерифейскую (?) существенно метааркозовую, представленную галеевской и юмагузинской свитами. Контакт между образованиями обеих серий — тектонический [3].

Отнесение части разреза максютовского комплекса к раннему (возможно и к среднему) палеозою, ставит перед исследователями ряд вопросов, один из которых — поиски корреляционных аналогов его палеозойского субстрата. Ранее, до находок палеозойской фауны, в результате многоступенчатых и во многом условных корреляций в качестве стратиграфических аналогов максютовского комплекса принимались среднерифейские осадочные толщи Башкирского антиклинория [6]. Несмотря на явную спорность подобного сопоставления, следует признать, что других попыток корреляционного анализа образований максютовского комплекса с отложениями иных структурно-формационных зон практически не проводилось.

Участники острой дискуссии о возрастной принадлежности субстрата зоны Уралтау, ведущейся на протяжении последних двух десятилетий, в качестве аргументов, подтверждающих палеозойский или докембрийский возраст, используют следующие фактологические данные: наличие фаунистических остатков [3, 12]; различные методы определения абсолютного возраста по кластогенным, метаморфогенным и магматогенным минералам [1, 6, 7, 8]; типоморфизм акцессорных минералов [12]. Объектом исследований служили преимущественно метаосадочные породы (кварциты, мраморизованные известняки, графитистые и безграфитистые кристаллические сланцы). При этом практически не делалось попыток петрологического сопоставления имеющихся в максютовском комплексе эффузивов с аналогичными образованиями других структурно-формационных зон.

Между тем метабазальты занимают значительную часть объема пород кайраклинской и карамалинской свит (до 25—30%), переслаиваясь с графит-мусковит-хлорит-кварцевыми и мусковит-кварцевыми сланцами, графитистыми и мусковитовыми кварцитами. Метабазальты представлены массивными ортопородами и ортосланцами гра-

нат-эпидот-актинолит-хлорит-альбитового состава. Их мощность составляет от нескольких миллиметров до нескольких десятков метров. Следует особо подчеркнуть, что все имеющиеся в настоящее время находки фауны конодонтов и гастропод отобраны из мраморизованных известняков, находящихся в тесной пространственной ассоциации с горизонтами метабазальтов.

К сожалению, небольшое число выявленных в максютовском комплексе точек с палеозойской фауной (четыре) и ее недостаточная сохранность не позволяют сделать более точную датировку возраста вулканитов, чем от «не древнее ордовика» до «позднего силура—раннего девона» [3].

На западном склоне Урала базальтоиды, чей возраст близок к максютовскому стратиграфическому уровню, имеются в Кракинской структуре Зилаирской мегазоны. Присутствующие в ней базальты и их туфы находятся в серпентинитовом меланже в пространственной ассоциации с фаунистически охарактеризованными породами ордовика, силура и девона. Возрастная трактовка их неоднозначна. Так, согласно А.В.Ключихину [5], базальты имеют ордовикский возраст. В официально принятых в 1993 г. унифицированных корреляционных схемах Урала их возраст установлен как лlandoверийский раннего силура. Согласно последним исследованиям, возраст базальтов Кракинской структуры определен как силур—эйфель [15]. Заметим однако, что нижний возрастной предел — силур авторами считается условным.

Помимо возрастной принадлежности Кракинских вулканитов, само их структурное положение — предмет оживленной дискуссии на протяжении многих десятилетий.

Изначально Кракинские массивы рассматривали как крупный интрузив — лакколит или батолит [2, 5]. При этом хаотично расположенные в серпентинитах выходы как осадочных, так и вулканогенных пород трактовались как ксенолиты, захваченные при внедрении магматической колонны.

В последние годы установлено аллохтонное залегание Кракинской структуры, которая шарьирована из Магнитогорского мегасинклинория с амплитудой надвига не менее 50 км [4]. Точку зрения о надвиговом строении Кракинской структуры с различными дополнениями и вариациями разделяет большинство геологов. По мнению В.Н.Пучкова [11], она состоит из двух пластин — глубоководной окраинно-континентальной и офиолитовой. Представление о надвиге Кракинской структуры с востока отражено на Тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000, изданной под редакцией академика А.В.Пейве в 1977 г. и представленной в учебнике [10].

Базальты названных структурно-формационных зон охарактеризованы нами силикатными анализами основных петрогенных компонентов и микрокомпонентов, которые приведены в таблице. Для удобства и наглядности обсуждения материалов результаты анализов даны на диаграммах. Петрогенные компоненты, нормированные к примитивным толеитовым базальтам COX N MORB, показаны на рис. 1. На диаграмме видно совмещение всех петрогенных компонен-

Компоненты	Базальты													
	Кракинский район					Зона Уралгау								
	155/2001	156/2001	157/2001	158/2001	159/2001	6/2002	7/2002	8/2002	10/2002	11/2002	13/2002	14/2002	15/2002	17/2002
Оксиды, %														
SiO ₂	49,0	49,75	50,0	48,15	43,69	49,60	50,17	42,97	47,17	45,20	46,60	48,12	46,10	46,10
TiO ₂	1,78	1,90	1,33	1,63	1,37	1,41	0,76	1,29	1,83	1,72	1,81	1,73	2,00	1,34
Al ₂ O ₃	11,71	11,90	11,10	11,71	14,00	12,32	15,10	17,20	17,10	15,00	15,15	14,00	15,05	14,15
Fe ₂ O ₃ +FeO	14,50	11,8	13,5	12,3	11,06	11,26	10,68	12,01	13,62	11,20	11,00	13,18	13,28	12,70
CaO	5,70	9,0	8,50	9,08	15,05	12,78	10,20	12,20	3,64	12,04	13,68	9,22	10,18	10,44
MgO	7,0	7,60	8,60	9,60	5,40	6,00	5,60	4,50	4,80	7,40	4,00	5,60	4,80	7,40
MnO	0,13	0,19	0,17	0,23	0,14	0,16	0,14	0,15	0,13	0,11	0,11	0,24	0,23	0,17
K ₂ O	1,0	0,50	0,25	1,53	0,50	0,80	0,50	0,80	2,08	0,07	0,50	0,25	0,25	0,06
Na ₂ O	5,40	4,15	4,05	2,70	0,27	2,24	4,05	4,05	4,70	4,05	4,05	4,94	4,05	3,35
P ₂ O ₅	0,32	0,06	0,18	0,18	0,06	0,06	0,07	0,19	0,16	0,06	0,10	0,14	0,15	0,07
п.п.п	4,00	2,98	3,0	3,10	8,16	3,40	2,66	5,06	4,22	2,82	3,12	2,88	4,04	4,38
Элементы, г/т														
Rb	18,73	10,91	2,57	33,85	12,68	3,9	3	7,5	42	2,8	8,7	11	4,6	1,9
Cs	0,55	0,69	0,18	0,63	0,68	0,11	0,11	1,2	2,6	0,13	0,36	0,29	0,16	0,1
Be	0,71	0,83	0,46	0,41	0,42	0,7	0,53	0,6	1,5	0,6	0,86	1	1	0,46
Sr	144,93	156,55	145,69	221,27	394,57	208	94,1	264	126	262	311	130	202	76,7
Cu	87,85	21,44	51,8	48	52	13,7	17,7	23	22,6	11,7	41,8	31,2	297	16
Ba	55,62	26,44	48,46	69,69	10,57	10,4	71,4	848	271	28	86	48	38	24
Zn	73,57	21,81	47,75	32,59	18,28	81	81,4	90,6	111	97	74,8	94,5	135	86
Cd	0,09	0	0,03	0,01	0	0	0,05	0,17	0,01	0,04	0,08	0,15	0,04	0
Ga	13,27	6,03	4,48	7,84	17,16	6,6	7,7	14	22	12,7	8,2	20,7	16,4	7,3
Tl	0	0	0,01	0	0,04	0	0	0,02	0,13	0	0	0	0,03	0
Zr	206,8	104,9	75,8	89,1	164,4	26	18	28	84	8	6,4	66	68	13

Компоненты	Базальты																
	Кракинский район							Зона Уралтау									
	155/2001	156/2001	157/2001	158/2001	159/2001	6/2002	7/2002	8/2002	10/2002	11/2002	13/2002	14/2002	15/2002	17/2002			
Hf	4,97	2,6	2,48	3,31	5,24	0,51	0,35	2	1,4	0,17	0,2	1,35	1,45	0,45			
Bi	0,09	0,03	0,04	0	0,06	0,02	0	0	0,03	0	0	0,04	0,04	0			
V	2100	2000		2000	2130	516	375	2640	355	1545	645	1934	146	175			
Nb	4,63	10,86	3,64	5,21	4,61	2,2	0,8	2,3	4,7	3,3	2,2	3	4,7	1,3			
Ta	0	0	0,14	6,14	0	0,03	0,08	0,44	0,38	0	0,03	0,08	0,15	0,06			
Cr	210	200	280	270	285	38,8	15,2	38,9	26,6	35	32	37,6	26,2	42,9			
Co	35,31	30,68	38,72	38,67	32,91	20,2	23,8	28,2	26,9	37,9	35,5	29,8	44,6	37,3			
Ni	30,77	52,8	63,64	144,37	85,35	72	72	62	106	125	67	81	56	70			
Mo	0,82	4,97	0,47	1,14	0,88	6,8	3,2	6,2	10,5	5,6	7,6	9,2	12,7	2,8			
La	18,26	19,29	9,82	7,27	7,02	26	11,5	23,3	41,1	23,3	30,1	32,9	31,5	11,9			
Ce	47,28	53,51	25,54	20,08	20,15	2,4	1,2	2,5	3,1	2,25	3	3	3,3	1,5			
Pr	5,15	6,16	2,77	2,53	2	10	5,9	10,9	13,5	10	13	13	13	6,45			
Nd	15,87	27,71	10,69	12,27	8,29	3,2	1,7	3,3	3,5	3,2	4,3	4,5	4,5	2,6			
Sm	3,9	7,16	3,11	3,21	2,09	1,2	0,7	1,7	0,89	1,3	1,6	1,3	1,3	0,8			
Eu	1,42	1,86	0,92	1,17	1,51	3,7	2	5	3,5	4,8	5	4,6	4,6	3,5			
Gd	4,34	6,21	4,36	4,02	2,17	0,6	0,44	0,8	0,7	0,73	0,73	0,8	0,8	0,6			
Tb	0,76	0,99	0,68	0,85	0,61	5	3	7,4	5,1	6,2	5,7	5,5	5,5	5,4			
Dy	6,28	6,9	5,57	6,18	4,35	0,9	0,5	1,5	0,8	1,1	1	1	1	0,9			
Ho	1,03	0,84	1,02	1,11	0,79	1,9	1,9	3,8	2,5	2,4	2,6	2,3	2,3	2,5			
Er	3,34	2,15	3,52	3,86	2,13	0,37	0,43	0,77	0,51	0,42	0,45	0,4	0,4	0,44			
Tu	0,59	0,79	0,85	0,62	0,51	1,8	1,9	4,5	2,8	2,4	2,5	2,1	2,1	2,6			
Yb	3	3,04	3,67	3,11	2,58	0,31	0,34	0,79	0,35	0,36	0,43	0,37	0,37	0,38			
Lu	0,53	0,22	0,43	0,48	0,12	23	18	42	25	29	30	27	27	30			
Y	34,5	27,91	34,95	33,11	22,75	—	—	—	—	—	—	—	—	—			

Примечание. Спектральные анализы изготовлены в ИГ УНЦ РАН (г.Уфа), аналитик С.А.Ягудина; редкие и рассеянные элементы — ИГЕМ РАН (г.Москва), аналитик С.А.Горбачева.

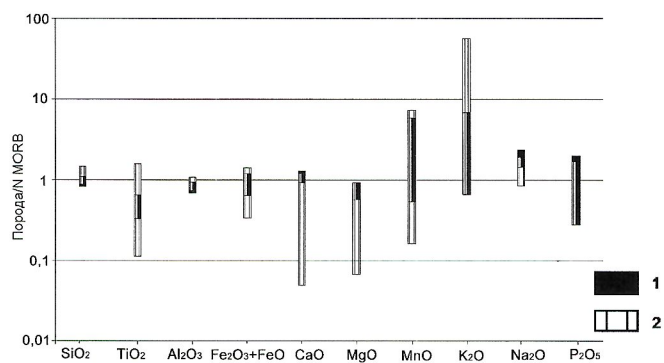


Рис. 1. Диаграмма сопоставлений петрогенных компонентов в базальтах Кракинской структуры и максютовского комплекса:

базальты: 1 — межкракинской площади, 2 — максютовского комплекса

тов пределами колебаний их в базальтах максютовского комплекса Уралтау. Более широкий предел вариаций в последних связан с метаморфическими процессами.

Данные распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту, представлены на рис. 2, А. Характер распределения этих элементов в базальтах Кракинской структуры и максютовского комплекса настолько однотипны, что ясно выступает согласованность в колебаниях содержаний каждого конкретного химического элемента, что относится также к диспрозию и туллию, на нестандартное повышенное количество которых в базальтах Уралтау было указано ранее [13].

Распределение редких и рассеянных элементов, в котором содержание химических компонентов нормировано к базальтам COX N MORB, отражено на рис. 2, Б. Диапазон вариаций содержаний их в базальтах максютовского комплекса более широкий, чем в базальтах Кракинской структуры, что связано, по-видимому, с перераспределением элементов в результате метаморфизма. Усредненные количества элементов в тех и других базальтах близки между собой за исключением циркония и хрома, характеризующихся в зоне Уралтау явными пониженными значениями.

Итак, вулканогенные породы двух рассматриваемых структурно-формационных зон по вещественному составу близки. Они представлены в основном субщелочными базальтами, в которых иногда вычисляется нормативный нефелин, и толеитовыми базальтами, среди которых преобладают разновидности с нормативным кварцем. Базальты характеризуются высокой титанистостью с абсолютными значениями Ti_2O_5 , не превышающими 2%, низкой магнезиальностью (0,29—0,44), повышенной щелочностью ($Na_2O+K_2O=4,0—6,4$), хотя среди базальтов Кракинской структуры присутствуют разновидности с умеренной щелочностью, а также повышенной калиево-натриевой группой (комплексы) пород отвечают калий-натриевого типу.

Сумма редкоземельных элементов в базальтах обеих групп высокая $\Sigma RE=(54,3—111,9) \rightarrow (34,7—98,8)$, что связано с обогащенностью пород легкими компонентами цериевой группы. Среди других рассеянных элементов отметим высокие количества литофильных разновидностей Rb,

Cs, Ba, U и Th. Когерентные же элементы, свойственные базальтам мантийной природы — Cr, Co, Ni, дефицитны.

Широко используемый в решении петрологических вопросов литофильный компонент — стронций — присутствует в рассматриваемых породах в содержаниях, сопоставимых с типичными мантийными базальтами COX N MORB или умеренно отклоняющихся от этого количества. Сходные вариации содержаний свойственны V, Nb, Hf. Обратим внимание на распределение ванадия. Этот элемент, как известно, концентрируется в месторождениях, генетически связанных с габброидами. В наших вулканогенных породах содержание ванадия обычно превышает его количество в мантийных базальтах COX N MORB. Надо полагать, что повышенное количество ванадия в рассматриваемых базальтах связано с вовлечением габбро-базальтового слоя в процесс магматогенерации.

Сравнительный анализ базальтов с современными океаническими вулканитами (см. рис 1, 2) указывает в целом на их существенные различия, которые отчетливо выражены и в распределении главных петрогенных компонентов и микроэлементов. Следовательно, среди базальтов Уралтау и Кракинской структуры Зилаирской мегазоны отсутствуют вулканогенные породы типа примитивных океанических толеитов COX N MORB.

