

Советская геология

ISSN 0038-5069

С ДНЕМ ГЕОЛОГА, ДОРОГИЕ ТОВАРИЩИ!



4/1991

Чаткальский меганадвиг
Галогенные формации палеозоя
Глубинное строение района дельты Лены
Пластовое окисление пиритовых пород

Рабочим, инженерно-техническим, научным работникам, служащим геологических организаций и предприятий, комитетам профсоюзов работников геологии, геодезии и картографии

Дорогие товарищи!

Коллегия Министерства геологии СССР и Совета Всесоюзной Федерации профсоюзов работников геологии, геодезии и картографии сердечно поздравляют трудящихся геологических организаций и предприятий с **ДНЕМ ГЕОЛОГА!**

Советские геологи встречают свой профессиональный праздник новыми открытиями, укрепляющими минерально-сырьевые основы развития страны; вносят посильный вклад в социально-экономические преобразования народного хозяйства. В отрасли создаются прогрессивные организационно-производственные структуры, укрепляются демократические формы управления работами на экономических основах, развиваются внешнеэкономические связи. В деятельности разведчиков недр все большую актуальность приобретают повышение эффективности и качества геологоразведочных работ, прямое участие в смежных отраслях народного хозяйства, развитие добычи минерального сырья.

В современных условиях все большее значение имеют интернационализм, профессиональная солидарность и профессиональная гордость разведчиков недр. Человеческий фактор, максимальная забота о людях, развитие инициативы и социалистической предприимчивости, рачительное хозяйствование, бережное использование природных ресурсов, сохранность окружающей среды — составляют основы успешного функционирования и развития отрасли.

Коллегия Министерства геологии СССР и Совет Всесоюзной Федерации профсоюзов работников геологии, геодезии и картографии выражают уверенность в том, что разведчики недр, сохраняя профессиональные и отраслевые традиции, приложат все усилия для своевременного и качественного выполнения производственных, экономических и социальных планов и придут к новым достижениям и открытиям. Желаем рабочим, инженерно-техническим, научным работникам и служащим геологических организаций и предприятий, всем геологам доброго здоровья, счастья, новых успехов в познании и раскрытии богатств недр нашей страны на благо нашего народа!

С ДНЕМ ГЕОЛОГА, ДОРОГИЕ ТОВАРИЩИ!

Коллегия Министерства
геологии СССР

Совет Всесоюзной Федерации проф-
союзов работников геологии, геоде-
зии и картографии

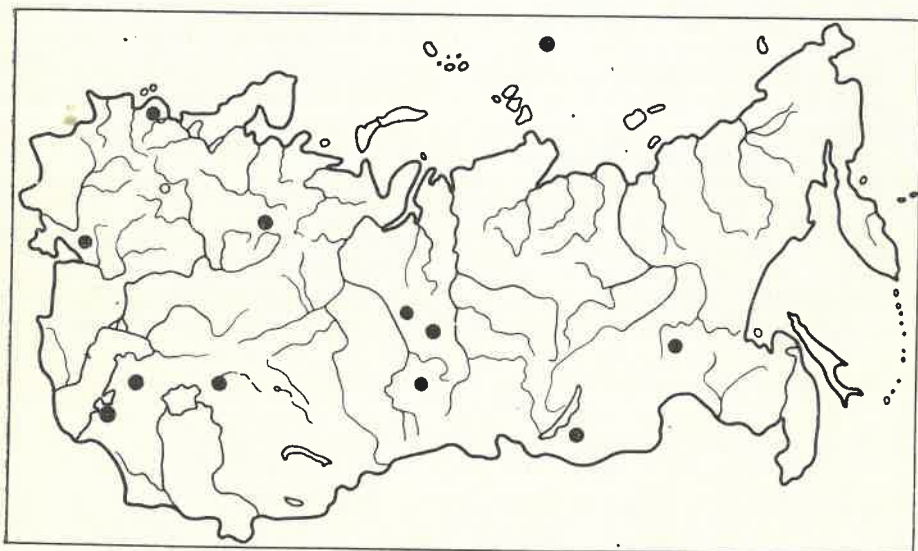
Советская геология

Ежемесячный научный журнал

Министерства геологии СССР
Всесоюзного научно-технического
геологического общества

4/1991

Основан в марте 1933 года



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **А. И. КРИВЦОВ**

Ю. И. Бакулин, Г. Р. Бекжанов, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, Е. Н. Исаев, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Л. И. Красный, Н. В. Межеловский, В. А. Нарсеев, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), В. А. Петров, Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, В. С. Сурков, К. И. Сычев, В. П. Федорчук, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолук



МОСКВА, «НЕДРА»

Содержание

В коллегии Министерства геологии СССР 3

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ
Ботнева Т. А., Нечаева О. Л., Грайзер Э. М.

Геохимические особенности и прогноз состава углеводородных флюидов под-
солевых отложений Лено-Тунгусской
НГП 5

Курилюк Л. В., Вакарчук Г. И., Сло-
бодян В. П., Хмель Ф. Ф.
Галогенные формации палеозоя Дне-
провско-Донецкой впадины 15

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ
Захаревич К. В., Захаревич А. А., Вол-
ченкова Т. Б.

Магматогенно-гидротермальная система
в Кызылкумах 22

Шмариович Е. М., Васильева Э. Г.,
Яшунский Ю. В., Кричевец Г. Н.
Эффект снижения рН среды при пласто-
вом окислении пиритовых пород и
его рудообразующее значение 29

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
Минаева М. А.

Типы разрезов кембрия Прианбарья и
обстановки осадконакопления 36

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА
Жданов С. М., Нечаев Ю. В., Фавор-
ская М. А.

Выделение сквозных рудоконцентрирую-

щих структур на территории Кавказа с
использованием космических снимков 46

Борисов С. О.
Чаткальский меганадвиг 51

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ.

Леднева В. П., Беляков Л. П., Рябчен-
ко А. А., Якушкина Л. М.

Эрбейзская дифференцированная ин-
трузия в бассейне р. Вилуй 58

Хитрунов А. Т., Кулиш Е. А., Юдин В. Т.
Мезозойские магматические формации
бассейна р. Сутам 65

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ
Аветисов Г. П., Гусева Ю. Б.

Глубинное строение района дельты Лены
по сейсмологическим данным 73.

НАУЧНЫЕ ОТКРЫТИЯ И ИЗОБРЕТЕНИЯ
Воскресенская И. Е., Тыминский В. Г.

К вопросу об открытиях в области ми-
нералого-кристаллографических наук 81.

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ
Найденев В. М., Нежин Ю. Ш., Бочка-
рев А. В., Вершовский В. Г.

О проявлениях центробежных эффектов
вращения Земли 85.

Лихачев А. П.
О внедрении и становлении рудоносных
интрузий норильского типа 88

80-летие Курбана Латыповича Бабаева 93.

Художественный редактор А. А. Хромова
Технический редактор С. Г. Веселкина
Корректор И. Н. Таранева

Сдано в набор 22.02.91. Подписано в печать 29.03.91.
Формат 70×108^{1/16}. Бумага книжно-журнальная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 8,40. Усл. кр.-отт. 9,26. Уч.-изд. л. 10,20. Тираж 2285 экз.
Заказ № 680. Цена 1 р. 60 к.

Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефоны: 254-60-72, 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Ленинград, Средний пр., 72

© Издательство «Недра», «Советская геология», 1991

В капитальном строительстве лимит централизованных вложений освоен только на 74,8 %, а строительно-монтажных работ на 71,6 %. План строительно-монтажных работ не выполнили 80 % организаций; меньше, чем в 1989 г., построено жилья — 68 %.

Серьезную тревогу вызывает неудовлетворительное положение с обеспечением безопасных условий труда. Ухудшилось состояние техники безопасности на глубоком бурении, геофизических и вспомогательных работах. Пожарами нанесен прямой ущерб свыше 3 млн руб.

В сложных социально-экономических условиях 1990 г. руководством Мингео СССР, предприятиями и организациями отрасли реализован ряд мер по стабилизации функционирования геологической службы страны: в Конституции СССР отражена позиция геологии в общей системе управления, определены источники финансирования геологоразведочных работ на 1991 г. и необходимые объемы ассигнований, решены вопросы материально-технического обеспечения геологоразведочных работ по государственному заказу.

В целом, несмотря на имеющиеся недостатки в отрасли, в 1990 г. разработан и частично реализован комплекс организационно-экономических мер, составляющих основу функционирования отрасли в условиях перехода к рыночной экономике.

Коллегия Министерства геологии СССР и Совет Всесоюзной Федерации профсоюзов в совместном постановлении поручили руководителям объединений, организаций и предприятий отрасли, подразделений центрального аппарата Министерства на основе анализа итогов работ за 1990 г. и за период 1986—1990 гг. определить первоочередные направления геологоразведочных работ по дальнейшему укреплению минерально-сырьевой базы нефтегазо- и горнодобывающих предприятий, по эффективному ведению поисков с целью создания активного резерва разведанных запасов на ближайшую перспективу.

Поручено также разработать предложения о переходе организаций и предприятий на договорные отношения с Мингео СССР; ускорить работы по конверсии геологоразведочного производства.

Постановлением предусмотрена разработка во II квартале 1991 г. проекта государственной целевой минерально-сырьевой программы. Научным организациям отрасли поручено ускорить разработку и внедрение прогрессивных методик и технологий геологоразведочных работ, обеспечивающих повышение результативности и эффективности поисков месторождений полезных ископаемых, в первую очередь углеводородного сырья, алмазов, цветных и благородных металлов, агроруд.

Была отмечена перспективность организации исполнения геологоразведочных работ по заказ-подрядной системе. «Укргеологии» поручено обобщить накопленный опыт и разработать соответствующие предложения и рекомендации по распространению этой системы в отрасли.

Организациям и предприятиям отрасли поручено развернуть работу по реализации предложений Совета Всесоюзной Федерации профсоюзов о создании страховых социальных фондов.

В постановлении отмечена необходимость усиления пропаганды достижений геологоразведчиков и значения геологоразведочных работ для развития экономики Союза и республик. Главным редакторам отраслевых журналов поручена организация публикации соответствующих материалов.

Коллегия Министерства геологии СССР на совместном заседании с Советом Всесоюзной Федерации профсоюзов работников геологии, геодезии и картографии 22 января 1991 г. рассмотрела основные итоги геологоразведочных работ в 1990 г. и первоочередные задачи на 1991 г. в условиях перехода к рыночной экономике.

В докладе министра геологии СССР Г. А. Габриэлянца было отмечено, что трудовыми коллективами организаций и предприятий отрасли, аппаратом Министерства, Советом Всесоюзной Федерации профсоюзов работников геологии, геодезии и картографии на основе решений Съездов народных депутатов, постановлений Верховного Совета СССР и других законодательных актов Союза ССР и союзных республик осуществлен комплекс мер в решении задач, направленных на стабилизацию деятельности отрасли и переход к рыночной экономике.

В 1990 г. выполнены задания по приросту запасов твердых полезных ископаемых, подземных вод; укреплен минерально-сырьевая база ряда действующих горнодобывающих предприятий; завершена разведка и утверждены запасы по 91 месторождению. Выполнен план по вводу жилья и других объектов социального назначения, производству промышленной продукции, выпуску товаров народного потребления и оказанию платных услуг населению. Осуществляются меры по конверсии геологоразведочного производства. В целом по отрасли выполнено договорных работ на 1,1 млрд руб.

Вместе с тем в 1990 г. в целом по Министерству не обеспечено выполнение заданий по приросту запасов нефти с конденсатом (91,8 %) и утверждению их в ГКЗ СССР (58,5 %). Не выполнено также задание по утверждению запасов природного газа (35,5 %).

С низкой эффективностью проводились поисковые работы. При все большей их доле в общем объеме геологоразведочного производства за последние годы не сделано крупных открытий. Существенно снижаются размеры вновь открываемых объектов углеводородного сырья. В ряде регионов многолетние поиски медных, серебряных и редкометалльных руд не привели к новым открытиям. Низка эффективность поисковых работ на алмазы, апатиты, богатые месторождения молибдена, сурьмы, никеля.

Научные организации отрасли в целом обеспечили выполнение заданий Отраслевой научно-технической программы, однако темпы внедрения научно-технических достижений в производство, в первую очередь на поисковых работах, не отвечают задаче повышения их результативности.

В целом по отрасли не выполнено задание по объемам глубокого разведочного бурения на нефть и газ (96,1 %), по сравнению с 1989 г. допущено снижение на 8,3 % (445 тыс. м), в первую очередь за счет «Тюменьгеологии», где объем глубокого бурения выполнен лишь на 95,9 % и снизился против 1989 г. на 220 тыс. м.

При выполнении в целом по отрасли расчетных заданий по объему и производительности колонкового бурения и проходки горноразведочных выработок около 25 % организаций не справились со своими расчетными показателями.

Несмотря на выполнение в целом заданий по производству товаров народного потребления (102,8 %), многие организации не уделяют этому вопросу необходимого внимания. Каждая четвертая организация не выполнила задание по производству товаров народного потребления. Низки темпы конверсии геологоразведочного производства, развития внешнеэкономических связей и маркетинга, работ по добыче и переработке минерального сырья.

Геохимические особенности и прогноз состава углеводородных флюидов подсолевых отложений Лено-Тунгусской НГП

Т. А. БОТНЕВА, О. Л. НЕЧАЕВА, Э. М. ГРАЙЗЕР (ВНИГНИ)

Обычно оценка перспектив нефтегазонасыщенности сводится к количественным показателям, но учитывая, что затраты на геолого-поисковые и разведочные работы достаточно велики, необходимо оценивать будущие запасы качественно, исходя из фазового состояния и состава флюида.

Прогноз свойств и состава углеводородных (УВ) флюидов наиболее достоверен, если он основан на геохимической информации, которая включает характеристику флюидов, закономерности изменения их свойств и состава по разрезу и в пределах распространения нефтегазоносного комплекса, генетические различия, масштаб и направленность геохимических превращений. Возможность геохимического прогноза была показана авторами в ряде регионов [1, 2 и др.]. Подобные исследования были проведены и для залежей УВ в венд-нижнекембрийских отложениях Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (НГП).

В основу работ был положен разработанный во ВНИГНИ комплекс геохимических исследований, включающий химический и спектральный методы анализа флюидов. Кроме того, обобщен весь имеющийся в литературе аналитический материал о свойствах и составе УВ флюидов, опубликованный в работах ведущих геохимиков Сибири [3, 5].

В Лено-Тунгусской НГП в подсолевых вендских и венд-нижнекембрийских отложениях выявлены промышленные залежи УВ различного фазового состояния: нефтяные, газонефтяные, газоконденсатные, газовые и газоконденсатно-нефтяные.

Нефти, конденсаты и свободные газы данных отложений характеризуются широким разнообразием свойств и состава. В подсолевых вендских и венд-нижнекембрийских отложениях плот-

ность нефтей изменяется от 0,78 до 0,89 г/см³, содержание бензинов составляет 9—36 %, смол и асфальтенов — 1—22 % на отбензиненную часть (табл. 1). По групповому составу бензины всех нефтей метановые. В Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклиз нефтяные флюиды малопарафинистые и парафинистые, малосернистые, в то время как на Братском месторождении Ангара-Ленской ступени — сернистые. В нефтях северной части Непско-Ботуобинской антеклиз присутствуют порфирины. В центральных районах и на юго-восточной периклинах той же территории и в других зонах нефтегазоаккумуляции Лено-Тунгусской НГП порфирины не обнаружены.

При ИК-спектрометрическом изучении нефтей вендских и венд-нижнекембрийских отложений также выявлено сходство и отличия нефтей указанных выше зон нефтегазоаккумуляции рассматриваемого региона. ИК-спектры нефтей Катангской седловины в отличие от нефтей Непско-Ботуобинской антеклиз характеризуются небольшим поглощением в интервале 1710—1720 см⁻¹ (кислородные группировки) и его отсутствием в области 700 и 750 см⁻¹ (ароматические УВ). Нефти Непско-Ботуобинской антеклиз часто имеют более высокие коэффициенты S_1 и A_3 , отражающие соотношение интенсивностей поглощения ароматических УВ к n-парафиновым и ароматическим УВ различного замещения между собой по сравнению с нефтями Катангской седловины (табл. 2).

В парафино-нафтеновой фракции отбензиненной части всех нефтей преобладают длинные неразветвленные цепи. Коэффициент Ц (отношение числа CH_2 -групп в длинных парафиновых цепях к числу групп более трех к количеству CH_2 -групп в коротких цепях с числом групп одна-две) изменяется от 2,6 до 5,9 [1]. В нефтях Катангской

2. Генетические параметры нефтей и конденсатов Лено-Тунгусской НГИ

Тектоническая приуроченность	Число анализов	Структурно-групповой состав отбензиненной нефти										Порфирины		ИК-спектры нефтракционированных УВ-флюидов		
		Парафино-нафтеновая фракция			Нафтено-ароматическая фракция							V	Ni	C_{1040}/D_{1720}	C_9/D_{1720}	$A_9/D_{845}/D_{875}$
		Ц	Содержание, %		C_6	C_8	C_{10}	C_{12}	C_{14}	C_{16}	C_{18}					
			ΣC_{H_2} -гр	ΣC_{H_4} -гр												
Нефти Рифей																
Венд и венд-кембрий																
Байкитская анте- клиза	1	4,6	59	35	7	6	5	18	—	0,22	0,39	1				
Катангская седло- вина	2	4,9—5,9	53—60	33—36	13—15	5—6	3—5	23—24	—	0,24—0,37	0,35—0,38	1,1—1,3				
Непско-Ботуобин- ская антеклиза	17	2,6—5,5	43—55	35—38	5—14	6—11	3—9	23—29	0—2,1	0—0,4	0,30—0,41	1,1—1,6				
Конденсаты																
Венд, венд-кембрий																
Непско-Ботуобин- ская антеклиза	6	3,4—3,9	47—50	35—40	18—27	6—9	0,3—5	30—35	—	0,16—0,17	0,40—0,53	0,7—0,9				
Катангская седло- вина	1	4,9	53	36	Мало фракции			—	—	0,19	0,37	—				
Байкитская анте- клиза	2	—	—	—	—	—	—	—	—	0,18	0,44	0,81				

седловины, в отличие от Непско-Ботуобинской антеклизы, установлено повышенное содержание суммы C_nH_2 и C_nH -групп в длинных цепях. В нафтенно-ароматической фракции отмечено невысокое для нефтей суммарное содержание углерода в ароматических ядрах ($\Sigma\text{C}=23-29$) и, как правило, преобладание бензолов над нафталинами и фенантренами. При этом нефти Катангской седловины характеризуются несколько более высоким содержанием бензолов и меньшим количеством нафталинов и фенантронов, по сравнению с нефтями Непско-Ботуобинской антеклизы.