Между тем, палеогеографическая обстановка на период, предшествовавший и отвечавший проявлению вулканизма, соответствовала глубоководному бассейну, вероятно, с

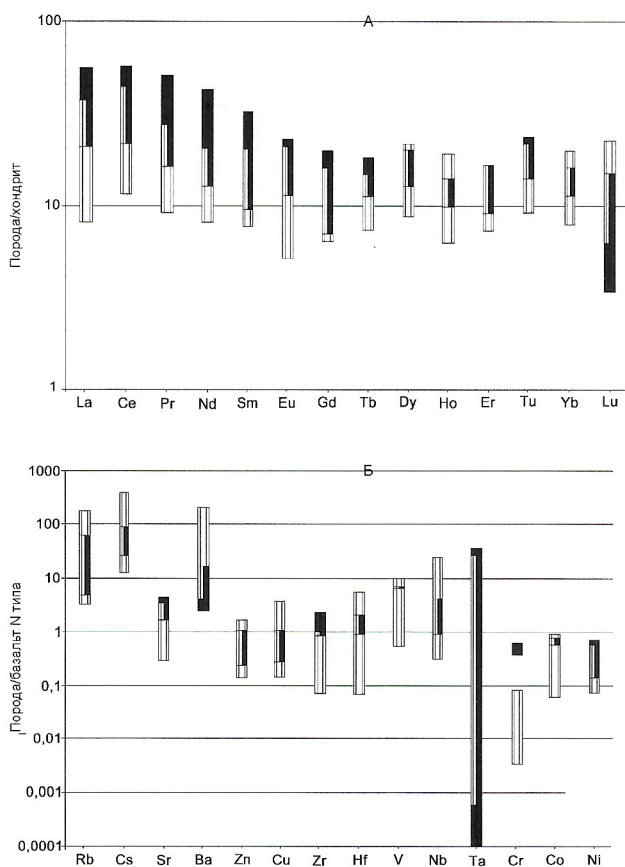


Рис. 2. Сопоставление распределений редкоземельных элементов (А), редких и рассеянных элементов (Б) в базальтах Кракинской структуры и максютовского комплекса:

услов. обозн. см. на рис. 1

нестабильной тектоникой, активизация которой, очевидно, приводила к изменению глубинности дна бассейна, о чем свидетельствует характер разрезов осадконакопления. В частности в разрезе рассматриваемых структур отмечается частая смена глубокоководных кремнистых углистых и глинистых сланцев с осадками умеренных глубин — песчаники и известняки [15].

Низы разреза Кракинской структуры представлены отложениями ордовика — это находящиеся в частом переслаивании пачки песчаников, алевролитов, аргиллитов и кварцевых сланцев, мощность которых изменяется от 1 до 500 м. Для силурийских отложений характерно переслаивание кремнистых, кремнисто-глинистых и черных углито-кремнистых сланцев, содержащих прослои кварцевых песчаников, кварцевых алевролитов. Выше залегают базальты, ассоциирующие с кремнями, в которых обнаружены конодонты эйфельского яруса среднего девона [15].

В палеозойской части разреза максютовского комплекса Уралтау (карамалинская серия) переслаиваются графит-мусковит-кварцевые, графит-хлорит-мусковит-кварцевые, хлорит-мусковит-кварцевые, мусковит-кварцевые сланцы, графитистые и мусковитовые кварциты, зеленые ортосланцы гранат-эпидот-хлорит-актинолит-альбитового состава, редкие линзы мраморизованных известняков. Уровень метаморфизма пород карамалинской серии практически не выходит за рамки фации зеленых сланцев. Проявления метаморфизма эклогитовой и глаукофансланцевой ступени палеозойских толщ носят локальный характер.

Сравнив литологический и петрографический составы пород Кракинской структуры Зилаирской мегазоны с карамалинской серией Уралтау, можно видеть, что кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы, алевролиты и аргиллиты при метаморфизме могли трансформироваться в мусковит-кварцевые, хлорит-мусковит-кварцевые сланцы; черные углито-кремнистые и углито-кремнисто-глинистые сланцы — в графит-кварцевые, графит-хлорит-мусковит-кварцевые сланцы и графитистые кварциты; кремнистые породы — в мусковитсодержащие кварциты; базальты и их туфы — в зеленые ортосланцы гранат-эпидот-хлорит-актинолит-альбитового состава. Следует подчеркнуть, что при метаморфических преобразованиях исходного субстрата в такой сложно построенной тектонической зоне как Уралтау, в процессе полихронных дислокаций, петрографическая и структурная перестройка пород происходила неоднократно. Первично осадочные взаимоотношения пород оказались нарушенными; толщи разлинзованы и рассланцованы, но общий литолого-петрографический тип разреза при этом сохранился.

Таким образом, можно предположить, что не только вулканогенные образования Кракинской структуры обнаруживают черты сходства с ортопородами Уралтау, а также и вмещающие их терригенные толщи могут являться неизменными аналогами уралтауских парапород.

О рифтогенной природе рассматриваемых базальтов свидетельствует не только их вещественный состав и глубокоководные условия формирования, но и факт распространения в регионе офиолитовой триады — кремнистые осадки, базальты и гипербазитовые комплексы, которые особенно широко распространены в Зилаирской мегазоне — массивы Крака, а в пределах Уралтауской зоны известны множества мелких серпентинитовых тел линзовидной формы.

Рассматривая рифтогенную природу базальтов, необходимо отметить следующее. Среди указанных вулканоген-

ных пород основного состава известны не только субщелочные базальты, но и кварцевые толеиты. Их формирование связывают с условиями малых глубин, характеризующимися низким давлением — 100—1000 МПа [9]. Основываясь на материалах вещественного состава вулканитов данного региона, согласно которым они обеднены когерентными мантийными элементами — Cr, Ni и Co и обогащены некогерентными редкими щелочами, щелочно-земельными, радиоактивными элементами и ванадием, авторы предполагают небольшие глубины магмагенерации, отвечающие граничной области габбро-базальтовой коры и мантии.

Подводя итог изложенному, отметим, что вулканизм в Зилаирской (Кракинская структура) и Уралтауской мегазонах соответствует нижнему (?) и среднему палеозою, представлявшим, по-видимому, единый краевой бассейн, формирование которого, очевидно, предопределила зародившаяся здесь рифтовая структура. В результате коллизионного процесса, обусловившего закрытие Уральского палеоокеана, расположенного восточнее, краевой бассейн был разделен на две зоны. В западной части Зилаирской мегазоны произошло обдущивание офиолитовой ассоциации, формировавшейся в осевой части бассейна. Восточная же область (Уралтауская мегазона) была вовлечена в интенсивную складчатость и высокотемпературный метаморфизм, связанный со столкновением континентальных плит, обрамлявших Уральский палеоокеан.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев А.А.* Магнетические комплексы зоны хребта Уралтау. — М.: Наука, 1976.
2. *Геология СССР*. Т. 13. Башкирская АССР и Оренбургская обл. Ч. I. — М.: Недра, 1964.
3. *Захаров О.А., Пучков В.Н.* О тектонической природе максютовского комплекса зоны Уралтау: Препринт. — Уфа, 1994.
4. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. — М.: Наука, 1974.
5. *Ключихин А.В.* Ордовик, силур и нижний девон восточного крыла Зилаирского синклинория на Южном Урале // Вопросы геологии Восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 7. — Уфа, 1960.
6. *Козлов В.И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. — М.: Наука, 1982.
7. *Краснобаев В.И., Давыдов В.А., Ленных В.И.* и др. Возраст цирконов и рутилов максютовского комплекса (предварительные данные) // Ежегодник. — Екатеринбург, 1996. С. 13—16.
8. *Ленных В.И.* Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. — М.: Наука, 1977.
9. *Магматические горные породы* / Под ред. В.И.Коваленко. — М.: Наука, 1987.
10. *Милановский Е.Е.* Геология СССР. Ч. 2. — М.: Изд-во МГУ, 1989.
11. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. — Уфа: Даурия, 2000.
12. *Радченко В.В., Родионов В.Ю.* О стратиграфии палеозойских отложений восточного крыла Зилаирского мегаинклинория / Биостратиграфия девона и карбона Урала. — Уфа, 1988. С. 15—23.
13. *Салыхов Д.Н., Захаров О.А.* Вулканогенно-интрузивные образования максютовского комплекса раннего палеозоя Южного Урала / Вулканизм и геодинамика. — Екатеринбург, 2003. С. 805—807.
14. *Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А., Козлов В.И.* Акцессорные минералы и корреляция метаморфических пород Уралтауского антиклинория (Южный Урал) / Акцессорные минералы докембрия. — М.: Наука, 1986. С. 63—69.
15. *Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н.* Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии северной части Зилаирского мегаинклинория. — Екатеринбург, 2002.

Щелочные породы участка Цахирин (Западная Монголия) и сопровождающая их редкометалльно-редкоземельная минерализация

Г.В.АНДРЕЕВ (Геологический институт СО РАН)

В процессе работ, проведенных А.Д.Мининым, И.Г.Сенчуковым и другими, на территории Западной Монголии установлена провинция щелочных гранитоидов. Для этого района указанные исследователи составили схему размещения массивов гранитоидов (рис. 1). Один из наиболее интересных массивов — массив Халдзан-Бурэгтэг, содержащий редкоземельную и редкометалльную минерализацию.

Массив был открыт В.И.Коваленко, А.В.Гореглядом, Г.М.Царевой в 80-х годах прошлого века [3]. В 1989 г. появилась статья [4], в которой были освещены геология и петрография гранитоидов Халдзан-Бурэгтэгского массива. В 1994 г. была опубликована геологическая карта рассматриваемого массива [1], составленная А.Д.Мининым с соавторами (рис. 2). Автор статьи совместно с ведущими геологами в начале 90-х годов прошлого столетия провел детальные исследования северного участка массива Халдзан-Бурэгтэг, называющегося Цахирин. Поперечные размеры участка 4,0 и 6,0 км. Главные разновидности пород его представлены наиболее ранними нордмаркитами, затем щелочными гранитами, более поздними гранитными пегматитами и эпидот-кварцевыми метасоматитами.

На участке Цахирин наиболее распространены нордмаркиты, представляющие собой серые, массивные, сред-

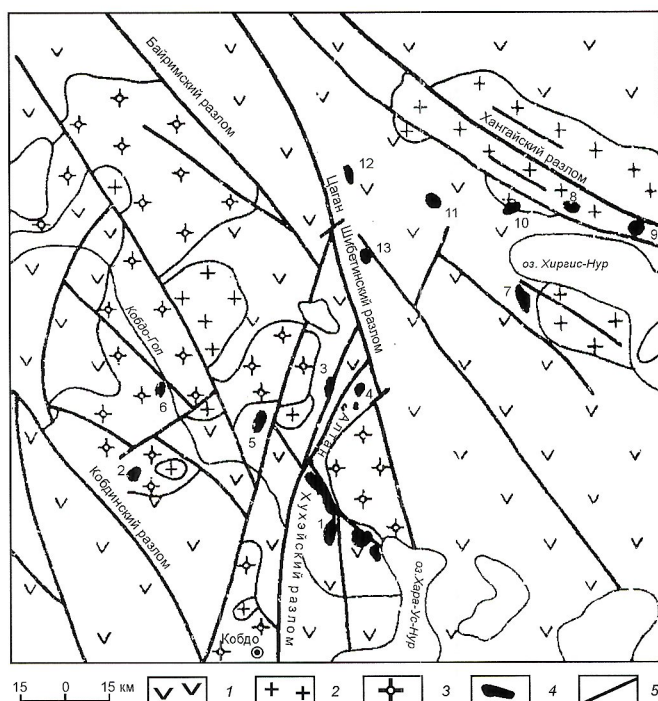


Рис. 1. Схема размещения щелочных гранитоидов Западной Монголии [1]:

1 — палеозойские вулканогенно-осадочные образования; 2 — раннепалеозойские габбро-плагиогранитные интрузии; 3 — раннепалеозойские субщелочные гранитоиды; 4 — средне-верхне-девонские щелочные гранитоиды; 5 — дизъюнктивные нарушения; цифры — массивы щелочных гранитоидов (1 — Халдзан-Бурэгтэг)

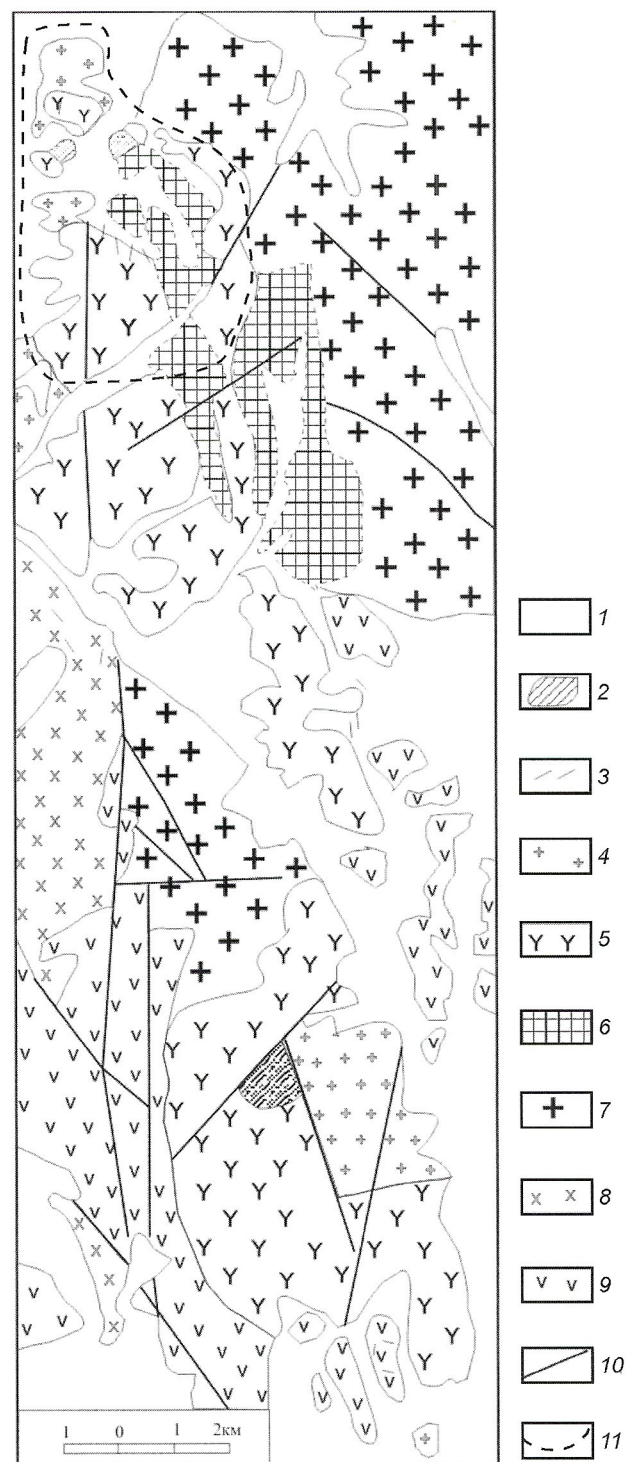


Рис. 2. Геологическая схема массива Халдзан-Бурэгтэг [1]:

1 — четвертичные отложения; 2 — метасоматиты; 3 — жилы пегматитов; 4 — щелочные граниты и граносиениты; 5 — нордмаркиты; 6 — зоны гранитизации по диоритам; 7 — двуполовошпатовые лейкограниты; 8 — кварцевые диориты; 9 — вулканы среднего и основного составов; 10 — разрывные нарушения; 11 — граница участка Цахирин

1. Химические составы пород участка Цахирин (в %)

Компоненты	Нордмаркиты, пробы		Граниты, пробы	
	61	921	138	933
SiO ₂	64,00	63,60	71,00	71,70
TiO ₂	0,58	0,49	0,45	0,47
Al ₂ O ₃	13,60	15,20	14,00	12,70
Fe ₂ O ₃	1,13	1,69	Не опр.	4,26
FeO	5,76	5,37	2,85	0,94
MnO	0,27	0,18	0,02	0,07
MgO	0,17	0,19	0,90	0,11
CaO	3,14	1,79	0,74	1,07
Na ₂ O	5,30	5,90	4,44	4,32
K ₂ O	5,00	4,98	5,43	4,48
P ₂ O ₅	0,11	0,07	0,10	0,03
П.п.п.	0,73	0,69	0,50	0,30
Сумма	99,79	100,15	100,43	100,45

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Геологического института СО РАН, аналитики А.С.Малакшинова, В.А.Иванова.

незернистые породы. Структура их гипидиоморфнозернистая. Нордмаркиты сложены калишпатом (85—90%), кварцем (5—12%), эгирином (4—7%), арфведсонитом (2—3%), альбитом, биотитом (единичные зерна), акцессорными: апатитом, магнетитом, цирконом, сфеном.

Калишпат представлен таблитчатыми идиоморфными зернами величиной от 0,5 до 4 мм. Минерал обычно пертитизирован. Иногда центральные части зерен остаются свежими. Кварц слагает ксеноморфные зерна величиной до 1 мм. Эгирин обычно образует неправильные зерна размером до 3 мм. Изредка наблюдаются идиоморфные выделения. По Ng — желто-зеленый, Np — густо-зеленый. Удлинение отрицательное.

Альбит помимо пертитовых вростков замещает отдельные участки зерен калишпата, мелкие зерна которого замещены полностью.

Арфведсонит слагает неправильные зерна величиной до 1,5 мм. Минерал имеет отрицательное удлинение. Схема плеохроизма по Ng — зеленовато-серый, Np — зеленый до темно-зеленого. Угол погасания с Np=25,6°, что позволяет определить его Mg арфведсонитом.

Магнетит и сфен образуют неправильные зерна величиной до 1 мм. Циркон наблюдается в виде призм с бипирамидами, реже представлен неправильными зернами. Апатит встречается в виде мелких призм и изометрических зерен.

Химические анализы нордмаркитов приведены в табл. 1. Состав рассматриваемых пород близок к щелочным сиенитам, по С.Р.Нокольдсу. Вместе с тем имеются определенные отличия. Нордмаркиты характеризуются более высокими содержаниями кремнезема и пониженными глинозема и щелочей. Такие отличия обусловлены присутствием в них кварца.

Щелочные граниты слагают небольшие тела в северной части участка Цахирин. Они сформировались позже нордмаркитов. По внешнему виду это среднезернистые, массивные породы, представленные микроклин-пертитом (60—65%), кварцем (25—30%), арфведсонитом (4—6%), эгирином (0—3%), эпидотом (0—3%), акцессорными: цирконом, ксенотимом. Микроклин-пертит наблюдается в виде таблитчатых и неправильных зерен величиной до 4,5 мм. Альбит слагает большую часть зерен. Кварц состоит из ксеноморфных зерен величиной до 3 мм. Эгирин образует неправильные зерна до 3 мм. Минерал плеохроирует от зеленого по Np до желто-зеленого по Ng. Угол погасания с Np — 31°, что характерно для Mg — арфведсонита. Эпидот красно-бурый, слагает ксеноморфные агрегаты, часто замещает арфведсонит. Циркон в шлифе бесцветный, наблюдается в виде квадратных и ромбовидных зерен

2. Химический состав церий-фергусонитов (в %)

Компонент	Участок Цахирин	Ильменские горы	
		1	2
SiO ₂	0,58	—	—
TiO ₂	2,46	4,12	4,25
Al ₂ O ₃	0,07	Не опр.	0,21
Cr ₂ O ₃	0,15	—	—
FeO	0,28	—	—
Fe ₂ O ₃	0,28	0,94	0,62
MnO	—	Следы	Следы
MgO	—	0,52	0,06
CaO	0,36	2,90	0,69
Na ₂ O	0,15	—	—
Ta ₂ O ₃	0,01	1,31	0,44
Nb ₂ O ₃	36,82	40,51	41,18
ΣY ₂ O ₃	18,87	10,17	11,96
ΣCe ₂ O ₃	22,19	15,76	12,93
CeO ₂	7,20	9,08	9,26
SnO ₂	—	Не опр.	0,29
ZrO ₂	0,80	—	—
ThO ₂	2,35	11,67	12,88
UO ₃	0,60	—	—
H ₂ O	Не опр.	Не опр.	0,99
PbO	Не опр.	0,63	0,19
Сумма	99,58	97,61	99,12

Примечание. 1. Большая часть оксидов установлена на рентгеновском микроанализаторе MS-46 В.А.Тюгашевым и С.В.Канакиным и традиционным химическим методом. 2. Уран и торий анализировались на гамма-спектрометрической установке Н.Е.Астаховым. 3. Редкие земли и тантал определялись Т.И.Казанцевой эмиссионно-спектральным методом.

3. Химический состав алланита и чевкинита (в %)

Компоненты	Алланит				Чевкинит	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	29,46	29,57	29,09	31,61	18,36	19,15
TiO ₂	3,59	1,84	3,69	2,58	15,28	14,93
Al ₂ O ₃	5,84	8,43	4,82	8,78	—	—
Cr ₂ O ₃	0,05	0,05	—	0,04	0,18	0,21
FeO _{общ}	22,09	20,48	24,22	20,99	13,02	12,18
MnO	—	0,09	—	—	1,16	1,43
MgO	0,44	0,32	0,11	—	—	—
CaO	11,49	11,05	10,07	11,69	0,62	0,43
Na ₂ O	0,01	—	—	0,01	—	—
TR ₂ O ₃	21,9	23,7	24,0	17,92	44,80	42,50
Сумма	94,86	95,53	96,04	93,62	93,50	90,83

Примечание. 1. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе MS-46 Г.Г.Загузиным. 2. Торий, уран в минералах не анализировались.

величиной до 0,2 мм. Для ксенотима характерны неправильные зерна буроватого цвета. Химический анализ гранита приведен в табл. 1. От среднего щелочного гранита, по С.Р.Нокольдсу, он отличается пониженным содержанием кремнезема и высоким содержанием щелочей.

Более поздняя разновидность магматических пород представлена щелочно-гранитными пегматитами, слагающими многочисленные тела. По форме выделяются жильные и шпировые пегматиты. Жильные — плитообразные тела мощностью 0,5—1,0 м, иногда до 2—3 м. Строение их зональное. Эндоконтактовые участки сложены аплитами. По направлению к центру аплиты сменяются зонами графических, пегматоидных и блоковых пегматитов. Центральные участки тел выполнены кварцем. Протяженность пегматитовых тел обычно равна нескольким десяткам метров, иногда превышает 100 м. Для шпировых пегматитов характерны линзообразные, неправильной формы тела протяженностью до 5—7 м, мощностью до 0,7 м. Они часто содержат небольшие кварцевые ядра.

Рудные минералы в пегматитах представлены главным образом цирконом, меньше фергусонитом, алланитом, пироксеном. Количество циркона в пегматитах достигает 5—10%, а фергусонита 3—5%.

Необходимо отметить, что автор данной статьи впервые установил фергусонит на участке Цахири в пегматитах и эпидот-кварцевых метасоматитах [2]. Химический анализ минерала (табл. 2) позволил определить его цериевым фергусонитом. Эта разновидность фергусонита впервые была установлена Б.А.Макаровичем, Д.А.Минеевым, В.Б.Александровым в начале 60-х годов прошлого столетия на территории Ильменских гор [6]. Химические анализы такого фергусонита также даны в табл. 2. Сопоставление составов изученного минерала и цериевого фергусонита из Ильменских гор позволяет отметить следующие особенности. Изученный церий-фергусонит характеризуется меньшими содержаниями Fe, Ca, Nb и резко пониженными Ti и Th. Вместе с тем, в нем наблюдаются более высокие

содержания редких земель (48% против 35%). Рассмотренные пегматиты представляют собой качественные руды с высоким содержанием циркона и редкоземельных элементов.

В северной части участка Цахири установлено два тела эпидот-кварцевых метасоматитов. Одно из них с поперечными размерами 600 и 400 м, другое в плане имеет форму круга диаметром 350 м.

Эпидот-кварцевые метасоматиты — породы серого, зеленовато-серого цвета, средне- и крупнозернистого сложения, массивной текстуры. Структура их гранобластовая, пойкилобластовая. Соотношение слагающих их минералов изменяется в широких пределах. Обычно метасоматиты сложены кварцем (50—80%), эпидотом (10—30%), кальцитом (0—5%), хлоритом (0—3%), цирконом (0,1—15%), алланитом (0,1—5%), чевкинитом (0,1—2%), фергусонитом (0,1—1%), акцессорными минералами (апатитом, ильменитом). Местами в породах отмечаются актинолит, диопсид, скаполит.

Эпидот — наиболее ранний минерал. Он образует призматические, таблитчатые и изометрические зерна, часто прорастается кварцем, кальцитом, реже алланитом.

Кварц представлен двумя генерациями. Ранняя образует зерна величиной 1—3 мм, наблюдаются срастания их с эпидотом. Поздний кварц слагает порфириобласты, включающие мелкие ксеноморфные зерна эпидота, раннего кварца и хлорита.

Циркон наблюдается в виде мелких (0,1—3 мм) кристаллов и неправильных зерен. Кристаллы и зерна циркона образуют рассеянную вкрапленность, а также слагают мелкие гнезда и тонкие прожилки. Иногда устанавливаются участки мелкозернистого кварц-цирконового агрегата с субграфической структурой. Для минерала характерны низкие содержания гафния (0,1—0,87%). Анализы выполнены Ю.Н.Каперской. Аналитиком А.Б.Цыденовым в цирконе установлены содержания 0,45% ThO₂ и 0,26% UO₂. Эти анализы приведены в работе [1].

Алланит образует вкрапленность кристаллов и неправильной формы зерна размером от долей миллиметров до первых сантиметров. Характерно неравномерное распределение минерала в породе. На отдельных участках содержание его достигает нескольких процентов. Наблюдались зоны алланита, окаймляющие зерна эпидота. От известных по литературным данным алланитов изученные минералы отличаются более высокими содержаниями Ti, Fe и, соответственно, низкими Al (табл. 3).

Чевкинит наблюдается в виде зерен неправильной формы величиной до нескольких миллиметров. Сравнение химического состава чевкинита метасоматитов с опубликованными в литературе анализами минерала показывают его близость к ним по большинству компонентов. Отмечается лишь несколько пониженное содержание в чевкините титана и большая железистость (см. табл. 3).

Фергусонит представлен в виде округлых и неправильной формы зерен, реже кристаллов размером 7 мм, образующих рассеянную вкрапленность, а также слагающих небольшие гнезда до 1—3 см в поперечнике. Количество фергусонита в метасоматитах составляет 0,5—1%. Редко отмечаются маломощные (5—7 см) зоны фергусонит-

циркон-кварцевого состава, содержащие до 20% циркона и 3—5% фергусонита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Г.В., Рипп Г.С., Шаракишинов А.О., Минин А.Д. Редкометалльная минерализация щелочных гранитоидов Западной Монголии. — Улан-Удэ, 1994.
2. Андреев Г.В., Рипп Г.С. Новая находка цериевого вергусанита // Докл. РАН. 1995. Т. 345. № 5. С. 501—506.
3. Коваленко В.И., Горегляд А.В., Царева Г.М. Халдзан-Бурэгтэский массив — новое проявление редкометалльных щелочных гранитоидов МНР // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 4. С. 475—481.
4. Коваленко В.И., Царева Г.М., Горегляд А.В. и др. Геология и петрография щелочных редкометалльных гранитоидов Халдзан-Бурягтэского массива (Монгольский Алтай) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 9. С. 84—89.
5. Коваленко В.И., Царева Г.М., Ярмолюк В.В. и др. Изотопный состав Sr и Nd и возраст редкометалльных щелочных гранитоидов Западной Монголии // Докл. АН СССР. 1992. Т. 327. № 4—6. С. 570—574.
6. Макарович Б.А., Минеев Д.А., Александров В.Б. О цериевой разновидности фергусанита // Тр. Минералогического музея. — М., 1965. Вып. 16. С. 250—258.
7. Минералы. Т. 3. Вып. 1. — М.: Наука, 1982.

Гидрогеология, инженерная геология, геоэкология

УДК 550.41.553.3 (491.4)

© Д.А.Новиков, 2005

Геохимия подземных вод апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса Надым-Тазовского междуречья

Д.А.НОВИКОВ (Томский филиал Института геологии нефти и газа СО РАН)

Изучение геохимии подземных вод — один из основополагающих вопросов гидрогеологии в целом. В Западно-Сибирском мегабассейне исследование подземных вод было начато в середине 50-х годов М.С.Гуревичем, Н.Н.Ростовцевым, А.А.Розиным, О.В.Равдоникас. В дальнейшем значительный вклад внесли А.Э.Конторович, А.А.Карцев, Н.М.Кругликов, В.М.Матусевич, В.В.Нелюбин, С.И.Сергиенко, Б.П.Ставицкий, О.В.Шиганова, О.Н.Яковлев и др. [2, 3, 7, 9—13, 17, 18]. В результате этих исследований были изучены химический состав подземных вод бассейна и геохимия отдельных элементов, выявлены общие черты вертикальной и латеральной геохимической зональности.

Изучением химического состава подземных вод нефтегазоносных бассейнов занимаются как научные, так и производственные организации. Химический состав подземных вод используется для решения главных проблем гидрогеохимии — изучение разнообразных процессов, происходящих в подземных водах, породах и углеводородных залежах, факторов, влияющих на состав вод; установление общих закономерностей формирования химического состава подземных вод и выяснение их генезиса различных химических типов. Решение этих проблем позволяет выполнять практические и научные задачи: использование подземных вод для питьевого, бытового и технического водоснабжения, поддержание пластового давления при разработке углеводородных залежей, в баль-

неологии и для охраны окружающей среды; при выборе способов очистки подземных вод; оценке гидроминерального сырья; обосновании кондиций промышленных вод, возможности создания рационального комплекса технологических схем извлечения рассеянных элементов и размещения промышленных установок; в изучении формирования углеводородных залежей и прогноза нефтегазоносности (на региональном, зональном и локальном уровнях); более надежно решать гидродинамические вопросы; трассировать флюидопроводящие тектонические нарушения и другие задачи геологии и гидрогеологии.

Тем не менее, несмотря на существование основательных сводных работ по гидрогеологии и гидрогеохимии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, гидрогеология подземных вод нефтегазоносных отложений северных районов остается слабо изученной, поскольку большинство исследований последних десятилетий касались гидрогеологии осадочного чехла южной части мегабассейна.

Апт-альб-сеноманский комплекс — уникальный объект в пределах Западной Сибири. К нему приурочены основные ресурсы газа [8] и тяжелых нефтей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции [5]. Открыты гигантские по запасам (в трлн.м³) сеноманские залежи (пласт ПК₁): Уренгойское 9,5, Медвежье 1,0, Ямсовейское 1,0, Южно-Русское 1,0, Харампурское 0,5 и др. В связи с тем, что в последние годы эти месторождения начинают входить в разряд разработанных (сеноманские залежи) или с

падающей добычей остро стоит проблема прироста запасов и введения в промышленную разработку менее крупных по запасам залежей. Кроме того, воды комплекса — один из основных источников функционирования систем поддержания пластового давления при эксплуатации углеводородных месторождений и в ряде случаев они так же ценны, как минеральные воды. Поэтому любые новые данные по геохимии подземных вод апт-альб-сеноманского комплекса севера Западной Сибири представляют несомненный научный интерес.