Нефти рифейских отложений Байкитской антеклизы легкие $0,824 \text{ г/см}^3$, с высоким выходом бензинов 28 %, смолистые 8 %, малосернистые, метановые, не содержат порфиринов. Они заметно отличаются от венд-нижнекембрийских нефтей меньшим содержанием метановых и парафино-нафтенowych УВ и большим — нафтенowych и нафтенно-ароматических, довольно низкой степенью циклизации молекул парафино-нафтеновой фракции K_n , отсутствием порфиринов, присутствием полициклических ароматических УВ-хризенов и 3,4 бензпиренов.

Анализ данных ИК-спектрометрического исследования нефтей свидетельствует о том, что в рифейских нефтях, как и в венд-нижнекембрийских Катангской седловины, присутствуют в небольших количествах кислородные группировки (поглощение на $1710-1720 \text{ см}^{-1}$) и отсутствуют ароматические структуры, поглощающие в области 700 и 750 см^{-1} . Однако рифейские нефти отличаются от венд-нижнекембрийских низкими величинами спектральных коэффициентов C_1 и A_3 . По материалам УФ-спектроскопии характерной чертой нефтей рифейских отложений является низкое содержание в них малоциклических ароматических УВ и близкие концентрации бензольных и нафталиновых УВ в отличие от венд-нижнекембрийских нефтей, где бензольные УВ обычно резко преобладают над нафталиновыми и фенантроновыми.

Конденсаты вендских и венд-нижнекембрийских отложений Восточной Сибири преимущественно легкие плотностью от 0,68 до $0,75 \text{ г/см}^3$, с высоким содержанием бензинов более 75 %, низким количеством смол менее 1 %, без-

асфальтеновые, малопарафинистые $\leq 1 \%$, бессернистые и малосернистые 0,5—0,6 % (см. табл. 1). Лишь на Ангаро-Ленской ступени и на Желондонском месторождении Катангской седловины конденсаты незначительно утяжеляются (плотность их составляет 0,7—0,8 г/см^3), выход бензинов в них снижается (41—99 %). По групповому составу бензинов все конденсаты метановые. Порфирины в них не обнаружены.

ИК-спектры нефракционированных конденсатов Непско-Ботуобинской антеклизы и Вилучанской седловины характеризуются слабым поглощением на 1610 и 750 см^{-1} (ароматические структуры). Значения большинства спектральных коэффициентов снижаются по сравнению с нефтяными и составляют: $\text{C}_1=0,16-0,17$, $\text{A}_3=0,7-0,9$. ИК-спектры конденсатов вендских и венд-кембрийских отложений Катангской седловины отличаются от других конденсатов подсолевых отложений Восточной Сибири не свойственным конденсатам небольшим поглощением в области $1720-1740 \text{ см}^{-1}$ и слабым поглощением на 674 см^{-1} , особенно, 700 и 750 см^{-1} . В Катангской седловине отмечается более высокое, чем в Непско-Ботуобинской антеклизе, суммарное число C_nH_2 -групп и в длинных цепях: соотношение C_nH_2 -групп в длинных и коротких цепях (коэффициент Ц) составляет 3,39—3,87 в Непско-Ботуобинской антеклизе и Вилучанской седловине и 4,87 в Катангской седловине.

В нафтенно-ароматической фракции отбензиненных конденсатов Непско-Ботуобинской антеклизы и Вилучанской седловины бензольные УВ преобладают над нафталиновыми, а те, в свою очередь, над фенантроновыми. Существенных отличий конденсатов различных горизонтов и свит вендских и венд-нижнекембрийских отложений не отмечается.

Конденсаты рифейских отложений Байкитской антеклизы характеризуются меньшей плотностью и высоким выходом бензинов по сравнению с конденсатами венд-нижнекембрийских отложений того же района и всей Лено-Тунгусской НГП.

Свободные газы вендских и венд-нижнекембрийских отложений углеводородные, с относительно высоким содержанием тяжелых УВ (табл. 3).

3. Состав свободных газов подсолевых отложений Лено-Тунгусской НГК

Тектоническая приуроченность	Число анализов	Глубина, км	Содержание, %		
			CH ₄	C ₂ H ₆ +в	N ₂
Рифей					
Байkitская антеклизa	2	2,2—2,4	76,3	12,8	10,4
Венд и венд-кембрий					
Катангская седловина	8	2,5—2,7	80,5	11,6	7,1
Байkitская антеклизa	2	2,4—2,5	88,1	9,7	6,2
Ангaро-Ленская ступень	178	2,4—3,4	85,1—86,4	9,3—11	2,3—3,7
Непско-Ботубинская анте- клиза	352	1,4—2,8	81,4—88,6	4,3—13,4	1,8—10,1

Среди тяжелых УВ преобладает этан, из неуглеводородных компонентов — азот (2—10 %). Содержание углекислого газа не превышает 0,75 %, сероводород не обнаружен.

Свободные газы различных зон нефтегазонакопления названного комплекса пород несколько отличаются друг от друга по содержанию отдельных компонентов. Наименьшие количества гомологов метана установлены в свободных газах Ангaро-Ленской ступени, на севере Непско-Ботубинской антеклизы и в Вилучанской седловине; наибольшие содержания тех же компонентов отмечены в южной части Непско-Ботубинской антеклизы. Минимальными количествами азота характеризуются газы Ангaро-Ленской ступени, максимальными — север Непско-Ботубинской антеклизы и Вилучанской седловины. В газах Катангской седловины и Байkitской антеклизы наблюдаются относительно повышенные концентрации гомологов метана и средние значения содержания азота.

Свободные газы рифейских отложений по сравнению с вендскими и венд-нижнекембрийскими характеризуются пониженными содержаниями метана, не превышающими 80 %, и повышенными количествами гомологов метана и азота.

Обобщение имеющейся информации по составу нефтей, конденсатов и свободных газов подсолевых отложений Лено-Тунгусской НГП показало следующее. По составу и спектральным характеристикам флюиды УВ рифейских отложений существенно отличаются от венд-нижнекембрийских. Эти различия генетические, связанные с

особенностями ОВ вендских, венд-нижнекембрийских и рифейских нефте-материнских толщ (НМТ), генерировавшего нефти, конденсаты и свободные газы. Полученные материалы позволяют уверенно говорить о существовании самостоятельного рифейского генотипа как нефтей, так и конденсатов. Отмеченные выше различия вендских и венд-нижнекембрийских углеводородных флюидов крупных зон нефтегазонакопления связаны с наличием нескольких зон генерации (соседних впадин), отличающихся спецификой ОВ. Таким образом, в вендских и венд-нижнекембрийских отложениях можно также выделить несколько генотипов флюидов УВ, происхождение каждого из которых связано с индивидуальным очагом генерации. Отсутствие существенных изменений в составе конденсатов, свободных газов и по ряду генетических показателей нефтей Ц, C₁, C₂, A₂ по разрезу вендских и венд-нижнекембрийских отложений может свидетельствовать о существовании в пределах каждой зоны нефтегазонакопления единого вендского и венд-нижнекембрийского генотипа флюидов УВ. Отмеченные в некоторых случаях различия нефтей* в вендском и венд-нижнекембрийском комплексах в пределах отдельных зон нефтегазонакопления позволяют предположить возможность определенного влияния термобарических факторов. Анализ материалов по наиболее изученной крупной Непско-Ботубинской зоне нефтегазо-

* Ограниченное количество спектральных исследований конденсатов не позволяет рассмотреть детальное изменение их структурных особенностей внутри венд-нижнекембрийского комплекса.

накопления выявил закономерное изменение нефтей, конденсатов и свободных газов с северо-востока на юго-запад этой территории, происходящее одновременно с возрастанием глубины залегания от 900 до 2500 м, температур от 8 до 45 °С, и давлений от менее 20 до 30 МПа. В этом направлении прослеживается закономерное облегчение нефтей с 0,86—0,89 до 0,8—0,81 г/см³, уменьшение их смолистости с 10—18 % до долей и увеличение выхода бензинов с 9—20 до 20—37 % и метановых УВ с 60 до 70 % и более, возрастает и содержание парафино-нафтеновой 46—65 до 69—88 % и незначительно снижается количество нафтенно-ароматической фракции в отбензиненной части нефти.

Конденсаты в противоположность нефтям с северо-востока на юго-запад незначительно утяжеляются от <0,7 до 0,7—0,75 г/см³, но практически остается неизменным содержание в них бензиновых фракций, метановых УВ в бензинах и состав отбензиненной части конденсатов. Содержание смол при этом, как и в нефтях, максимальное в северной части, а в центральной и южной частях резко сокращается от 0,3 % до сотых долей.

В свободных газах в юго-западном направлении происходит постепенное увеличение содержания УВ (от менее 90 до 98 %), жирности газов (гомологов метана от 4—7 до 9—13 %) и сокращение концентраций азота (от 4—15 до 2—5 %).

Отмеченные изменения свойств и состава флюидов УВ в пределах Непско-Ботуобинской зоны нефтегазонакопления могут быть связаны с поступлением флюидов из разных зон генерации: существовавшим, судя по результатам анализа распределения ОВ и подсчета плотностей эмиграции УВ [4] в пределах Нюйско-Джербинской впадины, питавшей северо-восточные районы рассматриваемой территории и более южной части Предпато́мского прогиба, откуда УВ поступали в южную часть Непско-Ботуобинской антеклизы. Существенное влияние оказали и вторичные факторы, в частности гипергенные процессы, приведшие к утяжелению нефтей Нюйско-Джербинского района, и катагенные, приведшие в более жестких термобарических условиях к облегчению относительно легких «первичных» нефтей и утяжелению конден-

сатов южной части антеклизы по сравнению с северной.

Сравнение нефтей и конденсатов подсолевых отложений Лено-Тунгусской НГП показало, что в соответствии с особенностями растворения жидких УВ в газообразных, доля бензиновых фракций в конденсатах значительно выше, чем в нефтях. В конденсатах отмечается значительное увеличение метановых и сокращение ароматических УВ, смол и асфальтенов по сравнению с нефтями.

Взаимосвязанное изменение составов нефтей и конденсатов по территории Лено-Тунгусской НГП не отмечается. В зависимости от геологических условий и истории развития в одних районах относительно легкие конденсаты контактируют со сравнительно легкими нефтями, в других — относительно легким конденсатам сопутствуют более тяжелые нефти. Исследования свободных газов и конденсатов позволили установить отчетливую связь между свойствами и составом названных флюидов УВ единой газоконденсатной системы: плотность конденсатов возрастает, а содержание бензинов уменьшается с увеличением в газах газоконденсатных залежей концентраций тяжелых УВ, углекислого газа и сокращением количества азота.

Выявленные закономерности в изменении свойств и состава УВ флюидов, обусловленные генетическими причинами и влиянием вторичных факторов, были положены в основу прогнозирования состава УВ флюидов. Именно генетический фактор следует рассматривать в качестве основного критерия при прогнозировании состава нефтей, конденсатов и свободных газов в отдельных комплексах и крупных зонах нефтегазонакоплений (ЗНГН) данного региона. С учетом генетического типа УВ флюидов при прогнозировании состава конденсатов, нефтей и газов в неразведанных частях в пределах крупных ЗНГН, использовались пластовые температуры, давления, а также признаки развития процессов гипергенеза в тех или иных районах региона.

Помимо этого, при прогнозировании учитывались выявленные связи в составе флюидов в системах: нефть — конденсат, нефть — свободный газ, конденсат — свободный газ, позволяющие при отсутствии данных по какому-либо

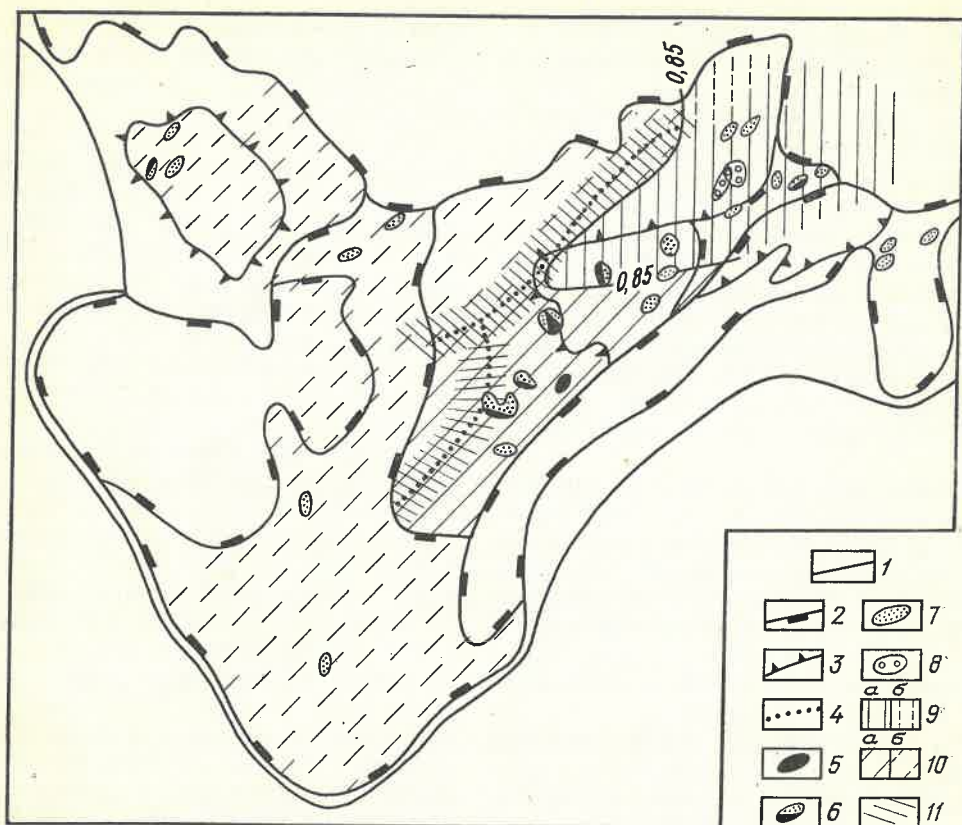


Рис. 1. Схематическая карта прогноза свойств и состава нефтей подсолевых вендских и венд-нижекембрийских отложений Восточной Сибири:

Границы: 1 — Сибирской платформы, 2 — надпорядков тектонических элементов, 3 — крупных тектонических элементов первого порядка (своды, мегава-

лы, зоны поднятий и т. д.); 4 — предполагаемые зоны магмопроводящих разломов; месторождения: 5 — нефтяные, 6 — газоконденсатнонефтяные, 7 — газовые, 8 — газоконденсатные; участки с разной плотностью нефтей, г/см³: 9 — более 0,85, (а — достоверные, б — предполагаемые), 10 — 0,801—0,85 (а — достоверные; б — предполагаемые); 11 — зона локального катагенетического облегчения нефтей

флюиду высказать предположения о его составе по составу другого флюида.

Все перечисленные факторы легли в основу построения карт прогноза свойств и состава нефтей, конденсатов и свободных газов подсолевых отложений Лено-Тунгусской НГП. В связи с ограниченным количеством данных и близостью составов нефтей, конденсатов и газов отдельных НГП, прогноз дан в целом для всего подслового вендского и венд-нижекембрийского комплекса.

На схематической карте прогноза свойств и состава нефтей подсолевых отложений Восточной Сибири (рис. 1) в Вилючанской седловине и северной части Непско-Ботуобинской антеклизы, включая северные районы Непского свода и территорию западнее открытых в настоящее время залежей (в пределах изотермы 20 °С), принимая во внимание фактические данные по со-

ставу нефтей, термобарические условия и признаки протекания здесь гипергенных процессов, прогнозируется зона: утяжеленных и тяжелых нефтей плотностью более 0,85 г/см³, с выходом бензинов менее 20 %, содержанием метановых УВ в бензинах обычно менее 70 %, метано-нафтеновых УВ в отбензиненной части 62—63 %, смолисто-асфальтеновых компонентов более 10 %.

Учитывая данные о составе нефтей юго-восточной периклинали Непско-Ботуобинской антеклизы, Катангской седловины, пластовые температуры и давления, а также отсутствие условий для гипергенного изменения нефтей, можно предполагать, что в пределах всей южной (включая южную часть Непского свода) и западной частей антеклизы в подсолевых отложениях будут встречены легкие нефти (0,8—0,85 г/см³), на большей части территории (южнее Даниловского месторож-

дения) обычно с выходом бензинов более 20 %, количеством метановых УВ в бензинах более 70 %, метано-нафтеновых УВ в отбензиненной части — 67—83 %, смол менее 5 %.