Геолого-гидрогеологические особенности комплекса. Геологический разрез Надым-Тазовского междуречья представлен песчано-глинистыми отложениями мезозойско-кайнозойского осадочного чехла общей мощностью 3—5 км, которые на севере подстилаются вулканогенно-осадочным комплексом триаса, а на юге — в разной степени метаморфизированными породами палеозойского фундамента, преимущественно карбонатного и терригенно-карбонатного состава, [2, 6, 7, 14]. Фундамент рассмат-

риваемого региона делят на два блока, условно названных В.С.Сурковым Восточным и Западным, разделенных относительно узким (30 км) и неглубоким (0,4 км) Среднепурским мегапрогибом, пространственно совпадающим с зоной Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта [2, 6, 14].

Согласно «Тектонической карте осадочного чехла части Западно-Сибирской плиты» (ИГНГ СО РАН. Редактор А.Э.Контарович, 1997 г.), в пределах Надым-Тазовского междуречья выявлено 24 структуры первого порядка, 11 структур связи и 44 структуры второго порядка (рис. 1, табл. 1) [1, 4]. Наиболее крупный структурный элемент — Надымская мегавпадина общей площадью около 23 тыс.км² [1].

В соответствии с принятой гидрогеологической стратификацией [3, 10] в разрезе нижнего гидрогеологического этажа Надым-Тазовского междуречья выделяются четыре основных гидрогеологических комплекса: *апт-альб-сеноманский, неокомский, верхнеюрский и нижнесреднеюрский*, геология и нефтегазоносность которых подробно описана в

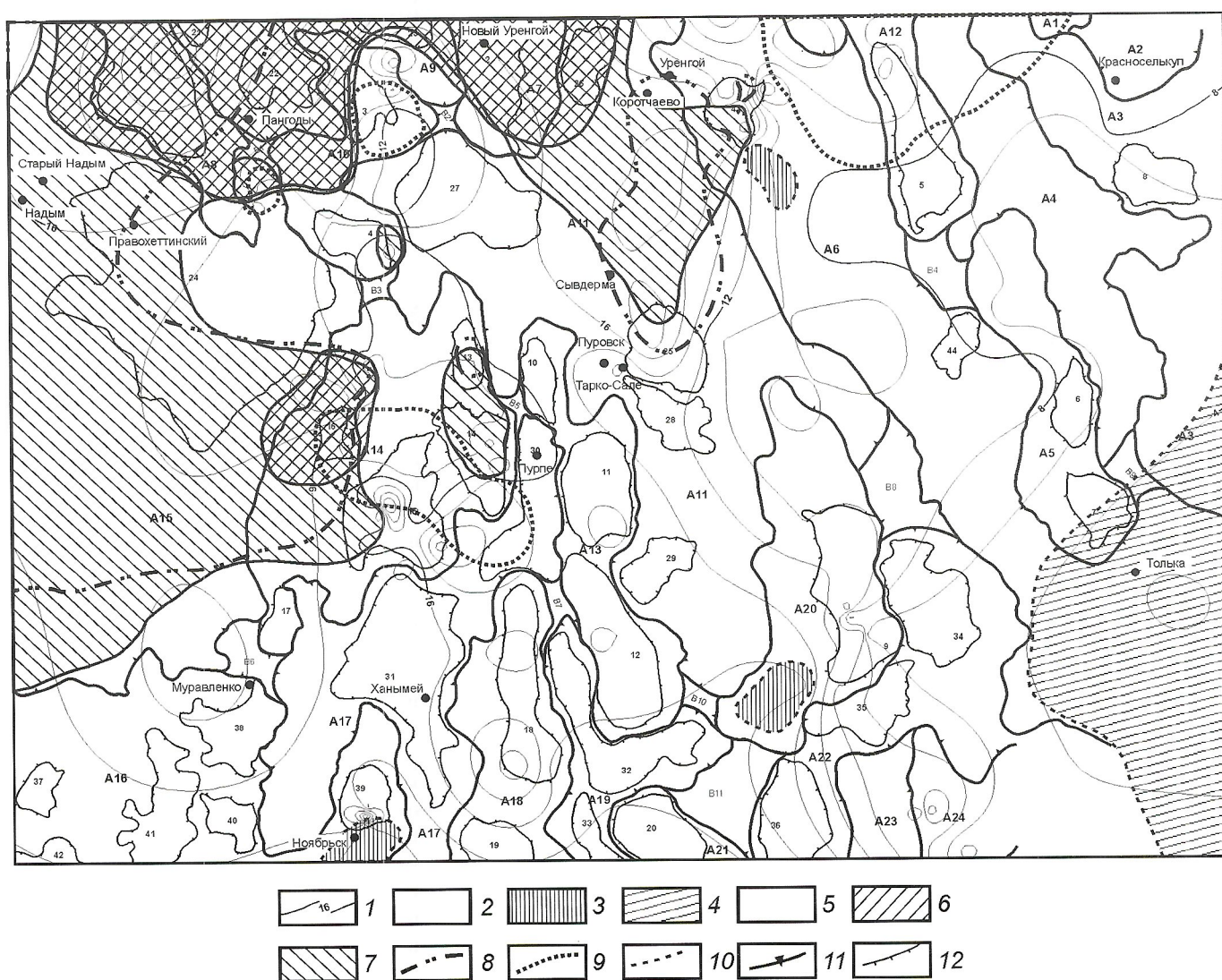


Рис. 1. Гидрогеохимическая карта апт-альб-сеноманского комплекса Надым-Тазовского междуречья:

1 — изоминеры подземных вод; состав подземных вод: 2 — хлоридный натриевый, 3 — хлоридный натриево-кальциевый, 4 — хлоридно-гидрокарбонатный натриевый; 5 — зоны с высокими экранирующими свойствами перекрывающих отложений; аномалии: по содержанию (в мг/л): 6 — I>16, 7 — Br>45, 8 — аммония>30, 9 — нафтеновых кислот>1; контуры: 10 — зон различного химического состава, пликативные структуры: 11 — I порядка, 12 — II порядка; цифры — структуры I и II порядка

1. Структуры Надым-Тазовского междуречья

Индексы, номера	Структуры
<i>Первого порядка</i>	
A1	Нижнетазовская мегавпадина
A2	Сидоровско-Сузунская моноклираль
A3	Красноселькупский выступ
A4	Среднетазовский мегапрогиб
A5	Толькинский мегавал
A6	Хадыряхинская моноклираль
A7	Нижнепурский мегавал
A8	Медвежий мегавал
A9	Нерутинская мегавпадина
A10	Танловский мегавал
A11	Среднепурский мегапрогиб
A12	Часельский мегавал
A13	Етыпуровский мегавал
A14	Северный свод
A15	Надымская мегавпадина
A16	Северо-Сургутская моноклираль
A17	Пякупурско-Ампутинский мегапрогиб
A18	Вынгапуровский мегавал
A19	Ярайнерско-Етыпуровский мегапрогиб
A20	Харампурский мегавал
A21	Тагринский мегавал
A22	Верхнеаганский мегапрогиб
A23	Верхнетолькинская моноклираль
A24	Верхнетолькинский мегавал
<i>Связи</i>	
B1	Пангодская седловина
B2	Южно-Седаяхская седловина
B3	Ямсовейская седловина
B4	Часельская седловина
B5	Западно-Таркосалинская седловина
B6	Южно-Муравленковская седловина
B7	Восточно-Вэнгяхинская седловина
B8	Восточно-Харампурская седловина
B9	Северо-Толькинская седловина
B10	Среднеетыпуровская седловина
B11	Ярайнерская седловина
<i>Второго порядка</i>	
1	Медвежий вал
2	Центрально-Уренгойский вал

3	Юбилейное к.п.
4	Ямсовейский вал
5	Южно-Русский вал
6	Северо-Толькинский вал
7	Толькинское к.п.
8	Красноселькупское к.п.
9	Харампурский вал
10	Западно-Таркосалинский вал
11	Ингуземское к.п.
12	Етыпуровский вал
13	Северо-Губкинский вал
14	Пурпейский вал
15	Пякупурское к.п.
16	Верхнетанловский вал
17	Муравленковское к.п.
18	Вэнгяхинский вал
19	Вынгапуровское к.п.
20	Ярайнерское к.п.
21	Верхнендынская котловина
22	Без названия котловина
23	Западно-Уренгойская котловина
24	Верхнетанловская котловина
25	Восточно-Таркосалинское к.п.
26	Западно-Коротчаевская котловина
27	Ягенеттинская котловина
28	Северо-Харампурская котловина
29	Южно-Харампурская котловина
30	Восточно-Пурпейский прогиб
31	Пякупурский прогиб
32	Етыпуровский прогиб
33	Ярайнерская котловина
34	Восточно-Харампурская котловина
35	Без названия прогиб
36	Верхнеаганский прогиб
37	Верхненадымское к.п.
38	Коллективное к.п.
39	Ноябрьское к.п.
40	Итурское к.п.
41	Соимлорский прогиб
42	Соимская котловина
43	Уренгойское к.п.
44	Без названия котловина

2. Химический состав подземных вод апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса Надым-Тазовского междуречья Ямало-Ненецкого Автономного округа

Структура	Значение	pH	Элементы, мг/л													M, г/л	rNa rCl	Cl Br	Число анали- зов			
			Ca	Mg	Na+K	NH ₄	Cl	HCO ₃	SO ₄	B	Br	I	F	SiO ₂								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19				
Структуры Надым-Тазовского междуречья																						
Верхнетолькинская монокли- наль	Верхнетолькинская монокли- наль	Нет дан- ных	810	55	10076	Нет данных	16666	549	0	Нет данных						Нет данных			28,2	0,93	Нет данных	1
	Мин.	7,2	28	5	1209	6,0	1631	134	12	0,4	7,5	0,5	0,5	16,0	3,3	0,59	145	14				
	Макс.	8,6	1940	97	7420	37,5	13120	830	25	11,3	35,0	6,0	3,3	30,0	21,8	1,14	280					
	Среднее	7,8	435	38	3482	17,0	5969	410	16	6,3	20,3	3,2	2,2	22,1	10,3	0,93	222					
Вынгауров- ский метавал	Мин.	Нет дан- ных	443	43	3548	Нет данных	6389	49	18	Нет данных						Нет данных			10,6	0,86	Нет данных	4
	Макс.		490	143	6149		10496	281	27	17,6			0,90									
	Среднее		466	114	5202		9008	149	22	14,9			0,89									
Етыпуровский метавал	Мин.	6,4	250	46	3932	5,0	6737	73	3	3,6	24,1	1,8	0,5	5,2	11,6	0,85	155	13				
	Макс.	7,5	714	254	7520	24,0	12411	1000	16	35,0	53,4	13,8	3,1	43,0	21,7	0,95	288					
	Среднее	7,0	421	100	5481	17,7	9207	463	9	15,0	40,0	7,3	1,4	19,9	15,7	0,91	236					
	Мин.	7,0	50	7	1362	0,2	2482	122	35	3,6	8,0	3,4	0,3	10,0	4,2	0,84	274	3				
Макс.	7,5	250	12	3088	3,5	4681	830			9,1		1,5	13,0	8,9	1,07	311						
Красноселькуп- ский выступ	Среднее	7,3	176	9	2059	1,9	3215	480			8,5		0,9	11,5	6,0	0,97	293					
	Мин.	7,2	7	28	4200	15,0	5957	195	33	5,4	10,5	9,3	0,6	6,0	11,7	0,88	195	21				
	Макс.	8,6	758	131	11015	52,5	17730	1647	91	12,7	80,8	39,4	6,0	37,0	29,7	1,09	279					
	Среднее	7,8	186	85	7209	36,6	11409	541	62	9,0	49,4	20,8	1,7	15,5	19,5	0,97	229					
Медвежий мета- вал	Мин.	7,1	293	44	4413	23,0	7447	342	0	10,1	31,2	6,0	0,9	12,5	12,7	0,91	192	3				
	Макс.	7,7	434	50	6488	30,0	10638	708		11,0	55,5	14,6	2,5		18,0	0,97	239					
	Среднее	7,3	365	47	5486	27,7	8972	480		10,5	43,0	10,3	1,6		15,4	0,94	213					
	Мин.	7,3	198	68	6398	22,5	10354	268	0	8,2	45,2	18,6	1,0	8,0	17,5	0,94	175	2				
Макс.	7,4	288	94	6554		10496	525		10,3	60,1	19,8		11,0	17,7	0,97	229						
Нижнепуров- ский метавал	Среднее	7,4	243	81	6476		10425	397		9,3	52,7	19,2		9,5	17,6	0,95	202					

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Северный свод	Мин.	6,8	44	12	2390	2,5	3688	73	1	3,1	14,9	2,6	0,4	6,0	6,5	0,83	141	74
	Макс.	8,8	710	360	9130	45,0	12943	2294	170	53,7	75,5	59,3	4,4	79,0	22,5	1,40	399	
	Среднее	7,8	283	94	6138	21,8	9612	687	18	14,5	39,9	12,0	1,6	18,7	16,6	0,98	231	
Северо-Сургутская моноклиналь	Мин.	5,8	200	20	1625	11,0	2837	61	4	2,8	9,9	3,4	0,7	30,0	4,9	0,77	190	13
	Макс.	7,8	1618	264	7958	45,0	13667	610	65	60,2	62,9	22,6			22,7	0,91	287	
	Среднее	6,9	851	126	6609	28,0	11668	269	25	25,0	41,5	13,9			19,5	0,87	235	
Среднепуровский мегапрогиб	Мин.	6,1	146	30	2130	10,0	3191	122	4	0,6	10,0	1,8	0,3	6,0	6,2	0,93	163	17
	Макс.	8,4	350	94	7251	60,0	11558	1299	41	13,1	48,7	14,9	3,1	38,0	19,6	1,09	321	
	Среднее	7,6	246	63	5475	25,8	8746	422	25	6,2	35,2	7,6	1,4	18,8	15,0	0,97	231	
Танловский мега- вал	Мин.	6,6	44	4	3111	2,1	4609	216	11	1,7	5,9	2,1	0,5	5,6	8,5	0,92	198	16
	Макс.	7,9	296	113	7219	24,0	11133	4882	57	39,4	49,5	18,6	2,8	66,0	19,6	1,39	933	
	Среднее	7,6	175	66	5292	11,9	5292	923	26	10,9	32,4	11,2	1,4	26,5	14,6	1,02	300	
Толькинский мега- вал	Мин.	6,8	44	6	1870	5,0	2908	60	4	4,0	5,4	0,8	1,8	6,0	5,2	0,74	206	8
	Макс.	8,4	456	21	3690	7,5	5532	366	58	5,5	17,9	6,8	2,9	15,0	9,6	1,03	704	
	Среднее	7,7	141	12	2485	6,5	4064	270	20	5,1	13,7	2,8	2,1	10,5	6,9	0,94	375	
Хадыр-яхинская моноклиналь	Мин.	6,6	6	2	554	4,0	312	37	2	0,4	3,8	1,7	0,5	4,0	1,8	0,64	172	68
	Макс.	8,4	2130	146	8445	80,0	13475	976	40	37,4	70,2	17,4	1,9	36,0	23,5	1,06	277	
	Среднее	7,5	328	72	5443	25,3	8930	416	12	12,0	41,5	10,5	1,0	10,5	14,9	0,94	225	
Харампурский ме- гавал	Мин.	5,7	14	2	1643	2,0	2269	24	1	1,0	5,4	0,5	0,2	5,0	4,7	0,71	145	76
	Макс.	9,1	2060	150	6923	33,0	12411	1684	64	24,6	51,2	11,4	6,8	75,0	20,5	1,23	425	
	Среднее	7,6	281	54	4237	15,6	6669	701	15,5	6,2	26,8	5,1	1,8	22,7	12,0	1,01	251	
Часельский мегавал	Мин.	6,0	40	7	338	0,4	1500	24	3	4,0	1,6	0,9	0,4	8,5	2,6	0,35	194	25
	Макс.	8,3	1030	91	11251	11,0	10423	1379	41	19,0	28,5	8,2	4,5	81	17,5	1,11	438	
	Среднее	7,3	205	44	2447	5,7	5592	496	18	8,3	15,5	4,7	1,9	28,1	9,9	0,92	258	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Другие структуры ЯНАО																		
Большехетская мегаплатина	Мин.	7,9	76	24	6240	11,3	9220	122	1	4,5	38,1	7,3	0,5	17,1	17,1	0,92	154	3
	Макс.	8,2	295	107	12866	15	19834	1391	247		70,4	13,5	1,5		33,3	1,04	242	
	Среднее	8,1	170	66	8520	13,1	13290	573	83		54,2	10,4	1,1		22,7	0,98	197	
Восточно-Байда- рацкий мегапро- гиб	Мин.	Нет дан- ных	20	6	3310	Нет дан- ных	4029	549	6	Нет данных					8,9	1,02	Нет дан- ных	6
	Макс.		72	33	4181		5177	2050	15						11,6	1,47		
	Среднее		47	16	3674		4678	1534	9						10,0	1,22		
Мессояхский ме- гавал	Мин.	7,7	16	5	1198	3,0	2553	3	1	5,0	6,5	2,6	1,0	5,0	6,0	0,47	207	29
	Макс.	8,7	116	78	7718	42,0	12411	4143	25	13,7	29,2	11,3	2,5	20,0	21,0	1,81	601	
	Среднее	8,1	157	45	4511	13,1	6772	886	10	10,0	16,7	6,9	1,7	14,5	12,5	1,08	286	
Напалковский ме- гавал	Мин.	Нет дан- ных	12	5	1138	Нет дан- ных	1383	82	35	Нет данных					4,2	0,71	Нет дан- ных	7
	Макс.		674	27	4763		8369	1635	76						14,4	1,67		
	Среднее		189	15	2656		3966	749	48						7,6	1,08		
Нурминский ме- гавал	Мин.	Нет дан- ных	10	4	1786	Нет дан- ных	1525	98	2	Нет данных					5,4	0,99	Нет дан- ных	14
	Макс.		120	22	4452		5674	2843	32						12,5	1,80		
	Среднее		54	13	2904		3700	1336	14						8,1	1,27		
Среднеямальский свод	Мин.	Нет дан- ных	34	13	2576	Нет дан- ных	3972	317	12	Нет данных					7,0	0,92	Нет дан- ных	6
	Макс.		756	38	7025		11709	1647	28						18,4	1,08		
	Среднее		169	23	5020		7814	777	20						13,7	1,00		
Тазовская моноок- линаль	Мин.	7,4	79	6	2730	8,4	4397	24	3	4,0	5,9	1,7	3,0	8,0	7,4	0,90	189	10
	Макс.		381	201	6860	18,0	15316	891	410	5,7	31,8	4,2		13,0	25,3	1,02	750	
	Среднее		237	79	5685	13,2	9633	294	109	4,8	18,8	2,9		10,5	16,5	0,95	469	
Среднее по комплексу		7,6	271	65	5034	20,6	7987	615	16	9,8	34,9	9,6	1,5	17,3	13,9	1,05	248	432

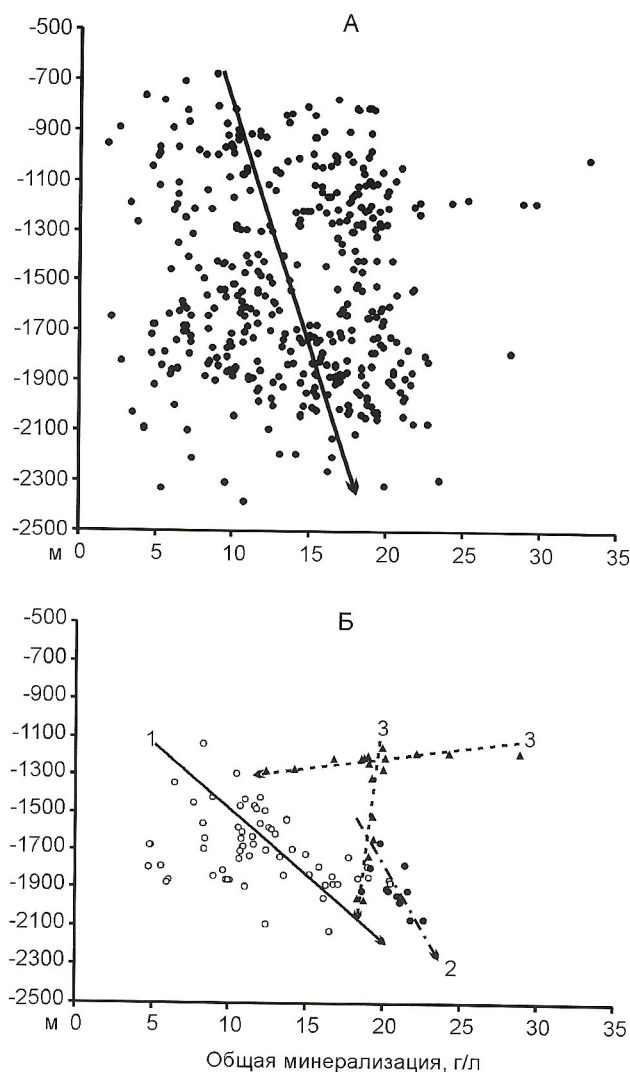


Рис. 2. Зависимость общей минерализации подземных вод апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса от глубины залегания водоносных горизонтов:

А — Надым-Тазовское междуречье; Б — Харампурский мегавал (1), Северо-Сургутская моноклинали (2) и Медвежий мегавал (3)

работах [2, 6, 7, 14], а подземные воды — [3, 7, 15, 17]. Интересующий нас апт-альб-сеноманский гидрогеологический комплекс выделен в объеме покурской серии (свиты) [2]. Согласно принятому фациальному районированию, Надым-Тазовское междуречье расположено в пределах Березово-Тюменского, Полуйско-Ямальского и Омско-Уренгойского фациальных районов [16]. Отложения покурской свиты сложены в верхней части уплотненными песками, серыми, зеленовато-серыми песчаниками, темно-серыми, серыми алевроитистыми глинами с прослоями ракушечников, гравелитов и конгломератов. Нижняя часть свиты представлена преимущественно серыми, темно-серыми песчаниками, чередующимися с темно-серыми глинами и алевролитами. К свите приурочены проницаемые пласты ПК_{1—23}, основная часть которых нефтегазонасна.

В отложениях комплекса развиты солоноватые и соленые воды общей минерализацией до 33,2 г/л преимущественно хлоридно-натриевого и хлоридно-гидрокарбонатного натриевого составов (по классификации С.А.Щукарева). Все воды содержат газы метанового состава с объем-

ным содержанием $\text{CH}_4 > 80\%$. Четко выражена региональная зональность в изменении газового состава вод, заключающаяся в увеличении содержания метана, гомологов метана, величин газонасыщенности в направлении с востока на запад от обрамления бассейна. Газонасыщенность подземных вод изменяется в широком интервале 0,3—3,0 л/л. Какой-либо закономерности ее изменения не отмечено, поскольку даже в пределах одного пласта она непостоянна и может изменяться в 2 раза и более. При этом следует отметить, что максимальные величины газонасыщенности выявлены на Харампурском (до 3 л/л), а минимальные на Удмуртском месторождении (0,3—1,5 л/л).

Из-за большой мощности отложений комплекса (более 1000 м) термобарические условия в его пределах изменяются значительно. Так, величина пластовых давлений составляет 4—23 МПа и контролируется глубиной залегания водоносных горизонтов. Интервал изменения пластовых температур находится в пределах 15—75°C.

Геохимия подземных вод. Анализ изменения минерализации подземных вод апт-альб-сеноманского комплекса устанавливает закономерное ее увеличение в зависимости от расстояния до обрамления Западно-Сибирской плиты и до его погружения. Наименьшую величину минерализации (2—8 г/л) имеют месторождения и разведочные площади в восточной части междуречья (см. рис. 1, табл. 2). Во внутренней зоне преимущественно распространены подземные воды, величина минерализации которых 14—26 г/л, при этом представляется возможным оконтурить господствующую по размерам зону изолиний 16 г/л.

Максимальные величины общей минерализации подземных вод (>20 г/л) отмечаются в пределах ряда продуктивных пластов структур Медвежьего мегавала (20,1—28,9 г/л), Северного свода (20,3—22,5 г/л), Северо-Сургутской моноклинали (20,4—22,7 г/л), Хадырьинской моноклинали (20,7—23,5 г/л) и Харампурского мегавала (20,5 г/л). Минимально установленная соленость вод отмечается на площадях восточной части Надым-Тазовского междуречья (см. рис. 1). В пределах апт-альб-сеноманского комплекса происходит выравнивание значений солености вод на уровне несколько ниже 20 г/л [19]. При этом по мере погружения водоносных горизонтов комплекса наблюдается устойчивый тренд увеличения общей минерализации подземных вод (рис. 2, А). Анализ распределения солености подземных вод с глубиной в разных геологических структурах выявил существенные различия (см. рис. 2, Б). Нормальный ее рост по мере погружения водоносных горизонтов в пределах Харампурского мегавала и Северо-Сургутской моноклинали (юг региона) и ее снижение (инверсионная зональность) в пределах структур Медвежьего мегавала (север региона) еще раз подтвердили сделанные нами выводы по всему нефтегазонасному разрезу в целом [19]. Каждая структура — уникальный геологический объект, что проявляется не только в особенностях ее строения, но и характерным только для нее гидрогеохимическим разрезом и вертикальной зональностью. В пределах Надым-Тазовского междуречья существуют два типа структур по характеру вертикальной гидрогеохимической зональности: 1) прямая в пределах меловых и верхнеюрских отложений, которая ниже переходит в инверсионную на юге региона; 2) инверсионная по всему нефтегазонасному разрезу на севере региона [19].

Для того чтобы выявить основные закономерности в изменении химического состава подземных вод вся совокуп-

ность данных была разделена по величине общей минерализации на 5 групп (г/л): <5; 5—10; 10—15; 15—20 и >20 (табл. 3).

Анализ данных табл. 3 выявил общие тенденции поведения (накопления) основных химических элементов (мак-

ро-, микрокомпонентов) в зависимости от величины общей минерализации подземных вод. В соответствии с общепринятыми законами гидрогеохимии основу солености вод по мере роста величины общей минерализации составляют ионы Na^+ и Cl^- и изменяются в нашем случае

3. Средний химический состав подземных вод апт-альб-сеноманского комплекса в зависимости от величины общей минерализации

Компоненты	Общая минерализация, г/л					Среднее из выборки
	<5	5—10	10—15	15—20	>20	
pH	<u>5,8—9,1</u> (7,8)	<u>5,7—8,9</u> (7,6)	<u>6,6—8,9</u> (7,7)	<u>5,3—8,8</u> (7,5)	<u>6,3—8,1</u> (7,3)	7,6
HCO_3^- , г/л	<u>0,02—1,63</u> (0,47)	<u>0,03—2,87</u> (0,68)	<u>0,05—4,14</u> (0,69)	<u>0,06—4,88</u> (0,55)	<u>0,03—2,25</u> (0,61)	0,62
Cl^- , г/л	<u>0,3—2,8</u> (2,0)	<u>0,7—5,8</u> (4,0)	<u>2,7—8,9</u> (6,9)	<u>6,5—12,2</u> (10,2)	<u>10,5—19,8</u> (13,0)	8,0
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$, г/л	<u>0,3—1,8</u> (1,4)	<u>1,2—3,8</u> (2,7)	<u>2,9—5,5</u> (4,4)	<u>4,3—9,1</u> (6,4)	<u>6,4—12,9</u> (7,9)	5,0
SO_4^{2-} , мг/л	<u>12—49</u> (27)	<u>2—76</u> (21)	<u>1—57</u> (15)	<u>1—91</u> (15)	<u>3—18</u> (8)	16
Ca^{2+} , мг/л	<u>6—484</u> (113)	<u>10—1168</u> (139)	<u>14—1940</u> (213)	<u>32—2130</u> (328)	<u>73—2060</u> (567)	271
Mg^{2+} , мг/л	<u>2—21</u> (11)	<u>2—91</u> (23)	<u>5—140</u> (52)	<u>6—360</u> (88)	<u>21—264</u> (113)	65
Br^- , мг/л	<u>1,6—16,1</u> (8,5)	<u>1,6—33,0</u> (15,9)	<u>10,5—45,8</u> (29,4)	<u>24,5—75,5</u> (45,2)	<u>43,2—80,8</u> (56,9)	34,9
Γ , мг/л	<u>0,5—3,4</u> (1,8)	<u>0,8—8,9</u> (4,2)	<u>1,7—39,4</u> (7,0)	<u>1,7—59,3</u> (12,7)	<u>9,0—32,2</u> (17,7)	9,6
NH_4^+ , мг/л	<u>0,2—15,0</u> (6,0)	<u>2,1—21,0</u> (9,5)	<u>5,0—42,0</u> (17,5)	<u>6,0—80,0</u> (26,6)	<u>11,0—52,5</u> (29,8)	20,6
SiO_2 , мг/л	<u>7,0—30,0</u> (17,8)	<u>5,0—75,0</u> (17,8)	<u>4,0—50,5</u> (16,8)	<u>4,0—65,0</u> (16,5)	<u>6,0—79,0</u> (19,6)	17,3
B^+ , мг/л	<u>1,3—5,7</u> (3,2)	<u>0,4—13,7</u> (4,6)	<u>1,7—37,7</u> (9,5)	<u>0,5—60,2</u> (15,5)	<u>2,9—90,6</u> (32,2)	9,8
F^- , мг/л	<u>0,3—2,9</u> (1,4)	<u>0,4—4,5</u> (1,5)	<u>0,2—6,0</u> (1,7)	<u>0,3—6,8</u> (1,4)	<u>0,6—3,4</u> (1,5)	1,5
$\frac{r\text{Na}}{(r\text{Ca}+r\text{Mg})}$	<u>1—221</u> (60)	<u>2—312</u> (56)	<u>3—132</u> (38)	<u>4—157</u> (30)	<u>5—86</u> (29)	39
$\text{SO}_4 \cdot 100/\text{Cl}$	<u>0,51—3,18</u> (1,4)	<u>0,03—2,10</u> (0,52)	<u>0,01—0,89</u> (0,23)	<u>0,01—0,87</u> (0,15)	<u>0,02—0,12</u> (0,06)	0,36
$\text{HCO}_3 \cdot 100/\text{Cl}$	<u>2—261</u> (39)	<u>1—385</u> (23)	<u>1—155</u> (12)	<u>1—75</u> (6)	<u>1—21</u> (5)	12
$r\text{Na}/r\text{Cl}$	<u>0,35—2,74</u> (1,12)	<u>0,47—3,24</u> (1,08)	<u>0,59—2,52</u> (1,02)	<u>0,63—1,41</u> (0,96)	<u>0,77—1,09</u> (0,94)	1,05
Cl/Br	<u>145—925</u> (320)	<u>152—933</u> (296)	<u>155—777</u> (241)	<u>141—399</u> (231)	<u>189—262</u> (229)	248
Число анализов	16	90	118	170	38	432

Примечание. В числителе — предельные значения, в знаменателе — среднее арифметическое.