На фоне описанных относительно легких и тяжелых нефтей Непско-Ботубинской антеклизы западнее ее продольной оси с юга на север и далее на северо-восток выделяется узкая полоса, где могут быть встречены залежи с катагенно облегченными нефтями, появление которых объясняется локальным поступлением магмы в различные отрезки геологического времени.

Исходя из материалов по составу нефтей единичных выявленных залежей и предполагаемых пластовых условий на Ангаро-Ленской ступени, в Катангской седловине и на Байkitской антеклизе прогнозируются нефти плотностью 0,80—0,85 г/см³, с содержанием бензинов более 20 % и метановых УВ в бензинах более 70 %.

На схематической карте прогноза свойств и состава конденсатов венд-нижнекембрийских отложений (рис. 2), на основании информации о составе конденсатов уже открытых залежей и выявленных закономерностях изменения свойств и состава конденсатов в зависимости от термобарических условий, выделяются зоны конденсатов различной плотности, содержания бензинов и метановых УВ в них. В северо-восточной части Непско-Ботубинской антеклизы при низких температурах (менее 20 °С) и давлениях (менее 20 МПа) выделяется зона очень легких конденсатов плотностью менее конденсатов с выходом бензинов более 75 %, содержанием метановых УВ в бензинах более 75 %, смолисто-асфальтеновых компонентов более 0,3 % на конденсат.

На большей части Непско-Ботубинской антеклизы (центральная, южная и западная ее части), где пластовые температуры составляют 30—40 °С, прогнозируются легкие конденсаты плотностью 0,7—0,75 г/см³, с выходом бензинов, как правило, более 75 % и лишь в отдельных пробах снижающегося до 60—70 %. Метановых УВ в бензинах более 75 %, смол менее 0,3 %.

На крайнем юге и узкой полосе вдоль юго-восточного склона Непско-Ботубинской антеклизы в районе распространения жирных газов прогнози-

руются утяжеленные конденсаты более 0,75 г/см³, в которых бензинов менее 75 %, метановых УВ в бензинах более 0,7 %, смол 0,5 %.

В пределах Ангаро-Ленской ступени выделено три зоны, различающиеся по свойствам и составу конденсатов. В западной части ступени протягивается зона легких конденсатов 0,70—0,75 г/см³. Содержание бензинов в конденсатах этой зоны изменяется от 60 до 100 %, метановых УВ в бензинах преимущественно более 75 %. К востоку от этой территории обособляется зона утяжеленных конденсатов более 0,75 г/см³, с содержанием бензинов менее 75 % и метановых УВ в бензинах 75 % и более, смол более 0,3 %. Восточнее нее, учитывая распространение в этом районе сухих газов, прогнозируются более легкие конденсаты, аналогичные тем, которые отмечены на западе Ангаро-Ленской седловины.

Исходя из имеющихся данных по составу конденсата и относительно жестких термобарических условий Быха-тахской площади, в Березовской впадине прогнозируются утяжеленные конденсаты. В Катангской седловине с учетом состава конденсатов ванаварских горизонтов Собинского и Желиндуконского месторождений, термобарических условий и высокого содержания гомологов метана (более 10 %) в свободных газах можно предполагать наличие в основном утяжеленных конденсатов с выходом бензинов более 75 %. На Байkitской антеклизе на Оморинской и Юрубченской площадях встречены очень легкие конденсаты плотностью чуть менее 0,7 г/см³, выходом бензинов 75 %. Однако, учитывая термобарические условия 30—50 %, достаточно высокое содержание тяжелых УВ более 10 % в свободных газах и состав конденсатов в соседней Катангской седловине на территории Байkitской антеклизы, можно ожидать распространение конденсатов плотностью 0,7—0,75 г/см³, выходом бензинов более 75 % и метановых УВ в бензинах более 75 %.

На схематической карте прогноза состава свободных газов (рис. 3) выделены предполагаемые зоны распространения газов УВ с различным содержанием гомологов метана и азота. На севере Непско-Ботубинской антеклизы и в Вилючанской седловине при низких температурах и давлениях, в

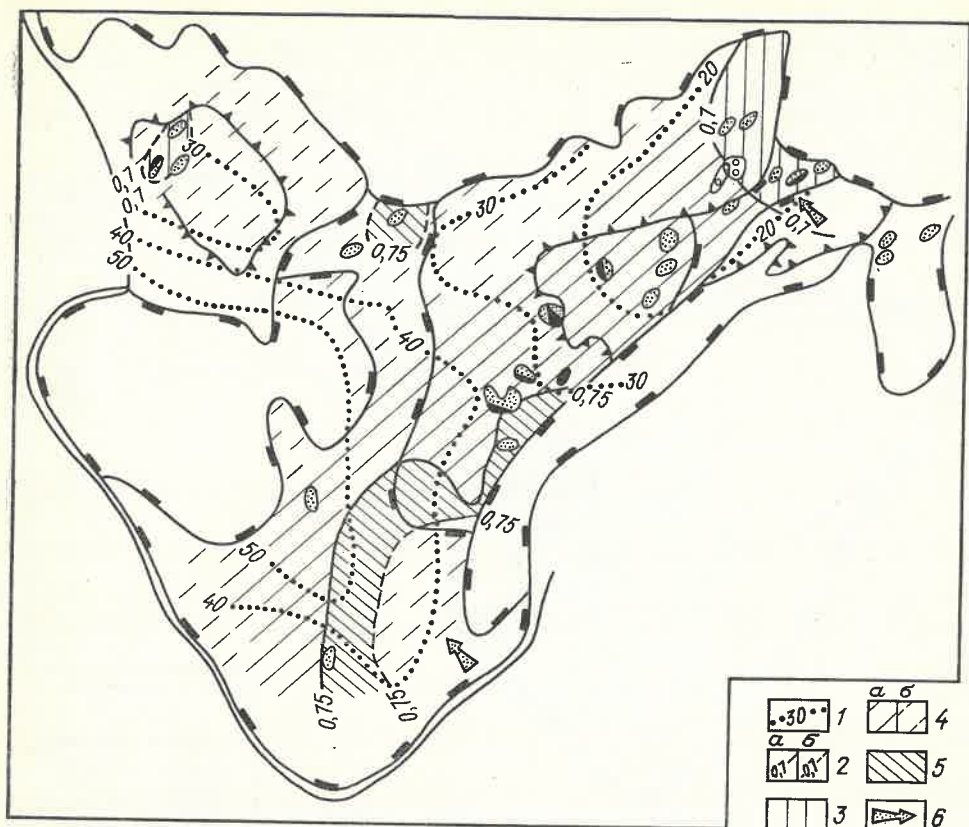


Рис. 2. Схематическая карта прогноза свойств и состава конденсатов подсолевых вендских и венд-нижнекембрийских отложений:

1 — предполагаемые изотермы, °С; 2 — изолинии плотности конденсатов (а — достоверные, б — предполагаемые);

3 — <0,7, 4 — 0,701—0,75 (а — достоверные, б — предполагаемые), 5 — >0,75; 6 — подток относительно сухих газов поздней генерации; остальные усл. обозн. см. рис. 1

зоне развития вечной мерзлоты, встречаются относительно сухие свободные газы с содержанием гомологов метана, как правило, 5—10 % (из них $C_3H_8 + v$ — менее 4 %), и повышенным количеством азота — более 5 %. Аналогичные газы можно прогнозировать и западнее открытых залежей в пределах всей площади, ограниченной изотермой 20 °С.

В юго-восточной части антеклизы (от площадей Устькутской и Касьяновской на юге до Поймыгинской площади на севере и приблизительно до оси Непско-Ботуобинской антеклизы на западе) встречаются жирные УВ газы с содержанием гомологов метана 10—13 %, азота — меньше 6 %. Между описанными зонами в центральной части антеклизы и на ее северо-западном склоне прогнозируется распространение газов, отличающихся по составу от рассмотренных зон. Предполагается, что в них количество тяжелых УВ будет составлять 5—11 %, азота 2—6 %.

На крайнем юге Непско-Ботуобинской антеклизы за счет возможного подтока сухих газов поздней генерации со стороны Предбайкальского палеопротуба предполагается небольшая зона относительно сухих газов с содержанием гомологов метана 5—10 % и менее азота менее 5 %.

В Березовской впадине современные температуры выше, чем в Вилучанской седловине, поэтому в первом районе метан и этан находятся в газообразном состоянии, во втором — в газогидратном. Принимая во внимание свойства и состав конденсатов района, можно полагать, что свободные газы в Березовской впадине будут более жирные, чем в Вилучанской седловине, содержание гомологов метана в них возрастет до 6—10 % и более. Вопрос о количестве азота в газах решить пока трудно.

В Ангари-Ленской ступени на западе по имеющимся фактическим данным выделяется зона свободных газов

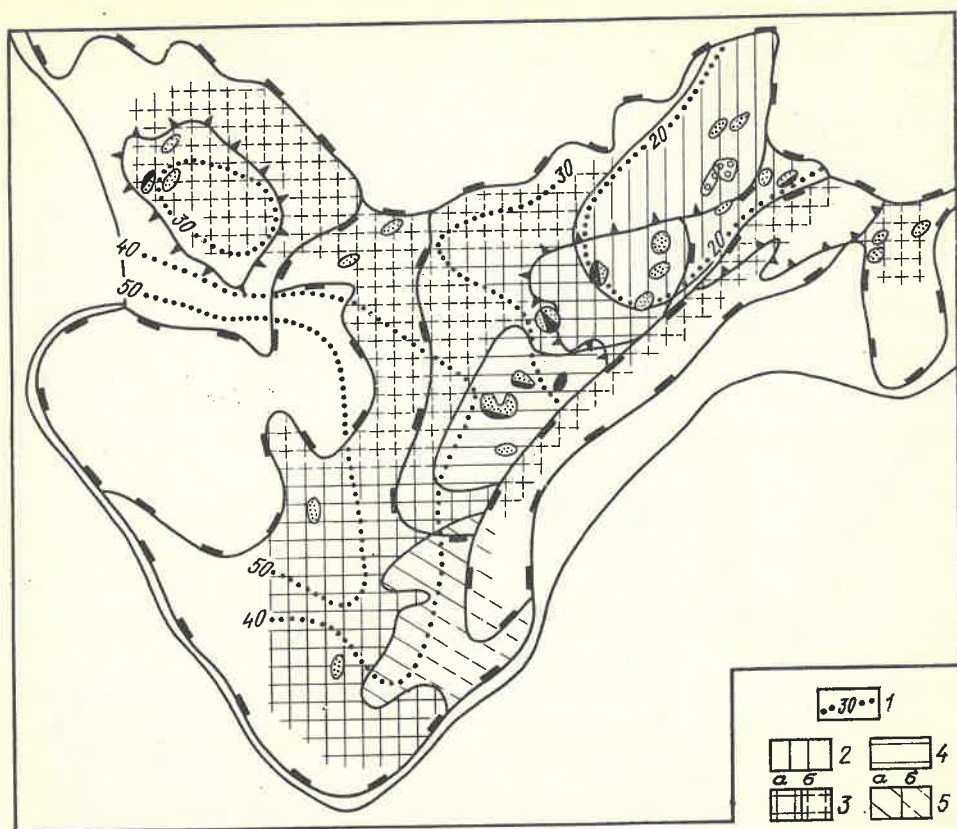


Рис. 3. Схематическая карта прогноза состава свободных газов подсолевых вендских и венд-нижнекембрийских отложений:

1 — изотермы терригенного комплекса венд-нижнекембрийских отложений, °C; зоны газов с содержа-

нием суммы гомологов метана (в т. ч. $C_3H_8 + B$), %: 2 — 5—10 (<4); 3 — 5—12 (2—5); а — достоверное, б — предполагаемое; 4 — 10—15 (>4); 5 — менее 5 (<1,5); а — достоверное, б — предполагаемое; в скобках приведены наиболее часто встречающиеся содержания; остальные усл. обозн. см. рис. 1

с содержанием гомологов метана 5—12 % и азота 2—5 %. Восточнее встречаются сухие газы, содержащие менее 5 % ТУ и менее 3 % азота. Такие же газы прогнозируются и в самой восточной части Ангаро-Ленской ступени, где фактические данные по составу газов отсутствуют.

В Катангской седловине и на Байкитской антеклизе предполагаются достаточно жирные газы с содержанием гомологов метана — 9—12 %, азота — более 5 %.

На основании рассмотренного материала можно сделать следующие выводы.

При прогнозировании свойств и состава флюидов УВ Восточной Сибири выявлены закономерности в изменении их геохимических характеристик, обусловленные генетическими причинами и влиянием вторичных факторов.

Углеводородные флюиды крупных зон нефтегазонакопления различаются по составу и свойствам, что связано с

поступлением их из разных зон генерации, отличающихся, по-видимому, спецификой ОВ материнских пород, т. к. выявленные различия не коррелируются с региональными изменениями термобарических условий.

В пределах каждой отдельной области и района изменения свойств и состава нефтей и конденсатов контролируются термобарическими факторами. Это дает возможность использовать их при геохимическом прогнозе свойств и состава углеводородных флюидов.

Установлена связь между свойствами и составом нефти, конденсата и газа (в пределах единого нефтегазового комплекса), что позволяет при отсутствии какого-либо звена в этом ряду, прогнозировать его свойства и состав по закономерным изменениям других.

В исследуемых районах Восточной Сибири прогнозируются преимущественно легкие нефти плотностью 0,85 г/см³ и менее. Это связано с пре-

валирующей ролью катагенных процессов над гипергенными. Ожидается наибольшее распространение газоконденсатных залежей со средними по плотности конденсатами $0,70-0,75 \text{ г/см}^3$ и газов УВ (свободные) с концентрациями гомологов метана $5-12 \%$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ботнева Т. А. Генетические основы классификации нефтей. — М.: Недра, 1987.
2. Ботнева Т. А., Нечаева О. Л., Грайзер Э. М. Прогнозирование состава конденсатов При-

каспийской впадины//Геология нефти и газа. 1988. № 6. С. 42—45.

3. Геология нефти и газа Сибирской платформы/Под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. — М.: Недра, 1985.
4. Геохимия нефтей и органического вещества пород нефтегазоносных провинций и областей СССР. — М.: Недра, 1983.
5. Дробот Д. И., Преснова Р. Н. Свойства и состав нефтей венда и кембрия Сибирской платформы//Сов. геология. 1976. № 6. С. 18—19.

Принята редколлегией 29 октября 1990 г.

УДК 553.981(477.6)

© Коллектив авторов, 1991

Галогенные формации палеозоя Днепровско-Донецкой впадины

Л. В. КУРИЛЮК, Г. И. ВАКАРЧУК, В. П. СЛОБОДЯН,
Ф. Ф. ХМЕЛЬ (ПГО «Черниговнефтегазгеология»)

Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ) расположена на западе Русской платформы между Украинским щитом и Воронежским кристаллическим массивом, являясь структурой первого порядка. На северо-западе граница исследуемой части впадины проходит через Лоевскую поперечную седловину по кристаллическому фундаменту с отметкой поверхности $-1-2,5 \text{ км}$, а на юго-востоке до Ромадановского и Синевского соляных штоков с отметками $-4,5-10 \text{ км}$. По современным представлениям строение этой части впадины по фундаменту определено сложнопостроенным Днепровским грабеном протяженностью 280 км , простирающегося в виде наклонной полосы с северо-запада на юго-восток и с глубинами залегания фундамента $-1-10 \text{ км}$. Ширина грабена непостоянная, в Черниговском пересечении равна 68 км , в Ромадановском увеличивается до 120 км . Наряду с этим изменяется и амплитуда краевых разломов, окаймляющих грабен (в Черниговском пересечении возрастает от $0,3$ до 1 км . Кроме того, она закономерно увеличивается в юго-восточном направлении, где в пересечении регионального профиля Коландинцы-Ромны амплитуда северного разлома составляет почти 3 км , южного — $1,75 \text{ км}$). В кристаллическом фундаменте прослеживаются структурообразующие продольные и поперечные нарушения по простиранию и

вкрест простирания грабена. Там же выделяются северо-восточный и юго-западный прибортовые и центральный осевой прогибы, небольших размеров с относительно глубокими локальными впадинами, разделенных седловинами или горстообразными блоками. Указанные прогибы разделены двумя средними зонами погребенных поднятий фундамента, закономерно погружающихся с северо-запада на юго-восток. Для прогибов характерны интенсивная расчлененность фундамента дизъюнктивными нарушениями, значительные перепады уровней залегания его поверхности (до 4000 м и более). Сложнопостроенная поверхность фундамента предопределила условия залегания нижней части осадочного чехла палеозоя, к которому приурочены галогенные формации (рис. 1). Формирование рассолов девонских и пермских образований ДДВ определялось палеогеографическими, геологоструктурными и гидрогеологическими ее особенностями. Современные соляные отложения образовались в результате интенсивного испарения огромных масс морской воды внутренних бассейнов, существовавших на территории впадины.

Кроме того, по стратиграфическому положению, характеру строения, истории формирования осадочного чехла впадины в палеозойских отложениях выделяются три галогенные форма-

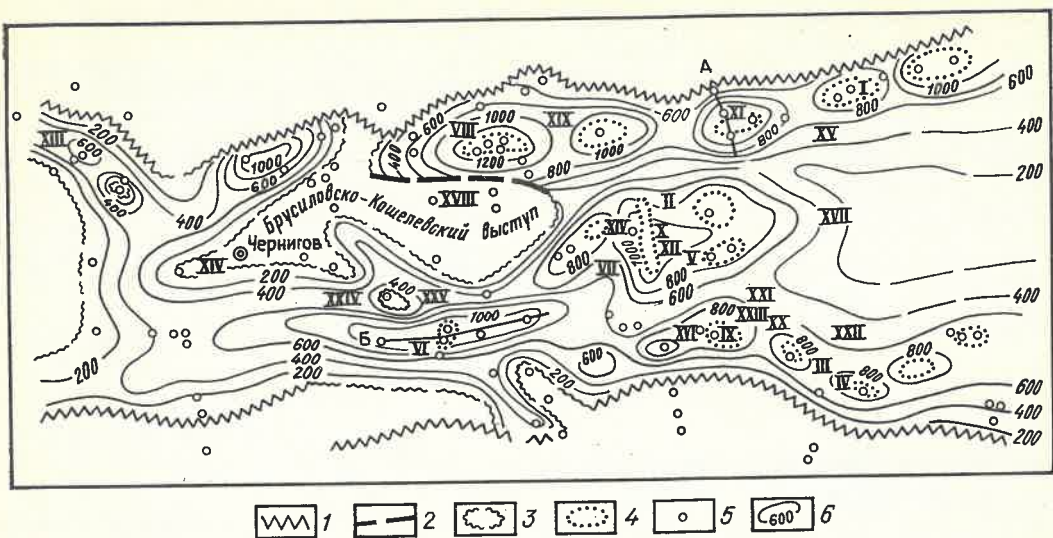


Рис. 1. Схематическая карта толщин нижней соленосной формации девона северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины:

1 — краевые глубинные разломы (граница грабена); 2 — тектонические нарушения; 3 — участки отсутствия отложений нижней соленосной формации; 4 — соляные штоки; 5 — глубокие скважины; 6 — изопалиты соленосной формации, м; А — сейсмогеологический разрез через Дмитриевский соляной шток (см. рис. 2), Б — разрез по линии скважин Красные Партизаны — Григоровка (см. рис. 3), площади: I — Ро-

менская, II — Ивангородская, III — Антоновская, IV — Каплинцевская, V — Гмырянская, VI — Крапивнянская, VII — Южно-Дорогинская, VIII — Холмская, IX — Прилукская, X — Буромская, XI — Дмитриевская, XII — Ичнянская, XIII — Грибоворуднянская, XIV — Брусилловская, XV — Салогобовская, XVI — Маледевицкая, XVII — Сребненская, XVIII — Кошелевская, XIX — Великозагорская, XX — Журавовская, XXI — Леляковская, XXII — Гнединцевская, XXIII — Мильковская, XXIV — Новопадолевская, XXV — Вертиевская

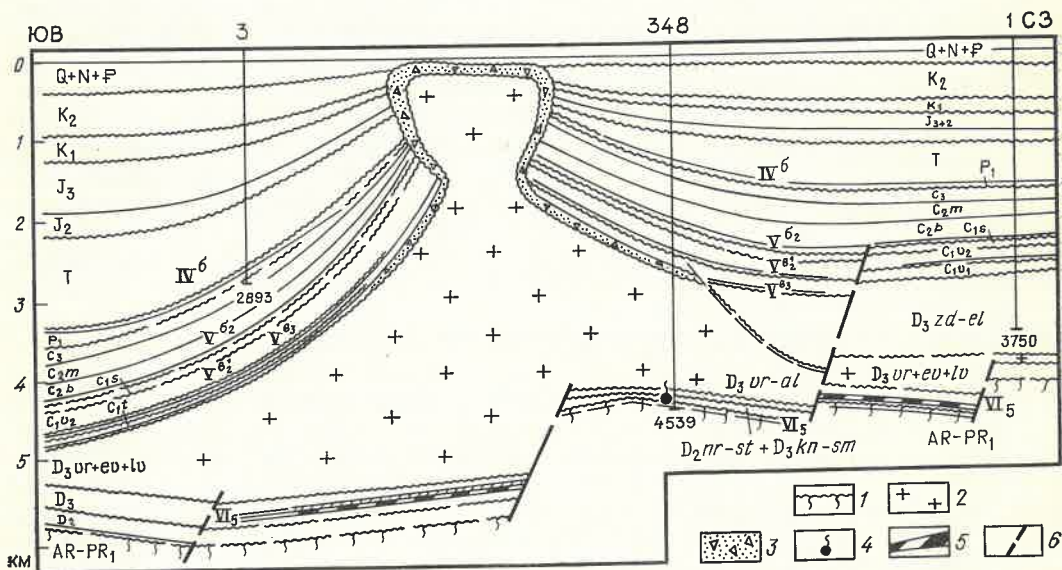


Рис. 2. Сейсмологический разрез через Дмитриевский соляной шток:

1 — поверхность кристаллического фундамента; 2 —

каменная соль; 3 — брекчия; 4 — нефтенасыщенность; 5 — прогнозируемые залежи нефти; 6 — разломы; IV⁶, V₂^b, V^b, V₃^b, V₁₂^b — отражающие горизонты

ции — верхнефранская (нижняя) и верхнефаменская (верхняя) в девоне и нижнепермская.

Стратиграфические уровни прорыва девонских соляных диапиров и криптодиапиров в осадочную толщу впадины

различные: предантропогенный — Роменский; предпалеоген-неогеновый — Дмитриевский (рис. 2), Ивангородский, Каплинцевский и др.; преднижнетриасовый — Гмырянский, Крапивнянский и др.; внутрикарбонный — Южно-До-

Верхнефранская соленосная формация имеет широкое площадное распространение в регионе. Она трансгрессивно залегает на вулканогенно-осадочном подсолевом комплексе (см. рис. 1). В пластовом залегании ее толщина составляет 200—1000 м (рис. 3). Однако вследствие проявления соляной тектоники, толщина формации по площади резко изменяется. В купольном и штоковом залегании она составляет 2,5—3,3 км (вскрытая скважинами) и 4—6 км по геофизическим данным (Буромский шток). На относительно погруженных выступах фундамента (Плисковско-Лысогорский, Монастырский и др.) толщина формации сокращается до 400 м и не прослеживается на приподнятых выступах (Брусиловский, Кошелевский и др.). В этих сложных условиях генезиса количество несоляных пород формации возрастает до 30 %, что свидетельствует о соленакоплении в бассейне с резко расчлененным рельефом дна, обусловленным дифференцированным движением блоков фундамента и вулканической деятельностью. Собственно соленакопление происходило в пределах грабена и контролировалось глубинными краевыми разломами, о чем свидетельствует отсутствие соленосных толжений в пределах бортовых частей падины. Максимум соленакопления приурочен к локальным впадинам по фундаменту (Холмская, Дмитриевская, Роменская, Нежинская, Ичнянская, Ирлуцкая, Антоновская и др.). Глубины залегания кровли формации, становленные бурением, самые различные и зависят от ее современной морфологии. На участках, где соль залегает в виде штоков, она составляет 00—600 м, куполов — 1,2—4 км и в пластовом — 5 км и более.

Рис. 3. Сейсмогеологический разрез по линии скважин Красные Партизаны — Григоровка:

1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — аргиллиты, 4 — доломиты, 5 — известняки, 6 — мергели, 7 — ангидриты, 8 — диабазы, 9 — туфы, остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

ских деформаций и четко выражены следами течения (особенно в области солянокупольной тектоники). Галогенная формация — региональный флюидоупор, сохраняющий залежи нефти и газа в подсолевом комплексе девона, где выявлены прямые признаки нефтегазосности и полупромышленных притоков углеводородов (УВ).

Примечательной особенностью верхнефранской галогенной формации является установленный парагенезис соленосных и эффузивных образований. Эффузивы не только подстилают отложения формации, но и залегают внутри ее. Вулканическая деятельность в девонский период установлена на всей территории северо-запада впадины. Однако наибольшая активность и влияние вулканизма зафиксировано в строении подсолевого и надсолевого комплексов, относящихся соответственно к верхнефранскому и верхнефаменскому времени. Верхнефранский вулканизм заметно начал проявляться, начиная с алатырского, в воронежское или евлановское время, вследствие чего образовались значительные толщи вулканогенных пород, достигающие 200—800 м с глубинами залегания 1500—5600 м и более.

Алатырские вулканогенные породы представлены пестроцветными туффитами, туфопесчаниками, туфоалевритами, иногда туфоконгломератами. Они формировались в субаэральных условиях. Воронежские вулканогенные породы темно-зеленого до черного цвета, среди них доминируют базальты, спилиты, альбитофиры и в меньшей степени андезитобазальты. Это в основном продукты подводных излияний. Евлановские вулканы по составу близки к воронежским, но в некоторых разрезах преобладают туфтиты (Грибоворуднянская, Брусиловская и другие площади). В верхней части толщи фиксируется пестроцветная окраска пород, которая свидетельствует о колебательных движениях, сопровождавшихся обмелением бассейнов накопления. Толщина верхнефранских вулканогенных образований заметно возрастает в непосредственной близости участков пересечения продольных и поперечных тектонических нарушений глубокого заложения. К этим же участкам приурочено увеличение излившихся разностей пород с преобладанием туфогенных образований.

В настоящее время в большинстве разрезов девона, вскрытых скважинами установлено, что пластовые тела, покровы и дайки эффузивов подстилают галогенные образования. В то же время в строении верхнефранской соленосной формации принимают участие вулканогенные породы. На некоторых площадях они зафиксированы внутри соли и в большинстве случаев тяготеют к нижней части толщи. Характерной особенностью и своеобразием взаимоотношения галогенной и вулканогенной формаций является переслаивание каменной соли с типичными интрузивными диабазами. Так, на Салогубовской площади наблюдается четкое чередование соли с диабазами, где в составе соли установлены: натрий 37,8%, хлор 58,27%, калий 0,52%, магний 0,81%, сильвин 0,02%, сульфаты 1,32%, нерастворимый остаток 1,25%.

По данным лабораторного изучения кернового материала главными составляющими минералами диабазов являются: основной плагиоклаз (лабрадор), пироксены (авгит, гиперстен, клиноэнстатит), базальтическая (бурая) роговая обманка. Из рудных минералов встречен титаномagnetит. Кроме того, фиксируются оливин, эпидот, кальцит и т. д. Отмечена примесь кварца. Существенные вариации диабазов по разрезу доказывают значительную петрологическую дифференциацию и довольно интенсивные эпимагматические процессы, присущие наиболее крупным гипабиссальным пластовым интрузиям трапповой формации (А. Е. Лукин, 1988).

Комплексный анализ кернового материала внутрисолевого интрузии (5040—5158 м) на Салогубовской площади свидетельствует о появлении пегматоидной структуры при резком (более чем в 2 раза по сравнению с низами интервала) увеличении роли плагиоклаза (лабрадора) и содержании рудных минералов (ильменита, магнетита). Наряду с этими признаками магматической дифференциации, отмечены интенсивная хлоритизация и альбитизация, связанные с постмагматическими процессами (действие углекислых растворов на фемические минералы — железомagneзиальные, присутствующие в магматических породах). Эти признаки типичны для «висячего»

«бока» (прикровельной части) крупных пластовых интрузий.

В нижней части пласта содержание пироксенов (авгит, гиперстен и др.) резко возрастает, появляется оливин. Фиксируется присутствие вторичных новообразований, представленных эпидотом, цеолитом и другими эпимагматическими минералами. Признаки постмагматических процессов (хлоритизация и т. д.) в этой части разреза отсутствуют. Магматическая дифференциация в сторону резкого повышения роли фемических минералов вообще и появление, в частности, оливина свойственно для «лежачего бока» (приподошвенной части) крупных пластовых интрузий.

Кроме того, вскрытые скважинами диабазы слагают крупную пластовую интрузию (силлы), согласно залегающую с каменной солью NaCl. В трапловых формациях толщина их варьирует в широких пределах, редко превышая 300—350 м. В отличие от габбровых лакколлитов силлы имеют большую толщину и меньшую распространенность по площади (А. Е. Лукин, 1988).

Широкое проявление вулканизма связано с рифтовым развитием ДДВ. Как известно, самая распространенная точка зрения исследователей состоит в том, что рифты формируются вследствие растяжения земной коры, вызванного подъемом нагретого магматического вещества. Образующиеся при этом разломы способствуют формированию блоковой структуры фундамента и контролируют развитие очагов вулканизма в нижней части осадочного чехла девона, залегающего непосредственно на кристаллических породах фундамента.

Вулканогенные породы в разрезе девона нельзя, как соленосные, относить к региональному флюидоупору, обеспечивающему закрытость перспективного на нефть и газ подсолевого терригенно-карбонатного комплекса в регионе. Фактические данные свидетельствуют о том, что емкостно-фильтрационные свойства вулканитов неравномерно выклинивающиеся из толщины лишь на некоторых площадях могут выполнять роль локальных покрышек. Однако те толщи вулканических пород, которые переслаиваются с каменной солью и парагенетически связаны с ней, могут служить региональным

флюидоупором. С точки зрения коллекторских свойств вулканогенные породы относятся к низким классам (I—III классы) и лишь незначительная их часть может входить в разряд пород со средними коллекторами (IV класс). К ним относятся туфы, туффиты, измененные эффузивы и некоторые другие разновидности.

Верхнефаменская галогенная формация значительно меньше развита во впадине по сравнению с верхнефранской. В лебедянское время вследствие тектонических процессов произошли существенные изменения в палеогеографической ситуации, способствовавшие образованию верхнефаменского солеродного бассейна. После задонского и елецкого времени снова возникли благоприятные условия для соленакопления в локальных прогибах. В северо-восточном прибортовом прогибе отложения этой формации установлены бурением на участке Максаки-Бахмач. Ее толщина составляет 25—300 м. Наиболее полно отложения формации развиты в пределах юго-западного прибортового прогиба. На Видельцевской, Олишевской и других площадях их толщина 400 м. Юго-восточнее этих площадей на Малодевицкой структуре толщина формации возрастает до 700—800 м. В приосевом прогибе согласно данным геофизических исследований на отдельных площадях фиксируются галогенные образования, но бурением еще не доказано их реальное существование.

Верхнефаменская галогенная формация по данным бурения делится на нижнюю — сульфатно-карбонатную, среднюю — собственно солевую (самую мощную) и верхнюю — сульфатно-карбонатную пачки, прослеживающиеся по электрометрическим показателям. Однако в некоторых разрезах каменная соль замещается сульфатными породами, фиксирующими окончание регрессивной части цикла осадконакопления в конце фаменского века. Соленосная формация в регионе рассматривается как локальный флюидоупор, способствующий сохранению нефтяных и газовых залежей в перспективных терригенно-карбонатных межсолевых задонско-елецких отложениях.

Наряду с девонскими галогенными формациями в разрезе палеозоя впадины широко развита *раннепермская галогенная формация*. Однако условия

формирования пермского солеродного бассейна были своеобразными и отличались от девонского тем, что накопление соли происходило на этапе синеклизного развития ДДВ (верхний визей — антропоген) в проливе длиной в сотни и шириной порядка 100 км, сообщаемом с морем на юго-востоке и северо-западе впадины. Наиболее полные разрезы формации вскрыты скважинами во внутренних пермских депрессиях (Сребненская, Кошелевская, Монастырищенская и др.). В пространственном отношении разрезы перми не совпадают с максимальным развитием девонских формаций, т. е. в зонах, где широко развиты галогенные образования девона и активно проявляется соляная тектогенез, нижнепермская формация отсутствует (Холмская, Великозагоровская, Прилукская, Журавковская, Антоновская и т. д.).

В стратиграфическом отношении галогенная формация перми охватывает три свиты — никитовскую, славянскую и краматорскую, отвечающих ассельскому и сакмарскому ярусам унифицированной схемы Восточно-Европейской платформы. Формация содержит разнообразные по фациальному и литологическому составу отложения. Среди них преобладают хемогенные породы. По строению и соотношению основных литологических разностей пород (соль, ангидрит, доломит, известняк, алевролит, аргиллит) формация имеет четко выраженное двучленное строение. Нижняя ее часть сложена ритмичным чередованием алевролитов, известняков, доломитов, ангидритов с прослоями глин и солей, а верхняя — в основном солью с тонкими прослоями ангидритов и галопелитов. Соль составляет 70—80 %, ангидрит 10—15 % и алевролит 5—10 % от общей толщины разреза. Более значительная примесь терригенно-хемогенного материала приурочена к верхней и нижней частям краматорской свиты. Соль характеризуется крупно- и гигантокристаллической структурой, водяно-прозрачной и молочно-белой окраски. Примесь пелитоморфного материала, приуроченная к межзерновым пустотам галита, содержит гидрооксиды железа, окрашивающие соль в коричневатый, красно-бурый и розовый цвета.

В окраинных (шельфовых) зонах солеродного бассейна перми развиты известняки и доломиты. Вследствие

вторичных процессов этих пород образовались кондиционные коллекторы, которые наряду с тектоническим и другими факторами создавали в ДДВ благоприятные условия для скопления залежей углеводородов крупных размеров (Лебяковское, Гнединцевское, Мильковское и т. д.).

Начальный этап развития формации приурочен к отложениям никитовской свиты. Здесь впервые зафиксировано засоление морского бассейна с наличием в разрезе маломощных пластов каменной соли. В славянское время засоление было широко развито, а в краматорское — достигло своего максимума и стало заключительным этапом формирования формации.