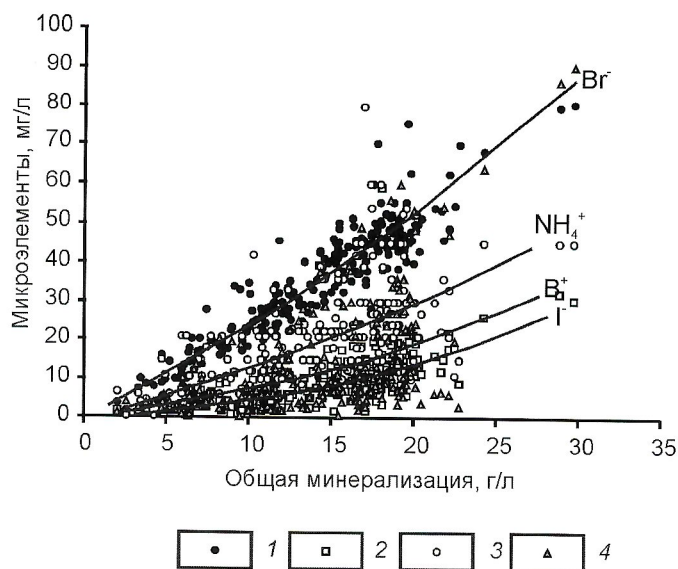


Рис. 3. Зависимость содержаний Br, I, NH₄ и B от общей минерализации подземных вод апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса Надым-Тазовского междуречья

(средние значения) от 1,4 до 7,9 и от 2 до 13 г/л соответственно. Наблюдается также значительный рост ионов Ca²⁺ и Mg²⁺, HCO₃⁻ ведет себя довольно интересно. Его максимальные точечные содержания приурочены к интервалам солёности вод 10—15 и 15—20 г/л и составляют до 4,14—4,88 г/л. При этом, средние содержания HCO₃⁻ изменяются по всей совокупности вод незначительно, составляя от 0,47 до 0,69 г/л. Анализ данных не выявил устойчивых взаимосвязей его содержаний с общей минерализацией подземных вод, что подтверждается тем, что к отложениям комплекса приурочены гигантские газовые и газоконденсатные залежи и, как следствие, особое значение приобретает конденсатогенный тип вод. Однако следует отметить, что на настоящем этапе развития нефтегазоносной системы преобладают процессы смешения разных генетических типов подземных вод и выявление в осадочном чехле вод конденсатогенного генезиса в чистом виде представляется весьма затруднительным. Содержания HCO₃⁻ снижаются по мере роста солёности подземных вод, что свидетельствует о прохождении подземными водами этапа десульфатизации (восстановления серы). Традиционные микрокомпоненты (Br, I, B и NH₄) ведут себя закономерно. Наблюдается их концентрирование в водах по мере роста величины общей минерализации (рис. 3). Кремнезём и фтор ведут себя неоднозначно, переменено то увеличивая, то уменьшая свои концентрации.

Проведенный детальный анализ состава подземных вод позволил выделить два основных геохимических типа вод: хлоридный натриевый и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый. В регионе доминируют подземные воды хлоридного натриевого состава (см. рис. 1). Причем, в хлоридно-натриевом типе вод выделена дополнительно одна разновидность с повышенным эквивалентным содержанием ионов Ca²⁺ (более 10%), которые развиты на юге Харампурского мегавала, центральной части Хадырьяхинской моноклинали и на северо-восточном борту Северо-Сургутской моноклинали. В восточных районах, как и следовало ожидать, проявляются воды хлоридно-гидрокарбонатного натриевого типа (см. рис. 1).

Изучение состава подземных вод комплекса позволило выявить их основные генетические типы и закономерности в изменении величин генетических коэффициентов по мере роста общей минерализации подземных вод. С увеличением солёности вод все генетические коэффициенты уменьшаются (см. табл. 3).

В целом анализ генетических коэффициентов ($rNa/(rCa+rMg)$, $SO_4 \cdot 100/Cl$, $HCO_3 \cdot 100/Cl$, rNa/rCl , Cl/Br) установил наличие в пределах апт-альб-сеноманского водоносного комплекса преимущественно древних инфильтрационных вод, смешанных в разной степени с седиментационными (средняя величина $rNa/rCl=1,05$, $Cl/Br=248$, см. табл. 2, 3), что полностью согласуется с континентальными и прибрежно-морскими условиями осадконакопления, существовавшими в верхнемеловое время [16]. Таким образом, в верхнемеловых отложениях Надым-Тазовского междуречья развиты два основных геохимического типа вод, которые отражают их разный генезис. В центральной части междуречья доминируют в смеси преимущественно седиментогенные воды, а в восточных районах — инфильтрационные. Кроме отмеченных генетических типов вод, на локальных участках, около водонефтяных и газоводяных контактов имеют место и воды конденсационного генезиса, образование которых шло одновременно с формированием углеводородных залежей [9, 15]. Основные различия выделенных генетических типов вод приведены в работе [15].

Наиболее сильно различаются седиментогенные и конденсационные воды. Исключительно низкая общая минерализация конденсационных вод (1,6—7,5 г/л) резко выделяет их на фоне остальных, но они широко развиты только в районах локализации крупных месторождений газа; седиментогенные воды отличаются высокой минерализацией и пониженным значением Cl/Br -коэффициента. Древние инфильтрационные воды на фоне остальных выделяются не только относительно невысокой минерализацией, но и более высокими величинами генетических коэффициентов.

В заключение изложенных материалов необходимо сделать выводы:

1. В нефтегазоносных отложениях апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса Надым-Тазовского междуречья развиты солоноватые и солёные воды общей минерализацией до 33,2 г/л преимущественно хлоридно-натриевого и хлоридно-гидрокарбонатного натриевого составов. Наиболее солёные разности наблюдаются в центральных районах междуречья, а наименее солёные приурочены к площадям и месторождениям восточной части региона.

2. Вертикальная гидрогеохимическая зональность в пределах комплекса носит нормальный характер, который на ряде структур северных районов Надым-Тазовского междуречья приобретает инверсионный облик. В верхнемеловых отложениях гидрогеохимическая инверсия ассоциируется с влиянием гигантских залежей месторождений Уренгойское, Медвежье, Ямсовейское, Южно-Русское и другие (усиление роли конденсационных вод).

3. Подземные воды отложений комплекса подразделяются на три основных типа: 1) седиментогенные; 2) инфильтрационные и 3) конденсационные, развитые близ водонефтяных и газоводяных контактов. Каждый из этих типов в той или иной мере изменен в результате взаимодействия с горными породами, газами и органическим веществом, а также степенью смешения с другими генетическими типами вод.

Автор искренне благодарен профессору С.Л.Шварцеву за интересное обсуждение и советы, данные при выполнении данной работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Мин-промнауки РФ (проект НШ-1566.2003.05), РФФИ (проект № 03-05-65417), Фонда содействия отечественной науке, ОИГГМ СО РАН (проект ВМТК «Равновесие» № 1778) и гранта Лаврентьевского конкурса молодежных проектов СО РАН (проект ВМТК «Неоком»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев С.Ю., Деев Е.В., Еришов С.С. и др. Структура юрского комплекса севера Широтного Приобья (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 9. С. 1354—1361.
2. Геология и полезные ископаемые России / Под ред. А.Э.Конторовича, В.С.Суркова. Т. 2. Западная Сибирь. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
3. Гидрогеология СССР. Т. XVI. Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, Новосибирская и Томская области). — М.: Недра, 1970.
4. Деев Е.В., Зиновьев С.В. Морфотектоника кровли нижнего структурного яруса чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Тазовском междуречье // Геология нефти и газа. 1999. № 7—8. С. 2—9.
5. Жузе Н.Г., Кругликов Н.М. Тяжелые нефти Российской Федерации: геология, запасы, их качество // Геология нефти и газа. 1998. № 3. С. 2—7.
6. Каиштанов В.А., Левинзон И.Л., Никулин Б.В., Филиппов Ю.Ф. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности домезозойских образований Пур-Тазовского междуречья (Тюменская область) // Геология и геофизика. 1993. № 8. С. 38—45.
7. Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. Геология нефти и газа Западной Сибири. — М.: Недра, 1975.
8. Конторович А.Э., Нестеров И.И., Лившиц В.Р. и др. Ресурсы газа и нефти Ямало-Ненецкого автономного округа и стратегия их освоения // Геология нефти и газа. 1998. № 9. С. 2—9.
9. Кругликов Н.М., Нелюбин В.В., Яковлев О.Н. Особенности формирования химического состава подземных вод Западно-Сибирского мегабассейна // Формирование подземных вод как основа гидрогеологических прогнозов. — М.: Наука, 1982. С. 299—301.
10. Кругликов Н.М., Нелюбин В.В., Яковлев О.Н. Гидрогеология Западно-Сибирского нефтегазового бассейна и особенности формирования залежей углеводородов. — Л.: Недра, 1985.
11. Матусевич В.М. Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазового бассейна. — М.: Недра, 1976.
12. Матусевич В.М., Бакуев О.В. Геодинамика водонапорных систем Западно-Сибирского нефтегазового мегабассейна // Советская геология. 1986. № 2. С. 117—122.
13. Матусевич В.М., Ушатинский И.Н. Особенности состава и формирования геофлюидальных систем Западно-Сибирского нефтегазового мегабассейна // Изв. вузов. Нефть и газ. 1998. № 4. С. 28—35.
14. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / Под ред. В.С.Суркова. — М.: Недра, 1986.
15. Новиков Д.А. Геохимия подземных вод нефтегазовых отложений Надым-Тазовского междуречья: Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук. — Томск, 2002.
16. Решения V Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. — Тюмень, 1991.
17. Розин А.А. Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование. — Новосибирск: Наука, 1977.
18. Шварцев С.Л. Общая гидрогеология. — М.: Недра, 1996.
19. Шварцев С.Л., Новиков Д.А. Природа вертикальной гидрогеохимической зональности нефтегазовых отложений (на примере Надым-Тазовского междуречья, Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2004. № 7.

Дискуссии

УДК 553.411: 550.85

© В.Б.Голенев, 2005

О погрешностях опробования месторождения золота Федоровское-1

В.Б.Голенев (ФГУП ЦНИГРИ)

В журнале «Отечественная геология» (№ 6, 2004 г.) была опубликована статья В.О.Коньшева «Опыт оценки погрешностей опробования и совершенствования методологии разведки месторождения с бонанцевым распределением золота». В ней уважаемый автор рассматривает ряд положений по проблемам разведки месторождений с крупным металлом на примере месторождения Федоровское-1. При детальном анализе материалов, приведенных в статье, следует обратить внимание на тот факт, что в процессе изучения месторождения было допущено одно, но очень важное именно для объектов с крупным металлом отступление от общеизвестных канонов методики проведения геологоразведочных работ. Поскольку позиция автора полностью игнорирует это отступление и поэтому может оказать негативное влияние на вовлечение в промышленное освоение рудных месторождений с крупным золотом, остановимся на данной принципиальной проблеме.

Всеми руководствами по методике разведки, существующими в настоящее время, регламентируется, что при наличии в рудах крупного золота обработка рядовых проб должна производиться с предварительным извлечением крупного металла [1, 3, 4, 5]. Особенно это актуально для рассматриваемого объекта, уникального по размерам и форме выделения металла. Однако фактор крупности золота полностью проигнорирован при проведении опробования на этом объекте. Рядовые пробы на месторождении Федоровское-1 обрабатывались по следующей методике: «Рядовые пробы измельчались до –1 мм и затем сокращались до 1 кг в соответствии с формулой Ричардса-Чечетта при $k=1$. Эта навеска без сокращения истиралась в стержневой мельнице до –0,074 мм. После перемешивания ложечкой вычерпывались 2 навески массой по 50 г для пробирных анализов. Если массы выплавленных корточек золота отличались более чем на 20%, то пары анализов повторялись до получения результа-

тов, отвечающих требованиям стандартной методики сертифицированной лаборатории ОАО «Артемовская золоторудная компания» [2, с. 25].

Следствием такой обработки проб явился большой разброс содержания золота по основным и контрольным анализам, данные которых приведены автором статьи в табл. 2. Вариации содержания полезного компонента по этим анализам подтверждают опять же общеизвестный факт, что крупное золото в процессе обработки по методике, примененной на месторождении, в силу своих специфических физико-механических свойств не измельчается при истирании и не распределяется при перемешивании в материале пробы с той степенью равномерности как это необходимо для достоверного определения его содержания при пробирном анализе, что создает предпосылки для систематического занижения содержания золота в рудах. На объектах даже с несколько менее крупным металлом, чем на месторождении Федоровское-1 (например, Каральвеевское месторождение), данная проблема решается применением методики обработки проб с предварительным извлечением золота, разработанной ЦНИГРИ [5]. При этом методика тем эффективней, чем больше крупность и выше доля крупного металла в рудах.

Использование этой методики дает положительные результаты и на месторождении Федоровское-1 — идеальном объекте для ее применения. По 26 рядовым бороздовым пробам 3400—3413, 3418—3429 среднее содержание золота составило, по данным автора статьи, 0,97 г/т. Схема отбора таких проб показана на рис. 2 [2]. После измельчения каждой из этих проб до –1 мм и отбора, опять же, для каждой отдельной пробы навески массой 1 кг с последующим истиранием и пробирным анализом, оставшийся материал общей массой 136,3 кг был обработан по методике с предварительным извлечением золота. Из материалов, приведенных в статье, можно сделать вывод, что после изменения методики обработки проб содержание золота в материале, полученном с помощью рядовых бороздовых проб стандартного сечения (10×5 см), повысилось в 9,6 раза и составило 9,3 г/т (вместо 0,97 г/т по традиционной методике обработки). Аналогичная ситуация наблюдается и для других результатов опробования, приводимых в статье. Как только материал, оставшийся после обработки проб по обычной методике, обрабатывается с предварительным извлечением крупного золота, содержание металла повышается в несколько раз, т.е. золото присутствует в материале рядовой пробы, но из-за неправильно принятой технологии ее обработки не попадает в необходимом количестве в конечную навеску для пробирного анализа.

Однако из данного факта в статье делается совершенно необоснованный вывод: повышение содержаний связано не с применением принципиально иной технологии подготовки проб к пробирному анализу, а с тем, что материал нескольких рядовых проб объединяется перед предварительным извлечением крупного золота. Весь опыт геологоразведочных работ на месторождениях золота показывает, что механическое объединение материала рядовых проб не может привести к повышению содержания полезного компонента. И этого не произошло бы и на месторождении Федоровское-1, если бы недропользователь не изменил методику обработки проб.

Последующие далеко идущие выводы автора по совершенствованию «методологии разведки» базируются на сопоставлении рядовых проб, содержания золота в которых заведомо занижены из-за неправильно выбранной методики обработки, не учитывающей фактические размеры металла в рудах, и крупнообъемных, содержания в которых определены уже по совсем другой методике обработки с применением предварительного извлечения золота. В том случае, если бы геологическая служба предприятия, занимающегося освоением месторождения Федоровское-1, вовремя перешла на методику обработки рядовых проб, учитывающую крупность золота в рудах, то и проблемы оценки месторождения, также как и «методологии разведки» получили бы совершенно иное звучание.

Таким образом, при изучении месторождения с крупным золотом в первую очередь должен быть решен вопрос о правильном определении содержания полезного компонента в рядовой пробе, а затем на достоверном материале рядового опробования следует рассматривать проблемы объема рядовой пробы и плотности сетки, не менее важные для объектов с крайне неравномерным распределением металла.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов В.Н., Кувишинов В.П., Батрак В.И. и др. Методика разведки золоторудных месторождений. — М., 1986, 1991.
2. Коньшиев В.О. Опыт оценки погрешностей опробования и совершенствование методологии разведки месторождения с бонанцевым распределением золота // Отечественная геология. 2004. № 6. С. 22—35.
3. Кувишинов В.П., Бакулин Ю.А., Иванов В.Н. и др. Опробование руд коренных месторождений золота. — М., 1992.
4. Методическое руководство по применению классификации запасов к золоторудным месторождениям. — М., 1999.
5. Савосин М.Н., Саклаков В.А. Методические рекомендации по обработке геологических проб золоторудных месторождений. — М., 1981.