Образованию галогенной формации впадины способствовали массы морской воды открытого моря, располагавшегося в восточной части Русской платформы в районе Прикаспийской впадины. Эти воды проникали в ДДВ вдоль северного окончания Донецкого складчатого сооружения. Препятствием для проникновения вод в смежный Припятский прогиб являлся поперечный Черниговско-Брагинский выступ, четко и стабильно выраженные в рельефе фундамента, о чем свидетельствует отсутствие соленосных отложений перми в Припятском прогибе. Кроме того, источником накопления соленосных образований перми во впадине в значительной мере служили девонские диапиры соли типа Дмитриевского, Роменского, Нежинского, Ивангородского, Буромского, Ичнянского, Парафиевского, Иваницкого, Каплинцевского, Логовиковского, Исачковского и др., которые под воздействием тектонических процессов были выведены на земную поверхность и являлись областями разгрузки и рассеивания больших масс девонской соли в раннепермский солеродный бассейн.

Заключительный этап формирования раннепермской галогенной формации характеризуется накоплением калийных солей в двух горизонтах толщиной 8—20 м на Новоподольской, Кошелевской, Вертиевской и других площадях. Здесь на глубине 1,7—2,3 км установлено содержание сильвинита 0,11—29,26 %, карналлита 0,3—41 %, кизерита 0,1—30,8 % и других минералов, по кондициям, имеющих промышленное значение. К концу раннепермской эпохи условия осадконакопления на тер-

ритории впадины выровнялись и на галогенной формации отложились красноцветные песчано-глинистые молассоидные образования триаса.

Данные о калиеносности верхнефранской формации на северо-западе ДДВ весьма ограничены. Имеются сведения о наличии калийных солей на Роменской структуре, где в сводовой части соляного штока в скважинах 1,4 и 6 установлено два пласта сильвинит-галитовой породы толщиной 6—80 м с содержанием K 8—13,76 % и Mg до 0,2 %. По данным гамма-каротажа пласты калийных солей толщиной 3—5 м фиксируются в разрезе формации на Борковской площади, но керном они не охарактеризованы и анализы по ним не производились.

Из трех галогенных формаций палеозоя ДДВ, существенную роль в процессе структурообразования в осадочном чехле играет наличие мощной верхнефранской формации. Периодическая мобильность и разнонаправленность движения блоков, их специфическое расположение в общей системе блокового строения фундамента и подсолевого комплекса с барьерными уступами создавали благоприятные условия для последующего формирования соляных структур типа куполов и штоков в осадочном чехле. Так, уникальной для северо-запада является близмеридиональная ориентировка своеобразных Ивангородско-Буромского, Ичнянского соляных штоков, формирование которых связано с глубинным разломом такой же ориентировки. В то же время, абсолютное большинство аналогичных структур имеют северо-западную ориентировку по длинной оси, подчиненную общему простираанию ДДВ.

Способность каменной соли при определенных условиях к пластическому перераспределению толщины на больших глубинах под влиянием региональных тектонических процессов определили многообразие локальных

структур, созданных соляной тектоникой. Из установленных в настоящее время солянокупольных структур, образовавших антиклинальные ловушки, самыми перспективными являются с предкаменноугольным уровнем прорыва осадочного чехла. В этих ловушках, терригенные породы которых содержат кондиционные коллекторы и покрышки, в настоящее время установлен ряд крупных месторождений углеводородов, приуроченных в основном к нижнекаменноугольным (турнейский и визейский яруса) отложениям (Яблунское, Прилукское, Малодевицкое и др.). Меньше залежей углеводородов сосредоточено в ловушках предтриасового уровня прорыва и совсем не установлено в предпалеогеновых.

Анализ геолого-геофизических материалов исследуемого региона показывает, что намечившееся на первом этапе формирование соляных куполов и, как следствие, образование структур (ловушек), определили пространственное размещение залежей нефти и газа в ДДВ, приуроченных к нижнекаменноугольным отложениям. Установлено, что отложения межсолевого и надсолевого комплексов, перекрывающие нижнюю соленосную формацию, имеют значительные прогнозные ресурсы углеводородов. Это доказано открытиями промышленных месторождений в центральной части ДДВ. На исследуемой территории существенных открытий пока не произошло из-за слабой изученности структурно-тектонических и литолого-фациальных особенностей девона. Поиск и изучение участков, где присутствуют перспективные структуры с низким уровнем прорыва соли, возможны современными геофизическими методами, которые позволяют выявить месторождения нефти и газа в глубокозалегающих частях (5—7 км) разреза карбона и девона во впадине.

Принята редколлегией 28 мая 1990 г.

Магматогенно-гидротермальная система в Кызылкумах

К. В. ЗАХАРЕВИЧ (ЛГУ), А. А. ЗАХАРЕВИЧ (САИГИМС),
Т. Б. ВОЛЧЕНКОВА (ИГГД АН СССР)

Совокупность геолого-структурных, петролого-геохимических, гравимагнито-разведочных и экспериментальных данных дает основание рассматривать золотое и золото-серебряное оруденение в Центральных Кызылкумах в генетической связи с позднеколлизией магматогенно-гидротермальной системы. Понимание закономерностей формирования и размещения этой системы позволяет расширить возможности обоснованного прогнозирования Au-Ag оруденения в регионе.

Рудные метасоматиты. Золотая и золото-серебряная минерализация в Центральных Кызылкумах связана с жильно-метасоматическими проявлениями в разновозрастных (V—PZ) преимущественно терригенных и метавулканогенных породах основного состава, слагающих коллизийную покровно-складчатую структуру региона [6, 8]. Температурный диапазон формирования метасоматитов 500 ... 200 °C. К высокотемпературным относятся биотит-полевошпатовые (по терригенным породам) и биотит-гастингсит-полевошпатовые (по метавулканитам) метасоматиты с золото-кварцевым и золото-сульфидным оруденением. Температура гомогенизации газовой-жидких включений (гомогенизация в газовую фазу) из сопряженных с метасоматитами кварцевых жил — 450—465 °C (пневматолитовая стадия). Эти метасоматиты образуют субпластовые тела на границах каледонско-герцинских надвигов в узлах их пересечения разрывными нарушениями. Формирование метасоматитов происходит в синкинematических условиях при высокой пластичности среды (квазизакрытая система) в ходе позднеколлизийного этапа складчатости, деформирующей покровно-складчатую структуру с образованием горизонтальных флексур (S- и Z-образных складок) [8].

Субпластовые высокотемпературные метасоматиты приурочены к зонам контактово-метаморфической проработки в условиях фации альбит-эпидотовых роговиков во внешних ореолах гранитоидных массивов позднеколлизийного комплекса. В породах экзоконтактов, преобразованных в условиях фации роговообманковых роговиков, высокотемпературные золоторудные метасоматиты не обнаружены (мощность таких зон достигает 2—2,5 км). По химическому составу метасоматиты отличаются от вмещающих контактово-метаморфических пород повышенным содержанием Na_2O , а также Sr, U и тяжелых лантаноидов. Минеральный состав их характеризуется обилием микропорфиروبластического плагиоклаза (An_{5-10}) и крупночешуйчатого порфиروبластического биотита, повышенными содержаниями кальцита и апатита. В метавулканитах к этой ассоциации добавляется щелочная роговая обманка. В незначительных количествах в метасоматитах присутствует калиевый полевой шпат. Развитие метасоматитов сопровождается образованием субпластовых кварцевых жил.

В пределах зон развития субпластовых метасоматитов, как правило, присутствуют секущие жильно-метасоматические тела альбит-серицит-хлорит-кварцевого состава с концентрированной золото-сульфидной минерализацией. Они отличаются менее высокой температурой гомогенизации газовой-жидких включений (310—330 °C) и могут рассматриваться как проявления того же процесса образования субпластовых метасоматитов, но уже в условиях перехода пластических деформаций в хрупкие при остывании системы в целом.

Среднетемпературные метасоматиты с золото-арсенопирит-пиритовой мине-

рализацией, представленные серицитолитами (температура образования 350 °C), локализуются в секущих разрывных структурах не только в пределах термального ореола, но и вне его воздействия (на значительном удалении) как телетермальные. Серицитолиты развиваются за счет привноса K_2O при одновременном выносе Na_2O и SiO_2 . Для них специфично обогащение Rb, Th, легкими лантаноидами [4]. Такие метасоматиты могут слагать весьма протяженные зоны в пределах крупных постскладчатых разломов с непрерывным переходом к низкотемпературным (до 200 °C) альбит-хлорит-кварцевым жильно-метасоматическим образованиям с серебро-сульфосольной минерализацией.

Низкотемпературные метасоматиты указанного типа, формирующиеся за счет перетолжения Na_2O и SiO_2 , обладают сходной геохимической специализацией с высокотемпературными натровыми метасоматитами — повышенными содержаниями Sr, U, тяжелых лантаноидов.

Наиболее низкотемпературные изменения выражены аргиллизацией, с перетолжением за счет разложения сульфидов самородным золотом. Наличие разных по температурам, но сходных по особенностям эволюции химизма рудных метасоматитов в различных структурных позициях предполагает формирование их в условиях термоградиентных полей, определяемых магматическими центрами.

Позднеколлизионные гранитоиды. Гранитоиды позднеколлизионного комплекса (орогенная гранодиорит-гранитная формация по [12]) распространены в регионе. Это особенно наглядно видно из материалов гравимагнитометрической разведки (рис. 1) [3]. Гранитоиды (гранодиориты, кварцевые мангериты, адамеллиты, граниты) являются поздними резко преобладающими фазами в составе многофазовых (включающих габброиды [10]) массивов и могут рассматриваться как крайние члены известково-щелочной K-Na серии. В то же время они обладают резко выраженными петрохимическими характеристиками коровых образований.

Смешанная мантийно-коровая природа комплекса проявляется при анализе их петро- и геохимических особенностей. Так, на диаграмме Харри-

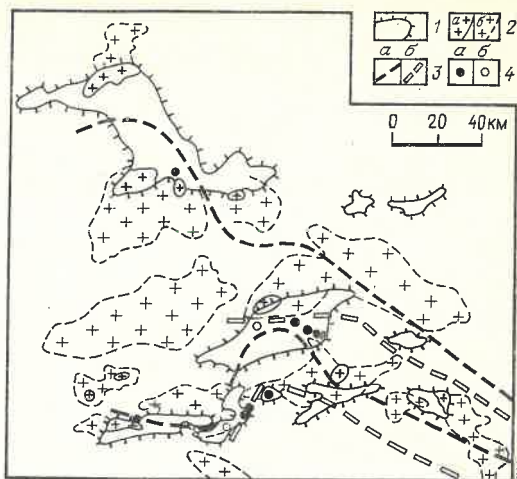


Рис. 1. Схема локализации позднеколлизионных гранитоидов и рудно-метасоматических проявлений в Центральных Кызылкумах:

1 — границы выходов пород V—PZ; 2 — гранитоиды: а — выходящие на поверхность; б — развитые на глубине 3 км (по результатам гравимагниторазведки); 3 — оси главных коллизионных антиклинальных (а) и синклинальных (б) структур, (по [8]); 4 — рудно-метасоматические проявления: а — Au; б — Au—Ag

са, Пирса и Тиндля [14] (рис. 2, а) в координатах Rb/Zr— SiO_2 фигуративные точки составов пород должны ложиться вблизи поля известково-щелочных постпозднеколлизионных магматитов. Отдельные из них приближаются к типично коллизионным коровым, но не попадают в их поле. На диаграмме Чаппела и Уайта [13] (см. рис. 2, б), составленной по оригинальным и опубликованным [7] материалам, отмечается закономерное возрастание отношения $Al/(2Ca+Na+K)$ с увеличением содержания SiO_2 в породах комплекса до значений, свойственных высокоглиноземистым коровым гранитоидам.

Роль коровой составляющей отчетливо видна на диаграмме, где показаны средние содержания элементов, типоморфных для коровых (Rb, Cs, Ba, Ta) и для производных мантийных магм (Co, Sr) [5], нормированные к кларковым значениям этих элементов для типичных коровых (см. рис. 2, в) и мантийных (см. рис. 2, г) гранитоидов. В гранитоидах одного из трех рассматриваемых здесь массивов (Ауминзатау) позднеколлизионного комплекса содержания «коровых» элементов Rb и Ta совпадают с кларковыми содержаниями для коровых гранитоидов. Содержания Cs выше, а Ba несколько ниже кларкового. Содержания «ман-

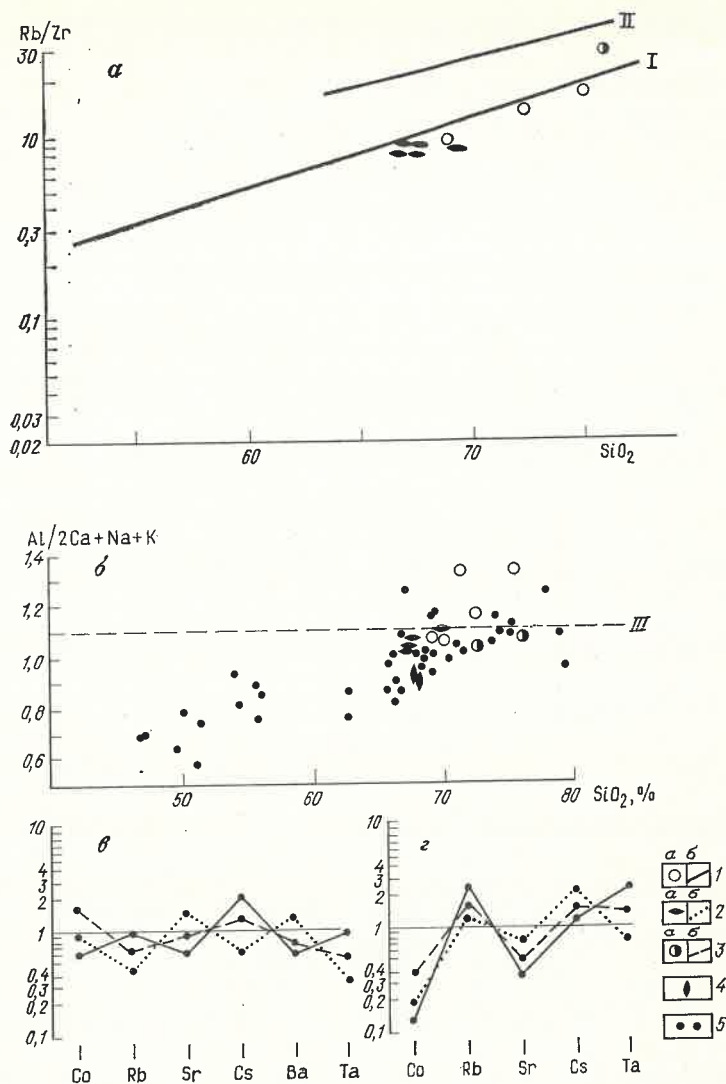


Рис. 2. Петрохимические диаграммы для гранитоидов позднеколлизийного комплекса: а [14]; б [13]; средние содержания элементов, типоморфных для коровых (в) и производных мантийных (г) магм:

линии I, II отделяют постпозднеколлизийные изве-

тийных» элементов Co и Sr ниже кларкового. Кривая распределения нормированных содержаний тех и других элементов (при незначительных отклонениях от кларковых значений) в гранитоидах Казахтауского массива располагается в «антифазе» к первой. Здесь понижены содержания Rb и Cs и повышены Sr. Кривая, характеризующая геохимические особенности Северо-Тамдынского батолита, занимает промежуточное положение между двумя первыми.

На рис. 2, г показаны значения типоморфных элементов, нормированные

стково-щелочные магматиты от доколлизийных (островодужных) и коллизийных гранитоидов; линия III — разграничивает высокоглиноземистые коровые гранитоиды и породы известково-щелочной ассоциации; 1 — Ауминзатау; 2 — Казахтау; 3 — Северный Тамдытау; 4 — Сардаринский шток, 5 — по литературным данным

к кларковым содержаниям «мантийных» гранитоидов Приморья [5]. Этот график подтверждает вывод о существовании корового происхождения гранитоидов позднеколлизийного комплекса и их геохимическом сходстве (при некоторых вариациях) в соотношениях мантийной и коровой составляющих в различных массивах.

Формирование комплекса происходило после образования покровной структуры и главных коллизийных складок (анти- и синклиналиидов [8]). Большинство массивов дискордантны, редко грубоконкордантны. В то же

время в ряде массивов отмечается хорошо выраженная трахитоидность, ориентированная как субсогласно элементам покровно-складчатого строения, так и под углом или перпендикулярно к ним. В некоторых массивах директивные структуры макроскопически не выражены, но при микроструктурном анализе в них обнаруживается типичное для магматических тектонитов строение. Массовое проявление интрузивного магматизма приурочено к зоне дивергенции осей коллизионных структур — их флексу-рообразной деформации на завершающем этапе герцинского геодинамического цикла (см. рис. 1). Все это наряду с независимыми петрогеохимическими данными (см. рис. 2, а) дает основание связывать образование рассматриваемого интрузивного комплекса с позднеколлизионными деформациями. Такая связь объясняет широкое развитие коровых магм, стимулированное декомпрессионным эффектом в нижней части новообразованной здесь мощной коры.

Становление гранитоидов происходило на гипабиссальном уровне (все гранитоиды имеют порифовидную структуру, зональное строение вкрапленников плагиоклаза, содержат пертит) в обстановке резкой изменчивости тектонического поля напряжения.

Последнее обстоятельство отразилось в значительных вариациях P_{H_2O} кристаллизации различных массивов комплекса.

PT -параметры кристаллизации ряда массивов получены на основе двуполевошпатового термобарометра Дубровского [2] и нанесены на диаграмму фазового состава гранитных магм Шкодзинского [11] при $K_{H_2O} = 2^{(7,75 - 0,0087 T)}$ и $K_{CO_2} = 0,2\%$ (рис. 3). Все фигуративные точки, как видно из диаграммы, расположились на кривой равновесия расплава, флюида и твердой фазы КППШ + Пл + Кв (в эвтектических соотношениях) или вблизи нее в диапазоне $P_{H_2O} =$ от 180 до 400 МПа и T от 740 до 680 °С. Одна литостатическая нагрузка не могла обеспечить $P_{H_2O} = 400$ МПа при становлении интрузии в гипабиссальных условиях, а образование характерных порфировидных структур на соответствующей глубине ~15 км возможно лишь при допуще-

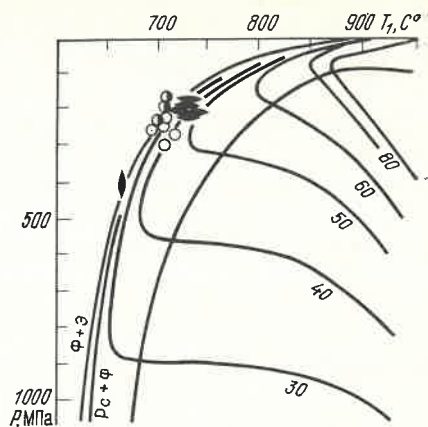


Рис. 3. Диаграмма фазового состава гранитных магм:

Рс — расплав; Ф — флюид, Э — эвтектика (КППШ + Пл + Кв); шифр кривых — % расплава; усл. обозн. см. рис. 2

нии аномально высоких содержаний H_2O в расплаве [15].

Становится очевидным, что такое давление могло возникнуть за счет дополнительного влияния стресса при синкинематической кристаллизации. P_{H_2O} 180—200 МПа вполне реально для гипабиссальных интрузий, кристаллизация которых происходила в квазистатических условиях и соответствовала палеоглубине 7—7,5 км, что не противоречит геологическим данным.

Если принять за основу (при определенных допущениях) расчеты Дж. Робертса [9] для условий синкинематической интрузии: $4 T_0 < \sigma_x < \sigma_z < 5,656 T_0$, где $T_0 \leq 50$ МПа — прочность пород при одноосном сжатии; σ_x — горизонтальное напряжение, примерно равное давлению магмы; σ_z — вертикальная нагрузка, то получим объяснение разницы в 220 МПа между P_{H_2O} кристаллизации синкинематической интрузии и интрузии в квазистатических условиях, становление которой происходило на глубине примерно 7—7,5 км (исходя из минимального P_{H_2O} кристаллизации).

Разница в P_{H_2O} кристаллизации между отдельными конкретными массивами должна определять не только их различную роль как тепловых центров — генераторов седиментогенных газогидротерм, но и режим флюидно-магматогенной проработки пород экзоконтакта в процессе становления интрузии. Так, при примерно равной глубине становления интрузий, но различ-

ном боковом давлении, последнее будет способствовать поддержанию равновесия в системе расплав + флюид — гранит (эвтектика) + флюид и, следовательно, возрастанию длительности и интенсивности термальной и химической проработки пород в экзоконтактовом ореоле интрузий при постоянной (680—740 °C) температуре в ходе выделения обогащенного щелочами флюида.

Это подтверждается наличием наиболее крупных высокотемпературных проявлений золота в экзоконтакте Ауминзинского батолита (P_{H_2O} кристаллизации — 350 МПа) и Сардаринского штока (P_{H_2O} — 400 МПа); P_{H_2O} — T параметры кристаллизации Кокпатаского штока близки к последним.

Мобилизация и концентрация рудных элементов. Один из наиболее сложных — вопрос об источнике рудных элементов. Как известно, при фторидной специализации коровых магм — главных составляющих полигенного комплекса — мало оснований говорить о магматическом источнике золота и ряда сопутствующих ему элементов. Более вероятна — мобилизация рудных элементов из вмещающих терригенных и вулканогенных пород мощной коллизийной структуры на фронте продвижения гранитоидных магм и в ореолах термальной проработки на уровне становления массивов.

Экстрагирование этих элементов могло осуществляться как образующимися здесь седиментогенными, так и посткристаллизационными газогидротермами. О наличии в составе рудообразующих газогидротерм как флюидно-магматической, так и седиментогенной составляющих свидетельствуют данные изотопного анализа S и C. Первая представлена пиритной серой ($\delta^{34}S$, ‰ +0,3+...+7,7) и абиогенным восстановленным из CO_2 углеродом ($\delta^{13}C$, ‰ = -18). Вторая — продуктами углефикации летучих органических соединений, образованных при выгорании первично-биогенного углерода вмещающих пород ($\delta^{13}C$, ‰ = -36) [4], и карбонатным углеродом первично-осадочного происхождения в составе газозо-жидких включений в жильном кварце ($\delta^{13}C$, ‰ -1,8 ... +1,2).

Одностороннее давление при этом должно было способствовать не только глубине гидротермальной проработ-

ки в экзоконтактовом ореоле кристаллизующейся синкинематической интрузии, но и последующей резкой дифференциации вещества в результате инфильтрации флюидов по зонам повышенной проницаемости (в направлении вектора минимального напряжения) и их осаждения в структурно-благоприятных позициях.

Эти положения, а также данные по изучению природных рудопроявлений хорошо коррелируются с результатами экспериментального моделирования гидротермального минералообразования, а также миграции и осаждения Au, Ag, As, Pb и ряда других элементов в термоградиентных условиях (в диапазоне от 600 до 200 °C) при P_{H_2O} = 100 МПа, приведенными в докладе А. В. Донских, Н. В. Котова, К. В. Захаревича на XI Всесоюзном совещании по экспериментальной минералогии (Черноголовка, 1986). Эксперименты проводились в различных гидротермальных средах H_2O , 2М KCl, 2М KCl + 0,3М K_2CO_3 и др.

Во всех опытах фиксировался вынос SiO_2 и его переотложение в низкотемпературной зоне, сокращение поля образования хлорита и увеличение такового слюды с ростом температуры. В опытах с К-средами в 550—600 °C зоне появляется КПШ. В интервале 400—500° происходит полное замещение кислого плагиоклаза слюдой и новообразование альбита в диапазоне 200—350 °C.

Независимо от состава гидротермальной среды установлен вынос из высокотемпературной зоны (500—600 °C) Au, Ag, As, Pb и их раздельное концентрирование в средне- и низкотемпературных зонах. На основе статистической обработки результатов по распределению этих элементов в разных температурных зонах показано, что Au, осаждение которого начинается в интервале 400—500 °C, не связано в этих условиях с Ag, As и Pb. Для зоны 300—400 °C характерны высокая положительная корреляция Au, Ag, As и Pb и их соосаждение. В диапазоне 200—300 °C фиксируется ослабление связей между всеми этими элементами при преимущественном концентрировании здесь Ag.

Результаты эксперимента хорошо согласуются с приведенными выше данными по минеральному составу рудных метасоматитов, их геохимическим

особенностям, термобарическим характеристикам. Согласно известным расчетам [1] температура в экзоконтакте интрузии составляет $\sim 60\%$ T ликвидуса кристаллизующейся магмы + T вмещающих пород на данной глубине с учетом существовавшего температурного градиента. При известной температуре кристаллизации гранитоидов рассматриваемого комплекса $\sim 700^\circ\text{C}$, палеоглубине их становления ~ 7 км и среднем температурном градиенте $30^\circ/\text{км}$ данная температура составляла около 630°C (высокотемпературная граница фации роговообманковых роговиков).

Согласно тем же расчетам [1] при постепенном прогреве пород в ореоле интрузии периода изотермической кристаллизации на расстоянии, равном половине ее мощности, температура должна составлять $\sim 440^\circ\text{C}$, что соответствует условиям фации альбит-эпидотовых роговиков. Температура $450\text{—}465^\circ\text{C}$ характерна, как было показано, для наиболее высокотемпературных биотит-полевошпатовых и биотит-гастингсит-полевошпатовых метасоматитов с золото-кварцевым типом оруденения и соответствует температуре начала осаждения золота в условиях эксперимента. Высокотемпературные зоны контактовых ареалов — предполагаемые зоны мобилизации и выноса Au и сопутствующих элементов — должны иметь мощность (по минимальным оценкам) $1,5\text{—}2,5$ км. В регионе в таких и более мощных зонах вокруг гранитоидных массивов высокотемпературное оруденение отсутствует.

В условиях пластической деформации пород периода изотермической кристаллизации интрузивных центров высокотемпературные мобилизованные газогидротермы инфильтруют по субпластовым зонам надвигов в процессе их повторной флексурообразующей деформации. На этой стадии синкинематической рудно-метасоматической обработки осаждение золота совместно с SiO_2 и Na_2O происходит в пределах термального воздействия интрузива в зоне альбит-эпидотовых роговиков.

На стадии остывания системы в условиях перехода к хрупким деформациям каналами инфильтрации остаточных растворов становятся секущие разрывные нарушения. Средне- и низкотемпературная рудно-метасоматическая минерализация этого этапа накла-

дывается на высокотемпературные субпластовые метасоматиты в пределах контактовых ореолов (Мурунтау, Коспактау) или формируют линейные зоны значительной протяженности (десятки километров) с внутренней зональностью, отражающей температурную эволюцию рудообразующих гидротерм — от золото-сульфидных серицитолитов до серебро-сульфосольных кварц-хлорит-альбитовых метасоматитов (система рудопроявлений Амантайтау-Даугызтау-Высоковольтное). На этом же этапе рудно-метасоматического процесса, возможно, образуются и золоторудные кварц-полевошпатовые жилы внутри самих гранитоидных массивов (Казахтауский батолит).

Разделение Au и Ag отмечается и в системах меньшего масштаба. Так, при пересечении разрывом субпластовой надвиговой зоны вне термального ореола гранитоидной интрузии («телетермальный вариант») образуются и субпластовые метасоматические апофизы. Однако, если в «стержневой зоне» отмечается преобладание серицитолита с низкими значениями Ag/Au , то расланцованные боковые породы оказываются альбитизированными и характеризуются возрастанием Ag/Au .

Подобная локальная зональность возникает при резком температурном градиенте в условиях замедленной инфильтрации растворов в зоны древнего расланцевания, играющие здесь роль пассивных проводников гидротерм (проявление Косманачи).

В заключение кратко обобщим представления о формировании магматогенно-гидротермальной системы. Развитие ее в структурно-неоднородном пространстве коллизионного сооружения Центральных Кызылкумов сопровождалось формированием региональной полицентрической рудно-метасоматической зональности в термоградиентных полях от 500 до 200°C с последующим наложением на нее (включая магматические центры) минерализации более поздних низкотемпературных стадий в ходе остывания системы.

Рудно-метасоматическая зональность формировалась в условиях резкой неоднородности вмещающей среды по проницаемости и теплопроводности, что определило дискретный характер проявления контактово-метаморфической и метасоматической минерализации. Зоны экзоконтакта, мощность которых

составляет половину мощности интрузии (в среднем 1,5—2,5 км), соответствуют по температуре фации рогово-обманковых роговиков и характеризуются (в соответствии с природными и экспериментальными данными) процессами калишпатизации, десилификации, выносом Na, Au, Ag и ряда других элементов.

Осаждение Au начинается примерно с высокотемпературной границы фации альбито-эпидотовых роговиков (в диапазоне от 500 до 400 °C) в пневматолитовую стадию. Золото-кварцевая минерализация сопровождается образованием биотит-полевошпатовых метасоматитов и сопряженных с ними кварцевых жил. Высокотемпературные золоторудные метасоматиты развиваются в условиях пластической деформации (квазизакрытая система), способствующей преимущественному появлению субпластовых тел, унаследующих границы надвигов в процессе их наложенной деформации.

Среднетемпературная гидротермальная золото-сульфидная минерализация (350—300 °C) образуется в условиях перехода пластических деформаций в хрупкие и локализуется в виде «секущих» внутри- и околоразломных тел альбит-хлорит-серицит-кварцевого состава.

Средне- (300—400 °C) и низкотемпературное (200—300 °C) золото-арсенопирит-пиритовое и серебро-сульфосольное оруденение тел термального типа поздних стадий рудно-метасоматического процесса связано с разрывными нарушениями и локализуется на периферии или вне термального ореола интрузии в условиях хрупких деформаций. Оно сопровождается процессами серицитизации (среднетемпературный калиевый метасоматоз) и низкотемпературными «отраженными» окварцеванием, альбитизацией, карбонатизацией.

При различии температурных условий проявления сопряженных систем рудных метасоматитов ранних и поздних стадий их формирование характеризуется определенной общностью в направленности химико-минеральных преобразований и поведения сопутствующих редких и рассеянных элементов. Высокотемпературный калиевый метасоматоз (калишпатизация) зон экзоконтакта интрузий сопровождается десилификацией и выносом Na_2O . Осаждение экстрагированного здесь Au про-

исходит совместно с переотложением SiO_2 и Na_2O . Преобразования поздних стадий гидротермального процесса в условиях остывания термальных центров выражены серицитизацией (калиевый метасоматоз) с золото-пиритовой минерализацией и выносом SiO_2 и Na_2O . К низкотемпературным зонам переотложения последних тяготеет концентрированная серебро-сульфосольная минерализация.

Индикаторами калиевого метасоматоза являются Rb, Th, легкие лантаноиды. Зонам отраженного натрового метасоматоза свойственны повышенные концентрации Sr, U, тяжелых лантаноидов.

Последовательность в проявлении Au-кварцевой, Au-сульфидной, Ag-сульфосольной минерализации отражает разделение форм переноса Au и Ag в термоградиентных условиях теплового поля гранитоидных интрузий и в ходе температурной эволюции гидротермальных растворов.

Рассмотренные закономерности развития рудной магматогенно-гидротермальной зональности могут быть использованы при прогнозировании наиболее вероятных зон концентрирования различных типов Au- и Ag-рудной минерализации в термоградиентных полях гранитоидных интрузий позднеколлизийного комплекса. Эти поля построены на основании данных гравимагниторазведки с выделением контуров длительно воздействующих полей в ареалах термальных центров с высокими значениями $P_{\text{H}_2\text{O}}$ кристаллизации (синкинематической) и с учетом строения рудовмещающей среды. Проверка прогнозных оценок возможна путем применения комплекса минералогических, геохимических, термобарометрических критериев, характеризующих особенности и интенсивность рудно-метасоматического процесса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. — М.: Недра, 1979.
2. Дубровский М. И. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гранитоидов. — Л.: Наука, 1987.
3. Зверев Ю. Н. Структурные условия локализации интрузивных массивов Центральных Кызылкумов//Узбек. геол. журн. 1990. № 5. С. 3—5.
4. Золото-сереброрудные метасоматиты в черносланцевых толщах/К. В. Захаревич, Н. В. Котов, П. А. Ваганов и др. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1987.

5. Ляхович В. В. «Мантйинье» гранитоиды// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 12. С. 3—17.
6. Мухин П. А., Савчук Ю. С. Распределение золотого оруденения в Кызылкумах в связи с процессами субдукции//Новые данные по геологии Узбекистана и смежных территорий. Ташкент. 1987. С. 29—44.
7. Петрография Узбекистана/Гл. ред. И. Х. Хамрабаев — Ташкент: Наука, 1963.
8. Поршняков Г. С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов Ю. Тянь-Шаня//Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., 1983. С. 66—73.
9. Робертс Дж. Внедрение магмы в хрупкие породы//Механизм интрузий магмы. М., 1972. С. 230—283.
10. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана/Под ред. Э. П. Изоха—Новосибирск: Наука, 1975.
11. Шкодзинский В. С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. — М.: Наука, 1985.
12. Эволюция магматизма Средней Азии/Под ред. И. Х. Хамрабаева. — М.: Наука, 1986.
13. Chappel B., White A. Two contrasting types of granites//Pacific Geol. 1974. Vol. 8. N 2. P. 173—174.
14. Harris N., Pearce J., Tindle A. Geochemical characteristics of collision—zone magmatism//Collis. Tecton. Oxford. 1986. P. 67—81.
15. Whitney. Yames A. The role and source of water in the evolution of granitic magmes//Bull. Geol. Soc. Amer. 1988. N 12. P. 1886—1897.

Принята редколлегией 29 октября 1990 г.

УДК 553.2 : 553.661.2 : 541.8

© [Е. М. Шмариович], Э. Г. Васильева, Ю. В. Яшунский, Г. Н. Кричевец, 1991

Эффект снижения рН среды при пластовом окислении пиритовых пород и его рудообразующее значение

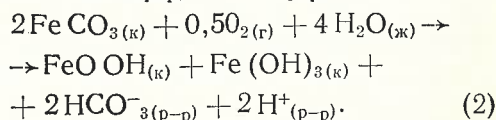
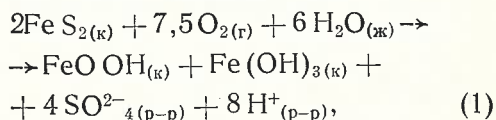
[Е. М. ШМАРИОВИЧ], Э. Г. ВАСИЛЬЕВА, Ю. В. ЯШУНСКИЙ, Г. Н. КРИЧЕВЕЦ (ВИМС)

В ряде публикаций [5, 6, 11] приведенные данные о наличии в пределах пластово-инфильтрационных месторождений, отрабатываемых способом подземного выщелачивания, не только уранового и сопутствующего (Re, Se, Mo, V) оруденения, формируемого на восстановительном геохимическом барьере, но и эпигенетических накоплений моновалентных элементов — скандия, иттрия, лантаноидов, поведение которых в экзогенном эпигенетическом процессе определяется щелочно-кислотными условиями среды. При этом внимание обращено на эффект снижения рН пластовых вод, который может иметь место при окислении дисульфидов Fe^{II} и некоторых других компонентов (сидерит, углистое вещество и др.) на фронте зоны пластовой лимонитизации.