О граничных условиях определения золота методом предварительного извлечения

В.О.КОНЫШЕВ (ФГУП ЦНИГРИ)

В период трехлетнего руководства активными геологоразведочными работами на месторождении Федоровское-1, где встречаются крупные выделения золота в рудах, автором опробованы все известные методы определения золота в пробах и оценены погрешности каждого из них. Чтобы не утомлять читателя повторением опубликованных расчетов и дать ответ В.Б.Голеневу, который в своей статье, помещенной в данном номере журнала, отмечает наше непочтение к методу предварительного извлечения золота из проб, приведу цитату из моей работы: «Предварительным гравитационным обогащением рядовых проб по методике ЦНИГРИ [2], модифицированной А.И.Романчуком с применением центробежного концентратора «Бегущая волна», можно было бы поднять вероятность полного определения содержания до 38,7%. Такая методика успешно применялась при разведке золоторудного месторождения Каральвеем на Чукотке. Данная методика позволила успешно подсчитать запасы с учетом частиц золота до 3 мм, однородных для масс проб 9 кг. Материал рядовых проб хранится на месторождении Федоровское-1, но имеет ли смысл их предварительное обогащение, если погрешность на непредставительных массах проб оценивается $(1-K_{ДО})100\%=61,3\%$ и достаточна для идентификации запасов лишь до категории C_2 . Этому условию удовлетворяют и данные рядовых пробирных анализов, погрешность которых оценивается в 84,5%» [3, с. 29].

Авторы методики предварительного извлечения золота из проб [2], о которой упоминает В.Б.Голенев, как раз и рассчитывали, применяя ее, поднять содержания на 20—30% для руд с граничными экономическими показателями, чтобы сгладить разноречивость пробирных анализов. Это все, что можно извлечь из стандартных проб ограниченной массы, куда теоретически не может попасть 61,3% Au месторождения Федоровское-1. Каким же образом проявило себя теоретически неучтенное золото (61,3%) месторождения Каральвеем, о «правильном» определении которого говорит наш оппонент. При оцененных содержаниях в товарной руде 12 г/т и высоком коэффициенте извлечения золота оказалось в хвостах Каральвеевской фабрики в количестве 4—7 г/т.

Наряду с отмеченным невысоким повышением достоверности определения содержаний золота, пропагандируемый В.Б.Голеневым «правильный» способ определения золота неприемлем для рядового опробования и по другим причинам. Затраты на 1 рядовую пробу с производством пробирного анализа эквивалентны стоимости 1 г химически чистого золота. При предварительном извлечении золота пробирные анализы выполняются по всем продуктам гравитационного обогащения (исходной пробе, промпродуктам, концентратам, хвостам, магнитным фракциям). Из концентратов, кроме того, вручную отбирается и взвешивается золото. Затраты на обработку такой пробы эквивалентны 5 г химически чистого золота. На обработку пробы с предварительным обогащением уходит времени в 10 раз больше чем рядовой пробы. При резком увеличении затрат и времени не достигается требуемая достоверность определения содержаний.

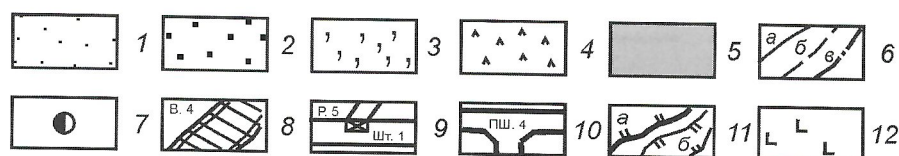
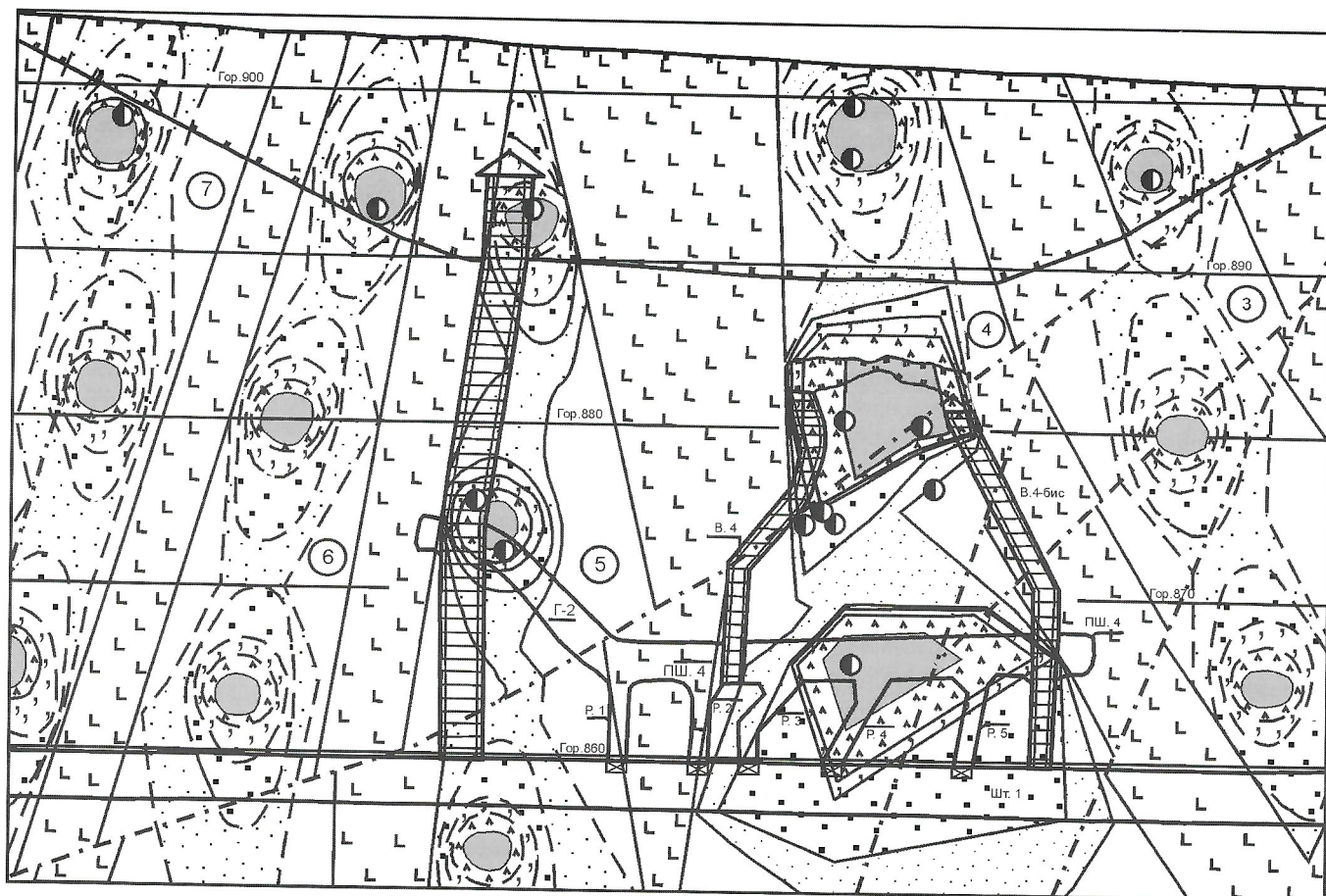
За годы активной разведки на месторождении Федоровское-1 было отобрано и проанализировано около 5000 рядовых бороздовых и керновых проб. Затраты на указанные работы составили 5 кг золота. Инвестор не согласился увеличить затраты на предварительное обогащение дубликатов проб до 25 кг золота и растянуть сроки разведки в 2—4 раза при невысоком повышении достоверности определения содержаний по пробам стандартного сечения. Интересно, вложил бы свои деньги оппонент в рекомендованное им «правильное» мероприятие?

Если бы это случилось, то большая часть усилий оппонента оказалась бы тщетной, а траты денежных средств на прасными из-за незначительной доли проб с золотом на месторождении Федоровское-1. Из контура карьера (см. рисунок) отрабатывались 5 разграниченных дайками блоков рудного тела Карьерное (жила Стержневая). Объем добытой руды составил 274,2 м³, а ее масса — 748 т. Из руды извлечено 34 т образцов с видимым золотом, давших при гравитационном обогащении и аффинаже 50 кг химически чистого металла. Расчетное среднее содержание золота в бонанцах оценено в 1850 г/т с учетом содержания в 380 г/т в неотвалных хвостах обогащения, измельченных лишь до класса –3 мм. Хвосты ручной рудоразборки (95,5% массы руды) по десяткам анализов показали содержание 0,5 г/т. Бонанцы, составляющие всего 4,5% массы руды, содержали 99,4% запасов золота. Тем не менее, среднее содержание документально учтенного золота во всей массе добытой руды в 748 т составило 84,6 г/т.

Несмотря на такое богатство руд, только каждое 22 разведочное пересечение может встретить обогащенный золотом интервал, а остальные преимущественно пересекут убогие руды. Другими словами, из 5000 предварительно обогащенных проб оппонент смог бы обнаружить зерна золота с большим трудом лишь по 227 пробам и то с вероятностью в 38,7%, в том случае, если бы инвестор еще продолжал финансировать черепаший темпы неоднозначной разведки.

Подобный расчет дает шанс оппоненту пойти с автором на первый компромисс: отойти от жесткой линии проведения «правильного» опробования всего месторождения и согласиться выполнять предварительное обогащение проб только в местах с видимым золотом. Указанная операция широко практиковалась при детальной и эксплуатационной разведке месторождения Советское и др. Остается только напомнить оппоненту, что гнезда, полосы и особенно бонанцы с видимым золотом обязательно демонстрируются экскурсантам, экспертам и проверяющим, у которых складывается впечатление об исключительном богатстве всего месторождения, а не охраняемого и отрабатываемого в особых условиях единственного или нескольких забоев.

На месторождении Федоровское-1 бонанцы и гнезда в кварцевой жиле мощностью 1 м представляли собой полосы руды мощностью от нескольких до 15 см, с включениями прожилков, линзочек и вкрапленников золота. Обогащенные полосы руды составляли от долей до 20% мощности рудного тела и располагались закономерно в вися-



$A = 65^\circ$

4 0 4 м

Расположение бананцев золота в плоскости рудного тела Карьерного месторождения Федоровское-1:

положительные элементы неоднородностей (ПЭН) в рудных блоках при граничных значениях содержаний золота (в г/т): 1 — 4; 2 — 16; 3 — 64; 4 — 256; 5 — свыше 1000; 6 — геологические границы: а — установленные в горных выработках; б — предполагаемые; в — тектонические; 7 — точки с видимым золотом; 8—10 — подземные горные выработки: 8 — восстающие вентиляционные (В.1), блоковые (В.4 и В.4-бис); 9 — рудный штрек 1 с рудоспусками; 10 — подэтажный штрек 4 (ПШ.4) с рудоспусками (Р.1) и гезенг 2 (Г.2); 11 — отработанные пространства: а — в контуре карьера; б — над замагазинированной рудой в рудном блоке 4С₁; 12 — дайки диабазов, разграничивающие блоки рудного тела; цифры в кружках — номера рудных блоков

чем, лежащем боках или в центральной его части. Соответственно, высокие содержания бананцев, при опробовании сплошной бороздой поперек рудного тела, разбавлялись менее золотосодержащими рудами в 5—25 раз и более до содержаний 64—256 г/т. Положение отработанных, разведанных и предполагаемых бананцев, их размеры при различных уровнях концентраций приведены на рисунке.

Хотелось бы напомнить В.Б.Голеневу, что видимое золото обнаруживается с невероятным трудом в первичных рудах, и то только на стадии детальной и эксплуатационной разведки блоков при густоте разведочной сети первые метры. В красновато-оранжевых рудах зоны окисления визуальная идентификация бананцев затруднена или даже невозможна. В том и другом случаях разведка и оконтуривание бананцев нерациональны по горно-техническим и экономическим соображениям. По существующим инструкциям выявленные бананцы не опробуются, как это

предполагается оппонентом, а в качестве «Подъемного золота» без разведки отрабатываются в особых условиях. Значит и здесь рекомендуемый В.Б.Голеневым метод предварительного извлечения металла неработоспособен. Надо признаться, что на первых порах геологоразведочных работ и автор разрешил обработать 300 рядовых проб по методике предварительного обогащения, но вскоре, по указанным причинам, убедился в безнадёжности этого предприятия для непредставительных по массе рядовых проб.

Производственная практика и научная интуиция позволили автору для оценки достоверности опробования стандартными пробами на первом этапе «не городить огород», как предлагает оппонент, а произвести по известному приему небольшой комплекс технологического картирования представительными по массе пробами. Для этого, в опытно-промышленном блоке 4 (см. рисунок), параллельно с

отбором 82 рядовых проб по сети 2,2×2,2 м, были отобраны 13 технологических проб. Ячейка сети технологического опробования определена в 5,7×5,7 м в соответствии с величиной положительных элементов неоднородностей, отвечающих бонанцам. Технологические пробы в лаборатории ОАО «КЕМО» были переработаны по соответствующим схемам обогащения с извлечением содержащегося в них золота и достоверным определением металла в продуктах обогащения. Такие небольшие заверочные работы позволили установить экспериментальные поправочные коэффициенты к данным рядового опробования и сопровождались попутной добычей 2,250 кг золота. При этом заверялся не метод определения золота в пробах, как думал В.Б.Голенев. Близкие к истинным содержания золота в представительных по массе технологических пробах служили ориентиром для корректировки содержаний металла по стандартному опробованию.

Средневзвешенное содержание в геологических границах блока 4С₁, включая пробы с низкими и ураганными значениями, составило по рядовому опробованию 17,4 г/т. Запасы блока определены в 18,3 кг золота. Параметры этого же опытно-промышленного блока месторождения по представительному и достоверному технологическому опробованию оказались следующими: средневзвешенное содержание 97,0 г/т; запасы 94,2 кг золота, что в 5,1 раза выше, чем по рядовому опробованию. Пересчитанные параметры разведанного блока близки к таковым (84,6 г/т) в отработанных карьером частях месторождения.

Проведенные заверочные работы на других участках месторождения, в т.ч. полупромышленными технологическими пробами, показали занижение содержаний не представительным опробованием в 2,8—26,9 раза. Это доказывает правомочность применения минимального поправочного коэффициента 2,8 к подсчитанным по рядовым пробам запасам и оцененным прогнозным ресурсам с соответствующим понижением категории запасов и переводом большей части из них в прогнозные ресурсы (кроме 94 кг золота блока 4С₁, где плотность крупнообъемного опробования сопоставима с размерами концентрационных неоднородностей). При этом прогнозные ресурсы категории Р₁ только в центральной части месторождения по окисленным рудам до глубины 24,4 м составят не 6,5 т, подсчитанных ранее без повышающего коэффициента, а 18,2 т золота при среднем содержании 10,4 г/т. В первичных рудах до глубины 200 м по тем же причинам количество золота оценивается не в 52,6, а в 147 т.

Приведенные примеры показывают, что главная область применения метода предварительного извлечения золота — определение содержаний при технологическом картировании и заверочных работах, а не при рядовом опробовании. По нашим расчетам и экспериментальным исследованиям [3], в условиях месторождения Федоровское-1 величины расхождения содержаний золота, определенные различными методами и видами анализов, имеют низкие значения, несопоставимые с ошибками, обусловленными непредставительными массами проб по разведочным пересечениям.

По мнению оппонента, разведка может осуществляться отбором большого числа проб небольшой массы по сравнительно густой сети для статистически надежного определения среднего содержания золота. На каждом конкретном месторождении сечение проб определяется опытным путем. Обычно сопоставляются результаты оценок сред-

него содержания золота по пробам массой около 9 кг стандартного сечения 5×10 см² и длиной 1 м, с таковыми по смежным пробам половинного, удвоенного, учетверенного и еще большего (задиркового) сечения. Кстати, много лет назад оппонент таким образом обосновал статистическую правомочность опробования половинными сечениями рудного тела на месторождении Школьное. При несопоставимости результатов оценки по статистическим критериям выбираются пробы большей массы и сечения.