Поступающие из области питания в пласты проницаемых пород артезианских бассейнов кислородсодержащие воды, характерные для аридных провинций, обладают рН 7—8 (наиболее типичные значения 7,5—7,8). Первоначально, исходя из результатов изучения единичных профилей гидрогеологических скважин, пройденных на экзогенных эпигенетических месторождениях в песчаных породах, считалось,

что рН пластовых вод в сечении рудо-контролирующей зональности практически не меняется. Вместе с тем обобщение данных гидрогеохимических исследований водоносных горизонтов суборогенной области [2] показало, что в тыловых частях зоны лимонитизированных пород диапазон значений рН вод несколько расширяется, а во фронтальных — щелочно-кислотный показатель понижается до 7,7—6 (в среднем 7—6,5) с дальнейшим повышением до 7—8 в сопредельной урановорудной зоне. То же отмечается и американскими исследователями [3 и др.].

Реакции окисления легко разлагаемых минералов Fe^{II} — пирита (марказита) и сидерита — при их замещении гидроксидами Fe^{III} , присущие передовым частям зон пластовой лимонитизации, происходят с выделением H^+ -ионов, т. е. приводят к подкислению гидрогеохимической среды:



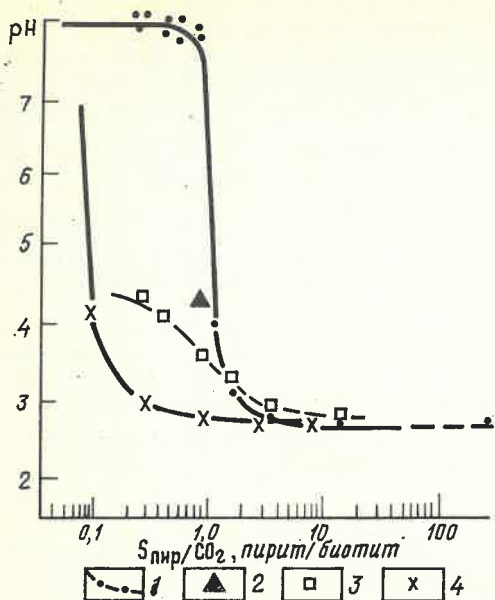
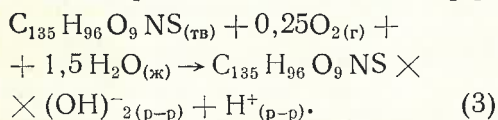


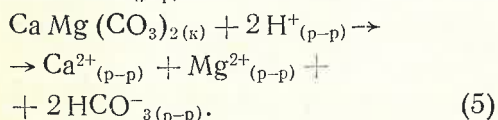
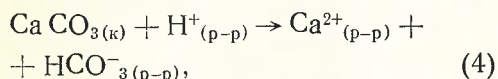
Рис. 1. Экспериментальная зависимость снижения рН вод при окислении пирита от соотношения его концентраций и компонентов-нейтрализаторов в твердой фазе:

1 — минеральная смесь пирит+кальцит; 2 — то же, в песчаной породе; 3 — смесь пирит+сидерит; 4 — смесь пирит+биотит

То же имеет место и при окислении углистого органического вещества [2]:



Эффект подкисления многократно фиксировался гидрогеологами, минералогами, геохимиками, изучавшими зоны окисления сульфидных месторождений, сульфидоносных пород, угленосных и углеродистых толщ, где в связи с генерацией серной кислоты (и органических кислот) рН подземных вод достигает очень низких значений — 3 и менее. Подкислению вод препятствуют присутствующие в окисляющихся породах нейтрализаторы — минералы, содержащие щелочи и щелочные земли, в первую очередь, карбонаты Ca и Mg, легко растворяющиеся с удалением из растворов избыточных H^+ -ионов:



Для определения количественных соотношений в окисляющейся твердой фазе содержаний пирита и минеральных нейтрализаторов, при которых происходит снижение рН, нами выполнены соответствующие эксперименты. Опыты проводились в статических условиях, в системе, открытой для доступа кислорода воздуха, при $T\ 25^\circ C$ (в термостате), с применением искусственных смесей из чистых минералов, а также сероцветных песчаных пород пластово-инфильтрационного месторождения. В смесь с пиритом использовались кальцит, сидерит, биотит; для ускорения экспериментов в исходную дистиллированную воду добавлялся окислитель H_2O_2 (до 3% раствора). Навеска минеральной смеси (1 г), раздробленной до 200 меш и залитой 100 мл раствора, перемешивалась в течение 1 ч. В большинстве случаев равновесие между продуктами окисления пирита и остальными компонентами смеси устанавливалось через 1—2 сут, хотя контроль за изменением рН осуществляется в течение недели. Поскольку исходный раствор H_2O_2 имеет слабокислую реакцию ($pH \approx 4$), в тех же условиях проводились контрольные опыты с HCl (10^{-4} моль/л), которые показали, что нейтрализация этого изначально кислого раствора, особенно в присутствии кальцита, происходит практически мгновенно.

Полученные кривые нейтрализации окисляющих растворов представлены на рис. 1. На кривой для ведущего природного нейтрализатора — кальцита — выделяются три участка: при $S_{пир}/CO_2$ 0,3—1 (отношение пирит/кальцит 0,25—0,83) рН близко к 8, т. е. система оказывается забуференной кальцитовым компонентом твердой фазы; при возрастании данного отношения до 1,2 (пирит/кальцит ≈ 1) рН резко падает до 4 и менее, начиная со значения $S_{пир}/CO_2$, равного 1,8, кривая становится параллельной оси абсцисс, $pH \approx 2,75$. Аналогичным образом ведет себя при окислении система пирит + доломит, хотя для начала снижения рН необходимо несколько меньшее содержание пирита в смеси.

Для смеси пирит + сидерит во всем диапазоне отношений $S_{пир}/CO_2$ (от 0,3 до 14) уже в первые сутки рН суспензии оказалось менее 3, однако к концу недели для проб с отношением 0,3—1,8 наблюдалось некоторое повышение рН.

до 4,35; в контрольных опытах с НСІ происходило постепенное падение рН: через сутки — до 6,15—5,6, к концу недели — до 5,2—4,7. В целом (см. рис. 1) при окислении минеральной смеси пирит + сидерит во всех случаях происходит подкисление раствора, причем при $S_{\text{пир}}/\text{CO}_2 \approx 1$ (пирит/сидерит $\approx 0,72$) снижение рН ограничено значениями, превышающими 3,5, при преобладании же пирита над сидеритом рН окисляющего раствора, как и в опытах с кальцитом, стабилизируются на уровне приблизительно 2,75. Очевидно, что сидерит в окисляющихся пиритоносных системах играет двоякую роль. С одной стороны, он в соответствии с уравнением (2) обуславливает подкисление среды, с другой — как минерал, содержащий карбонатную молекулу, выполняет роль буфера, несопоставимо более слабого, чем кальцит.

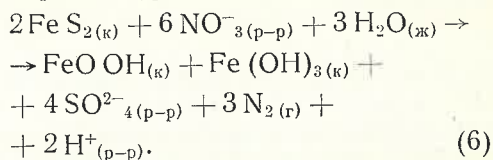
Биотит как представитель алюмосиликатов, содержащих Fe^{II} , щелочи и щелочные земли (K, Mg), в ассоциации с пиритом занимает положение, близкое к сидериту. Окисление чистого биотита в отличие от сидерита сопровождается подщелачиванием среды [4]. Резкий спад рН отвечает отношению концентраций пирита и биотита примерно 0,1; в случае, когда это отношение превышает 0,25, рН окисляющих растворов, как и в других опытах, сохраняется примерно на уровне 2,75.

Как показывают экспериментальные данные, подкисление водных растворов происходит при количественном преобладании в окисляющихся породах пирита над карбонатами кальция и магния и при концентрации его в твердой фазе не менее 1,1—1,4 от количества присутствующих в системе K-Mg-содержащих алюмосиликатов типа биотита.

Процесс снижения рН водных растворов при окислении пиритоносных пород, относительно бедных минеральными нейтраллизаторами, контрастно проявляется лишь при избытке окислителя, что, очевидно, свойственно природным системам, открытым для доступа атмосферного кислорода. Такие условия характерны для зон поверхностного окисления, располагающихся выше уровня подземных вод (сфера аэрации), и частично для зон грунтового окисления, не перекрытых сероцветными глинистыми водоупорами породами. Здесь при гипергенном окис-

лении сульфидных руд и пиритоносных пород происходит генерация серной кислоты с интенсивным кислотным выщелачиванием, выносом щелочных и щелочноземельных элементов, а также Fe, Mn, Al, P, Cu, U, V и других металлов. При этом формируется обильная сульфатная минерализация (ярозит, алуниг, гипс, целестин и др.).

В зонах пластового окисления, возникающих в водонапорных системах артезианских бассейнов, столь ярко выраженного кислотного выщелачивания, как и эпигенетической сульфатизации пород, не наблюдается. Эта система полужакрыта для атмосферного кислорода, который поступает во вмещающие пласты только в локальных областях пластовой инфильтрации, непосредственно примыкающих к областям питания вод и удаленных от участков выклинивания зон пластового окисления на километры, десятки, а иногда и первые сотни километров [9]. Здесь генерация основного подкислителя — иона SO_4^{2-} — в соответствии с реакцией (1) ограничена пределом растворимости газообразного кислорода, составляющей в чистой воде при T 25 °C и P 10⁵ Па примерно 8 мг/л (при 20 °C около 9 мг/л, при 15 °C около 10 мг/л). В качестве дополнительного количественно ощутимого окисляющего агента можно рассматривать только нитрат-ион, содержание которого в подземных водах зоны гипергенеза аридных провинций достигает десятков миллиграммов на 1 л (среднее 10,4 мг/л [8]). Взаимодействует он с пиритом в присутствии микрофлоры денитрификаторов по уравнению:



Очевидно, что влияние лимитированных количеств окислителей может быть нейтрализовано смещением карбонатного равновесия пластовых вод, богатых ионом HCO_3^- .

Количественно оценить допустимое значение снижения рН пластовых вод при окислении пирита можно, задаваясь указанными выше дозированными концентрациями O_2 и NO_3^- и учитывая, что согласно уравнениям (1) и (6) на 1 моль выделяющегося сульфат-иона приходится 1,75 молей O_2 и

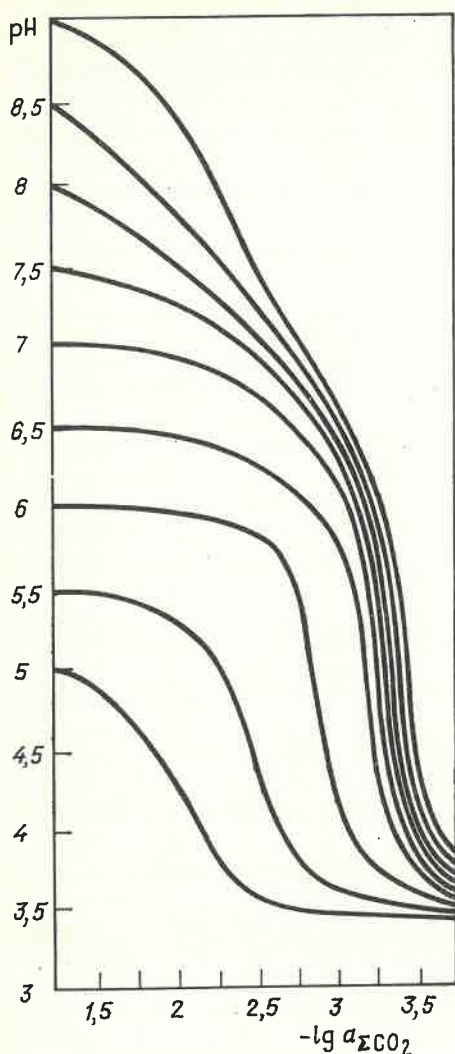


Рис. 2. Расчетная зависимость снижения pH пластовых вод (O_2 8 мг/л, NO_3^- 10,4 мг/л) от активности валовой углекислоты и начальной кислотности вод

1,5 моля NO_3^- , а общая прибавка SO_4^{2-} в растворе, обусловленная суммарным действием окислителей, составит $10^{-3,57}$ моль/кг H_2O . Увеличение количества отрицательно заряженных частиц согласно закону электронейтральности растворов должно быть компенсировано уменьшением концентраций ионов HCO_3^- и CO_3^{2-} (сдвиг карбонатного равновесия в сторону преобладания $H_2CO_3^0$), NO_3^- , OH^- и увеличением содержания иона H^+ , т. е.

$$\begin{aligned} 2\Delta m_{SO_4^{2-}} + \Delta m_{H_2SO_4} - \Delta m_{HCO_3^-} - \\ - 2\Delta m_{CO_3^{2-}} - \Delta m_{NO_3^-} = \Delta m_{H^+} - \\ - \Delta m_{OH^-} \end{aligned} \quad (7)$$

или

$$\begin{aligned} 2\Delta m_{SO_4^{2-}} + \Delta m_{H_2SO_4} + [m_{HCO_3^-}(\text{нач}) - \\ - m_{HCO_3^-}(\text{кон})] + 2[m_{CO_3^{2-}}(\text{нач}) - \\ - m_{CO_3^{2-}}(\text{кон})] + m_{NO_3^-}(\text{нач}) - \\ - [m_{H^+}(\text{кон}) - m_{H^+}(\text{нач})] + [m_{OH^-}(\text{нач}) - \\ - m_{OH^-}(\text{кон})] = 0. \end{aligned} \quad (8)$$

Используя для решения данного уравнения известные константы диссоциации серной и угольной кислот и заменяя моляльность ионов их активностями, можно рассчитать количественную зависимость конечного значения pH среды от начального и валовой карбонатности фильтрующихся пластовых растворов. Результаты расчетов, выполненных без учета ионной силы растворов по программе на языке FORTRAN-IV, представлены в виде графиков зависимости $-\Delta pH$ от $a_{H_2CO_3}$ вод (для диапазона значений pH 9,5—5 и $a_{H_2CO_3}$ $10^{-1,25}$ — $10^{-3,75}$ моль/кг H_2O) (рис. 2).

В условиях водонапорной системы со строго лимитированным поступлением в зону реакции аэробных окислителей главным препятствием для снижения pH среды при замещении дисульфидов Fe^{II} гидроксидами Fe^{III} является растворенное карбонатное вещество, служащее гидрогеохимическим буфером. При активности $a_{H_2CO_3} = 10^{-1,25}$ моль/кг H_2O и более система оказывается полностью забуференной ($pH_{\text{кон}} = pH_{\text{нач}}$), при $a_{H_2CO_3} = 10^{-3,75}$ моль/кг H_2O (дистиллированная вода, изолированная от атмосферы) pH растворов в результате окисления пирита может снижаться до 3,8—3,4.

Активность валовой углекислоты, рассчитанная по концентрации иона HCO_3^- , pH, ионной силе растворов в пластовых водах рудовмещающих горизонтов известных пластово-инфильтрационных месторождений, варьирует от $10^{-2,8}$ до $10^{-2,4}$ моль/кг H_2O . Соответственно при полном расходовании находящихся в пластовом растворе O_2 и NO_3^- на окисление пирита при $pH_{\text{нач}}$ воды 8,5 конечное будет составлять 7,25—6,75, при $pH_{\text{нач}}$ 7,5—7,05—6,65, при $pH_{\text{нач}}$ 7—6,8—6,5.

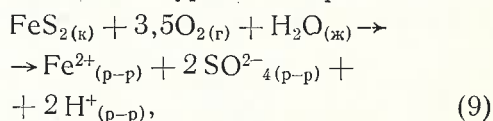
Выполненные расчеты не учитывают расхода кислорода на окисление других Fe^{II} -содержащих минералов (карбонаты, алюмосиликаты) и органиче-

ского вещества, в т. ч. в более тыловых частях профиля эпигенетической зональности. Поэтому полученные значения $pH_{\text{кон}}$ могут рассматриваться как предельные. Задаваясь верхним ограничением концентрации $O_{2(r)}$ в пластовых водах (8 мг/л), мы не учитываем вероятность дополнительного поступления этого окислителя в зону реакции путем поперечной диффузии, например у контактов проницаемых песков с водоупорными глинами (особенно в пластах с песчано-глинистым переслаиванием), что может обуславливать падение pH ниже расчетных значений.

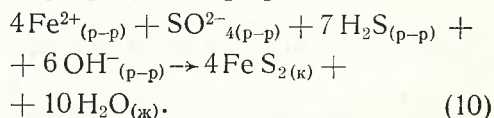
Итак, результаты расчетов свидетельствуют о том, что при свойственных инфильтрационным пластовым водам концентрациях ΣCO_2 и H^+ подкисление среды на фронте продвижения зоны пластовой лимонитизации вполне реально, но ограничения значениями pH 7—6,5 (при $pH_{\text{нач}}=7,7$, $pH_{\text{кон}}=7,15-6,7$), т. е., по существу, не выходит за пределы одной единицы шкалы щелочно-кислотного показателя. Этот вывод находится в соответствии с обобщенными данными гидрогеохимических замеров [2] и минералого-геохимических наблюдений, свидетельствующих о несовместном и относительно слабом проявлении видимых эпигенетических изменений кислотного характера в профиле пластовой окислительной эпигенетической зональности. Вместе с тем наличие эффекта подкисления в натурных условиях в ряде случаев очевидно. Так, А. К. Лисицин [2] отмечает, что вблизи выклинивания зон пластовой лимонитизации неполностью окисленные сероцветные породы с точечной лимонитизацией воды характеризуются несколько пониженными значениями Eh и pH . Понижение Eh до значений менее +200 мВ и pH до 6,5 наблюдается даже в карбонатизированных песках и песчаниках, что отражает процесс окисления преимущественно дисульфидов Fe, при котором продукты реакций еще не пришли в равновесие с породами. Начало окисления дисульфидов выражается также в появлении в водах ионов Fe^{2+} и повышенных количествах углекислого газа.