Все было бы хорошо, если бы каждая проба не характеризовала только тот объем недр, который попал в данную пробу. Поэтому содержания металла в смежных пробах зависят чаще всего от неравномерного распределения выделений золота в виде вкрапленников, прожилков, обогащенных полос, гнезд, бонанцев, лент, рудных столбов и других разноранговых скоплений в рудных телах. На месторождении Федоровское-1 на фоне широких вариаций установлено и максимальное расхождение содержаний (0,1 и 129,9 г/т) по 2 смежным пробам стандартного сечения. Ни одна из этих проб, естественно, не может характеризовать среднее содержание по разведочному пересечению, участвующему в подсчете запасов, и не может считаться представительной.

В.Б.Голенев приводит длинную цитату по схеме обработки рядовых проб, знакомой всякому геологу, как производственнику, так и аналитику. Какую крамолу он в ней мог увидеть, если теоретически в 1-кг отквартованную навеску должна была попасть и соответствующая часть расплющенного при дроблении до класса –1 мм крупного золота. Оппонент глубоко заблуждается, что золото не подвержено истиранию. Режим работы стержневых мельниц подбирался в лаборатории с таким расчетом, чтобы это крупное золото, несмотря на свою ковкость, тоже было истерто до класса –0,074 мм, что проверялось ситовым контролем.

Тем не менее, опыты проведения по всей массе 1-кг пробы 20 параллельных пробирных анализов [4] показали, что попадание золота в 50-г навеску — событие случайное. Часто большая часть золота концентрируется в одной из навесок. По-видимому, часть тонкоперетертого золота в процессе перемешивания образует рыхлые шарики из мелких частиц. Исключительно просто решить эту проблему обогащением на центробежных концентраторах только измельченных 1-кг навесок проб, а пробирные анализы производить по всей массе полученного концентрата (1 навеска) и хвостам (1 навеска), что гораздо проще и надежнее, чем начинать обогащение в начале процесса по каждой пробе, как это предлагает оппонент, вероятно, недостаточно знакомый с проблемами гравитационного обогащения разнородного по крупности материала.

Исключить влияние эффекта слипания частиц металла можно не только извлечением золота по соответствующим технологиям, но и нейтронно-активационным анализом (НАА) по 1-кг навеске пробы, как это успешно практиковалось при разведке месторождения Кючюс (Саха-Якутия). При этом достаточно материал измельчать лишь до класса –1 мм. На рудах месторождения Федоровское-1 нейтронно-активационным анализом достоверно могло бы быть обнаружено 36% золота при дроблении пробы до класса –1 мм, что близко к расчетным показателям вероятности определения золота по способу предварительного обогащения проб, но значительно проще исключить потери крупного золота в процессе пробоподготовки. При этом затрачивается во много раз меньше времени и средств.

Оппонент, не подвергая критике методику опробования месторождения непредставительными по массе кернавыми и борздовыми пробами стандартного сечения, считает, что статистическая обработка при большом числе проб усреднит скачки содержаний золота. В отношении видов анализов проб, где по той же логике скачки содержаний будут также усреднены, оппонентом высказываются резкие возражения, подобные «неправильному» определению содержаний без предварительной промывки проб.

Никому не приходит в голову оценивать содержания алмазов в кимберлитовых трубках по пробам небольшой массы. Крупные зерна золота в процессе дробления материала до класса –1 мм только плющатся в «жуки», «тараканы» и пластинки. Для их обнаружения необходимы представительные массы проб и исключение потерь системами наблюдений, как и в случае с кристаллами алмазов. Сколько бы десятков и сотен непредставительных по массе проб для повышения точности расчета по статистическим критериям не отбирал уважаемый оппонент, каждая из них не будет отражать содержание с требуемой достоверностью. Заблуждение по повышению точности подсчета запасов при подобном подходе логически разрешается тем, что средние параметры недостоверных исходных данных будут такими же недостоверными, как и исходные, несмотря на доверительные интервалы к ним в 1, 2 или 3 среднеквадратичных отклонения.

Автору непонятно, что заставило В.Б.Голенева высказывать негативное мнение по поводу результатов работ, полученных нашим коллективом при выявлении и оценке крупнообъемного объекта в условиях нерегулярного финансирования (на уровне 25% проектного) и за очень короткий срок, если на основе исследований были решены следующие задачи:

1. На территории Ортон-Федоровского и Балыксу-Магязинского золотоносных районов с исключительными по богатству россыпями, разрабатывающимися с 1832 г., значительными объемами поисковых работ в 30-х, 50-х, 60-х, и 90-х годах XX века не удавалось найти промышленного золоторудного объекта. Были обнаружены лишь отдельные линзы кварца с видимым золотом (22 жилы) в прожилково-вкрапленных минерализованных зонах. При очень сложном геологическом строении в условиях закрытой территории размеры отдельных бонанцев с видимым золотом принимались до наших работ за размеры мелких рудных тел с запасами до десятков килограммов.

2. Месторождение Федоровское-1 — первенец в ряду еще предстоящих открытий крупнообъемных золоторудных объектов на данной территории. На его примере доказано, что перспективы коренных проявлений гасились при поисках опробованием, непредставительным по массе и недостоверным по определению содержаний золота. Заверочные работы с помощью технологического картирования позволили проанализировать и обосновать возможности каждого из методов опробования и рекомендовать лучшие из них для завершения разведки месторождения в течение 1 года.

3. Проведенное моделирование на пробах различной массы позволило охарактеризовать параметры положительных (ПЭН) и отрицательных (ОЭН) элементов неоднородностей месторождения. Сделан вывод о сосредоточенности в 4,5%-м объеме бонанцев 99,4% запасов золота, при общем промышленном содержании в перемешанных рудах.

4. Разведка точечным способом (поперечными разведочными пересечениями) признана нерациональной на месторождении с бонанцами золота. Рекомендовано завершить разведку линейным способом путем отбора усредненных валовых проб с применением бульдозеров и экскаваторов, осуществляющих задирку и перемешивание материала торцов рудных блоков в естественных геологических границах. Рассчитаны параметры валовых проб в соответствии с размерами концентрационных неоднородностей с заданной вероятностью оценки содержаний для подсчета запасов. Подсчет запасов рекомендуется производить по удельной продуктивности торцов рудных блоков в четких геологических границах минерализованных зон.

5. Месторождения, подобные Федоровскому-1, пропущенные или забракованные стандартным опробованием при поисках, могут внести существенный вклад в развитие минерально-сырьевой базы золота по намеченной программе воспроизводства [1, 5] в различных регионах России. В соответствии с программой, ускоренная методика разведки с отказом от недостоверного затратного опробования и замены его на механизированное валовое с попутной добычей и окупаемостью части затрат на разведку, существенно сократит сроки от обнаружения до передачи объектов в эксплуатацию, способствуя быстрому наращиванию минерально-сырьевой базы.

Автор благодарен оппоненту за внимание к опубликованной работе и радость от возможности еще раз поделиться с читателями опытом решения насущных вопросов геологоразведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беневольский Б.И., Кривцов А.И. Долгосрочная стратегия геологоразведочных работ на золото // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2004. Специальный выпуск «Драгоценные металлы». С. 8—13.
2. Временное методическое руководство по обработке геологических проб золоторудных месторождений с предварительным извлечением металла / М.И.Савосин, В.А.Захваткин, В.А.Саклаков. — М., 1975.
3. Коньшев В.О. Опыт оценки погрешностей опробования и совершенствование методологии разведки месторождения с бонанцевым распределением золота // Отечественная геология. 2004. № 6. С. 22—35.
4. Остапенко Л.А., Стружков С.Ф., Рыжов О.Б. и др. Оценка достоверности опробования руд на крупнообъемных золоторудных месторождениях в терригенных толщах на примере Дегдеканского месторождения // Руды и металлы. 2004. № 2. С. 42—55.
5. Трутнев Ю.П. О долгосрочной государственной Программе изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья (2005—2010 гг. и до 2020 г.) // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2004. № 5—6. С. 3—14.

XII Симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений (IAGOD) «Understanding the Genesis of Ore Deposits — to Meet the Demands of 21st century» пройдет в Москве 21—24 августа 2006 г.

Участвуют:

Общество прикладной геологии полезных ископаемых (Society of Geology Applied to Mineral Deposits, SGA)

Европейская ассоциация геологов и инженеров (European Association of Geoscientists and Engineers, AEGE)

Отделение наук о Земле Российской Академии наук

Роснедра

Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова

Симпозиум IAGOD проводится каждые 4 года и является одним из наиболее авторитетных собраний рудных геологов. История Симпозиума ведется с 1963 г.

Прага, Чехословакия (1963)

Сайнт Эндриус, Шотландия (1967)

Токио, Япония (1971)

Варна, Болгария (1974)

Сноуиерд, США (1978)

Тбилиси, СССР (1982)

Лулера, Швеция (1986)

Оттава, Канада (1990)

Пекин, Китай (1994)

Лондон, Великобритания (1999), совместно с 5-й конференцией Общества прикладной геологии полезных ископаемых (SGA)

Виндхук, Намибия (2002), совместно с Геоконгрессом-2002

Москва, Россия (2006)

Концепции генезиса рудных месторождений часто воспринимаются лишь в теоретическом аспекте. Однако растущие объем и достоверность мультидисциплинарных данных, используемых для моделирования процессов формирования рудных месторождений, дают нам возможность использовать такие модели для решения практических задач. В тоже время, доминировавшая в XX веке тенденция к сужению специализации в науке до сих пор препятствует анализу и интерпретации имеющейся информации.

Основной задачей 12-го Симпозиума Международной ассоциации по генезису рудных месторождений является определение современных приоритетов в изучении генезиса рудных полезных ископаемых с точки зрения практического применения для прогноза, поисков и разведки месторождений.

Сформированы следующие рабочие органы Симпозиума:

Международный экспертный совет

Найджел Кук (генеральный секретарь IAGOD) — председатель, Гаральд Фриммел (вице-президент SGA) — заместитель председателя, Н.П.Лаверов (РАН) — заместитель председателя; А.Д.Ледовских (Федеральное агентство по недропользованию—Роснедра); Томас Сейферт — казначей IAGOD; Реймар Селтманн — член Совета IAGOD; Ян Пасава — ответственный секретарь SGA; Андрей Цветков — консультант по Евразии (SEG).

Программный комитет

Д.В.Рундквист (РАН) — председатель; А.И.Ханчук (президент IAGOD, ДВО РАН) — заместитель председателя; Н.С.Бортников (вице-президент IAGOD, ИГЕМ РАН); Н.И.Еремин (МГУ), А.И.Кривцов (ЦНИГРИ), А.Ф.Морозов (Федеральное агентство по недропользованию—Роснедра); О.В.Петров (ВСЕГЕИ); А.В.Перцов (НИИКАМ); Виталий Шатов (представитель SGA, ВСЕГЕИ).

Организационный комитет

С.В.Черкасов (ответственный секретарь)

М.Ю.Токарев (представитель Европейской ассоциации геологов и инженеров)

О.Ю.Кошель (Секретарь)

Формирование комитетов продолжается

Тематика пленарных заседаний будет охватывать вопросы глобальной металлогении и генезиса крупных и сверхкрупных

рудных месторождений с особым акцентом на практическое применение модельных построений.

Сессионные заседания:

Месторождения минерального сырья в Евразии и глобальные перспективы;

Заседания комиссий и рабочих групп IAGOD

Генетические типы месторождений минерального сырья

Заседание SGA: Полезные ископаемые черносланцевых толщ: их происхождение и воздействие на окружающую среду

Заседание AEGE: применение геофизики в рудных исследованиях

Заседание по международным проектам (IGCP-473/486)

Семинар: генетическая классификация месторождений минерального сырья — возможности унификации и стандартизации информации.

Принимаются предложения по темам сессий и семинаров

Место проведения

Мероприятие пройдет в Российской Академии государственной службы под покровительством Президента Российской Федерации (<http://www.rags.ru/about.shtml>). Академия находится около станции метро Юго-Западная, 25 минут на метро от Красной площади. Академия располагает двумя учебными зданиями и двумя отелями, где будут размещены участники. Текущие цены от 32 евро за ночь, одноместный номер (для российских граждан — от 23 евро). Желающие разместиться в отелях в центре Москвы могут забронировать номера через сайт <http://www.moscow-hotels.net>

В рамках Симпозиума будут организованы полевые экскурсии на Кольский полуостров и в Карелию, а также на Урал, в Архангельскую область и Украину. Подробная информация об экскурсиях будет опубликована в Первом циркуляре.

Конкурс

Оргкомитет планирует организовать конкурс работ, представленных на Симпозиум, включая специальную номинацию для молодых ученых. Жюри конкурса будет состоять из экспертов, представляющих горнодобывающие компании. Цель конкурса — содействовать практическому применению исследований в области генезиса рудных месторождений.

Предварительная регистрация

На официальном сайте Симпозиума www.iagod.sgm.ru открыта предварительная регистрация участников и прием тезисов докладов (максимум 500 знаков, на английском языке) в режиме on-line. Все тезисы, принятые Программным комитетом, будут опубликованы на компакт-диске.

Авторам докладов, отобранных международным экспертным советом, будет предложено опубликовать расширенные тезисы или полные работы в Материалах Симпозиума и периодических изданиях IAGOD и RAS.

Предварительная регистрация служит основанием для Вашего включения в список рассылки информации, относящейся к Симпозиуму.

Организационные вопросы

Рабочий язык Симпозиума — АНГЛИЙСКИЙ

Первый Циркуляр конференции будет разослан в июне 2005 года. Дополнительную информацию можно найти на сайте www.iagod.sgm.ru

До того момента все вопросы, связанные с Симпозиумом, следует направлять в местный организационный комитет по адресу:

Государственный геологический музей (ГГМ) им.В.И.Вернадского, РАН. Россия, Москва, 125009, ул. Моховая 11 стр. 2

Факс: +7-095-203-52-87

Ответственному секретарю 12-го Симпозиума IAGOD С.В.Черкасову

Contents

FUEL MINERAL RESOURCES

Gottikh R.P., Pisotsky B.I., Nurgaliyev D.K., Zhuravlyov D.Z.
Some genetic aspects of Romashkinskoye oil field and its
satellites formation

Parmuzina L.V.
Structural features, formation conditions and oil/gas potential
of domanik horizon of Zapadno-Soplesskoye deposit,
Timan-Pechora oil-gas basin

METALLIFEROUS AND NONMETALLIFEROUS DEPOSITS

*Nemerov V.K., Spiridonov A.M., Razvozhayeva E.A., Matel
N.L., Budyak A.E., Stanevich A.M.*
Major factors of ontogenesis of Sukhoi Log-type precious
metals deposits

Abramov B.N.
Precious metals in Kodar-Udokan zone's ore formations

Kulakovskiy A.L.
Shear structure of Khibiny ijolite-urtite arch and some aspects
of apatite mineralization genesis

Shatrov V.P.
Levels of bauxite accumulation and bauxite potential forecast
for Devonian basins of north Urals eastern slope

GEOFYSICS AND DEEP STRUCTURE

Avdevich M.M.
Role of geophysics in assessment of ore potential of areas
studied

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

Ilyin A.V., Kiperman Yu.A., Poyarel A.A.
Admixture elements in Asian old phosphorites

Feoktistov G.D.
Geochemical features of old platforms' trappean formations

Salikhov D.N., Zakharov O.A.
Basalt composition of Maksyutovsky complex of Uraltau and
Krakinskaya structure of Zilairskaya megazone in Southern
Urals

Andreyev G.V.
Alkaline rocks of Tsakhirin property (Western Mongolia) and
their associated rare-metal and rare-earth mineralization

HYDROGEOLOGY, ENGINEERING GEOLOGY, GEOECOLOGY

Novikov D.A.
Geochemistry of underground waters of
Aptian-Albian-Cenomanian hydrogeological complex of
Nadym-Taz interfluve

DISCUSSIONS

Golenev V.B.
Errors of Fyodorovskoye-1 gold deposit sampling

Konyshev V.O.
Boundary conditions of gold determination by pre-extraction
method