В целом среди совокупности пластово-инфильтрационных месторождений можно выделить две разновидности, где во вмещающих неокисленных по-

родах: карбонаты Ca и Mg количественно преобладают над дисульфидами Fe^{II} (или велика роль алюмосиликатов, содержащих щелочи и щелочные земли); дисульфиды Fe^{II} (вкупе с карбонатами Fe^{II} и органическим веществом) количественно превалируют над карбонатами Ca и Mg и незначительна роль алюмосиликатных нейтрализаторов. В первом случае эффект снижения pH подземных вод во фронтальных частях пластово-окисленных зон практически полностью исключается, во втором — имеет место. Он приводит к частичному выносу железа из передовой части зоны пластового окисления, согласно уравнению реакции



а также к некоторому осветлению пород и соответствующему накоплению эпигенетических дисульфидов Fe^{II} в сопредельной урановорудной зоне — зоне сульфатредукции [10]:



Обобщенные данные по ряду пластово-инфильтрационных месторождений показывают, что увеличение содержания Fe в урановорудной зоне, компенсирующее дефицит этого металла в пластово-окисленных породах, начинает ощущаться, если изначальная концентрация $S_{\text{пир}}$ превышает 0,1 %. При содержании $S_{\text{пир}}$ 0,5 % и малой карбонатности пород концентрация Fe возрастает на 0,3—0,35 %. В этом случае в области локального понижения pH , в целом отвечающей подзоне частичного окисления, отмечаются признаки слабого кислотного выщелачивания с растворением карбонатов, разрушением зерен полевых шпатов, выделением незначительного количества каолинита и опала, регенерацией обломочных кварцевых зерен. Здесь же фиксируется выделение газообразной углекислоты, повышение ее атмогеохимического фона.

Подкисление водных растворов в передовой части зоны пластового окисления сопровождается выщелачиванием из пород рудных элементов-гидролизатов, из которых наибольший интерес представляют скандий, иттрий и лан-

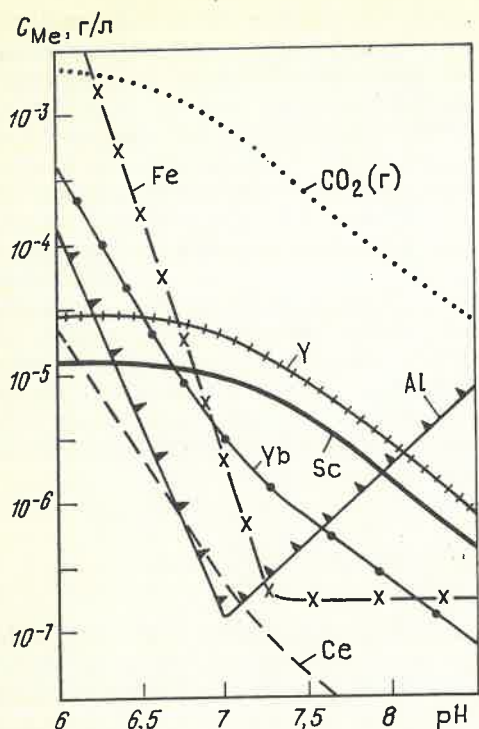


Рис. 3. Расчетная диаграмма зависимости концентраций ряда элементов от pH ($\text{Sc}(\text{CO}_3)_2^-$ в равновесии с Sc_2O_3 , YSO_4^+ в равновесии с YPO_4 и YF_3 , CeSO_4^+ в равновесии с CePO_4 , YbSO_4^+ в равновесии с YbPO_4 , AlSO_4^+ и $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ в равновесии с $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, Fe^{2+} в равновесии с FeOOH) и газообразная углекислота при $a_{\Sigma\text{CO}_2} = a_{\Sigma\text{SO}_4} = 10^{-2,5}$, $a_{\text{HF}} = 10^{-4,63}$, $a_{\Sigma\text{H}_3\text{PO}_4} = 10^{-5,75}$ моль/кг H_2O (средние значения для вод зоны гипергенеза), $E_h = +50$ мВ, $T = 25^\circ\text{C}$, $P = 0,1$ МПа, без учета влияния ионной силы

таноиды [5, 6, 7, 10, 11]. Согласно термодинамическим расчетам (рис. 3) при снижении pH пластовых вод (с фоновыми содержаниями ΣCO_2 , ΣSO_4 и фосфора) на единицу — от 7,7 до 6,7 — растворимость оксида скандия возрастает более чем в 6 раз (Sc мигрирует преимущественно в форме $\text{Sc}(\text{CO}_3)_2^-$), фосфата иттрия — в 4 раза, фосфата иттербия — в 15 раз, церия — в 67 раз (Y , Yb , Ce мигрируют в виде моносульфатных комплексов MeSO_4^+).

Данные термодинамических расчетов подтверждают прямые определения содержания скандия в пластовых водах (анализы выполнены атомно-абсорбционным методом на приборах фирм «Хитачи» и «Перкин-Эльмер»). Так, концентрация Sc в кислородных подземных водах с pH 7,5—7,8, составляющая в среднем 0,02 мкг/л, в области выклинивания зон пластового окисле-

ния на инфильтрационных месторождениях возрастает до 0,7—1,5 мкг/л, в единичных случаях — до 4 мкг/л. О выносе редкоземельных элементов из передовой части зоны пластово-окисленных пород свидетельствуют также результаты анализа литологически однородных образцов, отобранных на одном из месторождений в русловых нижнеэоценовых отложениях [6]. Здесь при переходе от неокисленного рудосодержащего песка к лимонитизированному содержание Sc уменьшается от 6 до 2 г/т, Y — от 28 до 4,7 г/т, Yb — от 2,3 до менее 1 г/т. Аналогичные изменения установлены и для окисляющихся глин: в неокисленных частях образцов — 22, 46 и 3 г/т, в лимонитизированных — 15, 15 и 2 г/т соответственно.

В локальной области подкисления пластовых вод, вероятно, также происходит выщелачивание из окисляющихся пород марганца, кобальта, никеля, цинка, меди, свинца, кадмия, фосфора, бериллия. Так, при понижении pH от 7,7 до 6,7 (при фоновых содержаниях в водах $\Sigma\text{CO}_2 = \Sigma\text{SO}_4 = 10^{-2,5}$ моль/кг H_2O и $\text{H}_3\text{PO}_4 = 10^{-5,75}$ моль/кг H_2O) расчетная концентрация бериллия (в форме Be^{2+} , в равновесии с Be_3SiO_4) возрастает от 0,00115 до 0,15 мкг/л, т. е. на два порядка, и этот элемент обнаруживается в водных пробах (до 0,029 мкг/л в пределах урановорудной зоны); меди (в форме CuCO_3^0 , в равновесии с малахитом) — от 60 до 450 мкг/л, т. е. более чем в 7 раз; цинка (в форме Zn^{2+} , в равновесии с ZnCO_3) — от 1,7 до 4 мг/л, т. е. в 2,5 раза; свинца (в форме PbOH^+ , в равновесии с PbCO_3) — от 65 до 150 мкг/л, т. е. в 2,3 раза; кадмия (в форме Cd^{2+} , в равновесии с CdCO_3) — от 25 до 150 мкг/л, т. е. в 6 раз.

В пределах урановорудной зоны, сменяющей вниз по потоку подземных вод пластово-окисленную, все эти элементы в основном переходят в осадок: либо вследствие повышения pH пластовых растворов при взаимодействии с минеральными компонентами пород, содержащими щелочи и щелочные земли (карбонаты Ca и Mg , глинистые минералы монтмориллонитового и гидрослюдистого состава), на нейтрализационном геохимическом барьере, либо в результате связывания халькофильных элементов сероводородом в зоне сульфат-редукции на высококонтраст-

ном восстановительном геохимическом барьере.

К первой группе элементов принадлежат скандий, иттрий и лантаноиды — попутные компоненты пластово-инфильтрационных урановых руд. При гидролизе они связываются с фосфором и кальцием, образуя металлоносный апатит, возможно, тонкодисперсные фосфатные минералы типа черчита и рабдофанита, известные на некоторых эпигенетических месторождениях в песчаниках, а также соосаждаются с оксидами урана, обогащая их до сотых и десятых долей процента. Данные элементы в концентрации доли миллиграмма на 1 л (Y и Ce в мг/л) присутствуют в технологических растворах подземного выщелачивания и могут извлекаться из руд по сернокислотной схеме скважинными системами одновременно и параллельно с ураном.

Элементы второй группы (халькофилы), образующие самостоятельную сульфидную, селенидную, арсенидную минерализацию или входящие в состав эпигенетического пирита, являются частыми спутниками урана в рудах пластово-инфильтрационных месторождений, приуроченных к породам водоносных горизонтов, богатых углистым органическим веществом и дисульфидами Fe^{II} . В частности, здесь обнаружены сульфиды Zn, Cu, Pb, селениды Ni, Co, Ag, Pb, арсениды Ni, Co, безминеральная примесь Cd, Ag, известны находки самородных Pb и Cu.

Таким образом, комплексность пластово-инфильтрационных месторождений, которая является важнейшим показателем практической значимости рудных объектов, обрабатываемых способом ПВ, в значительной степени обусловлена эффектом снижения pH среды в передовых частях зон пластового окисления.

Очевидно, что гораздо большее значение будет иметь рассматриваемый эффект подкисления подземных вод на границах зон грунтового окисления пиритоносных бескарбонатных пород. Здесь при наличии в песчаных пластах грунтовых потоков, т. е. в условиях свободного доступа атмосферного кислорода, pH воды может снижаться до 4—3, обуславливая формирование зон интенсивного кислотного выщелачивания и сопряженных зон нейтрализационного геохимического барьера [7]. Помимо названного комплекса рудных

элементов, активно мигрировать могут ниобий ($pH < 5$), индий ($pH < 4,5$), ванадий и хром ($pH < 4$), галлий ($pH < 3,5$) и др.

При развитии указанного процесса в угленосных песчаных породах, в связи с обогащением водных растворов гуминовыми и фульвокислотами, способность к миграции приобретают Au, Pt, Pd, Ru, а также Zr, Ti, Sn, W, Ga и другие металлы, образующие устойчивые гидроксидфульватные комплексы типа $Me(OH)_2[ФК]$ [1]. Переосаждаясь в зоне неокисленных угленосных пород на смещенном восстановительном — нейтрализационном геохимическом барьере, они обогащают их, образуя полиэлементное эпигенетическое оруденение. Так, на одном из таких месторождений, приуроченном к погребенной юрской депрессии, на нижней границе древней зоны грунтового окисления в бурых углях содержится, %: Ge 0,01, Ag 0,019, Cu 0,3, Co 0,3, As 0,5, Bi 0,05, Ni 0,3, Zn 1, Pb 1, Ti 0,06, Cd 0,01, Sb 0,07, Be 0,01, Ti 0,1, Zr 0,1, Ga 6 г/т, Au 0,7 г/т.

Изучение границ зон грунтового окисления сульфидоносных и угленосных пород при наличии благоприятных источников комплекса рудных компонентов представляется актуальной геолого-геохимической задачей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Комплексообразование благородных металлов с фульвокислотами природных вод и их геохимическая роль*/Г. М. Варшал, Т. К. Велюханова, Н. Я. Кошечева и др.//Аналитическая химия редких элементов. М., 1988. С. 112—146.
2. *Лисицин А. К.* Гидрогеохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд). — М.: Недра, 1975.
3. *Николс Е. Ч.* Методы поисков урана//Геология, геохимия, минералогия и методы оценки месторождений урана/М., 1988. С. 46—82.
4. *Окраска пластово-окисленных пород и ее поисковое значение*/С. Д. Расулова, Ю. В. Яшунский, Е. М. Шмариович и др.//Литология и полезные ископаемые. 1986. № 6. С. 113—124.
5. *Поведение скандия в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе*/Е. М. Шмариович, Л. И. Полупанова, Б. И. Натальченко, К. Г. Бровин//Литология и полезные ископаемые. 1989. № 1. С. 83—92.
6. *Поведение иттрия и лантаноидов в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе*/Е. М. Шмариович, М. Ф. Максимова, К. Г. Бровин, Л. И. Полупанова//Литология и полезные ископаемые. 1989. № 6. С. 22—34.

7. Роль изменения рН среды в формировании первичного слюдякового оруденения/Е. М. Шмариович, И. Г. Жильцова, Г. В. Пакульнис, Г. А. Шугина//Сов. геология. 1982. № 2. С. 33—43.
8. Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. — М.: Недра, 1978.
9. Шмариович Е. М. Типизация пластово-инфильтрационных месторождений урана по характеру артезианских бассейнов//Сов. геология. 1986. № 8. С. 31—38.
10. Шмариович Е. М., Голубев В. С. Поведение

железа в процессе пластово-инфильтрационного уранового рудообразования//Литолия и полезные ископаемые. 1980. № 3. С. 85—95.

11. Шмариович Е. М., Натальченко Б. И., Бровин К. Г. Условия формирования комплексного пластово-инфильтрационного оруденения//Сов. геология. 1988. № 8. С. 23—31.

Принята редколлегией 30 октября 1989 г.

Стратиграфия и палеогеография

УДК 551.732.4+551.8(571.5)

© М. А. Минаева, 1991

Типы разрезов кембрия Прианабарья и обстановки осадконакопления

М. А. МИНАЕВА (ВСЕГЕИ)

Кембрийские отложения Прианабарья отчетливо обособляются в два основных типа разреза: западный, представленный существенно доломитовым комплексом кындынской серии, и восточный — известняковый, хорошо палеонтологически охарактеризованный и подразделяемый на ряд свит и маркирующих горизонтов. Восточный тип разреза отвечает образованиям нормально-морской Юдомо-Оленекской области, западный — полосе ее взаимоперехода в лагунную и распространен в северной части Анабаро-Синской области [5, 11, 12]. Характер смены разнофациальных отложений — один из трудно решаемых и дискуссионных вопросов региональной геологии, в т. ч. и для кембрия Сибирской платформы. Проведенные исследования указанных типов разрезов позволили расчленить отложения кындынской серии [7], уточнить и детализировать характеристику нормально-морских отложений. В настоящей работе рассмотрены особенности строения разнофациальных отложений и проведена их корреляция, основанная на прослеживании образований доманикового типа, занимающих в разрезе кембрия строго определенное положение.

В пределах разнофациальных районов Прианабарья выделены сходные по составу и строению группы разрезов, объединенные в подрайоны (таблица). По-прежнему дискуссионным остается вопрос расчленения и корреляции венд-кембрийских отложений

[3, 8; А. Ю. Розанов, 1976]. Обсуждается вопрос об удревнении нижней границы кембрия и включении в его состав новых ярусов [3, 8]. Нами принята модель границы по подошве томмотского яруса, вошедшая в унифицированную схему Средней Сибири [12].

В Западном Прианабарье в кембрий включены верхи немакит-далдынской свиты, представленные водорослевыми известняками (корилская пачка) с линзами песчаников [12]. Выше по разрезу прослеживаются красно-коричневые и зеленовато-серые известняки и глинистые известняки, заключающие биогермы водорослей и археоциат (медвежинская свита), которые сменяются сероцветными известняками нередко обломочными и оолитовыми, чередующимися, в т. ч. ритмично, с известняково-доломитовыми породами (сероцветная пачка). Эти образования перекрываются отложениями кындынской серии.

В стратотипической местности (реки Котуй, Маймеча) кындынская серия подразделяется на четыре свиты и ряд пачек [7]. По находкам вблизи подошвы серии в доломитах остатков археоциат зоны *Nochoroicyathus kokoulini* [7] ее нижняя граница проводится внутри атдабанского яруса нижнего кембрия. Начинают разрез серии светло-серые массивные разнотермные доломиты, заключающие линзы известняков (улахан-арымасская свита). Выше залегают коричнево-серые и светло-серые доломиты урюнгтасской сви-

ты. Граница между свитами проводится по появлению в разрезе темноцветных слабобитуминозных доломитов с обломками трилобитов ботомского яруса ленского надъяруса [7]. С подошвой далбыхской свиты совпадает резкая смена типа доломитов в разрезе кындынской серии. В этом интервале преобладают микро- и тонкозернистые слабобитуминозные доломиты, заключающие раннедиагенетические формы обособления кремней. В основном свита сложена чередованием (нередко ритмичным) доломитов строматолитовых и глинистых. Возраст ее определяется как майский ярус среднего кембрия [7]. Венчает кындынскую серию аттырдахская свита, представленная чередованием (нередко ритмичным) доломитов массивных водорослевого типа и глинистых тонкоплитчатых. В низах свиты обнаружены трилобиты верхнего кембрия. Общая мощность отложений серии в стратотипе (р. Котуй) до 900 м.

На севере Прианабарья (Фомич-Рассохинский подрайон) ранее в состав кындынской серии включались пестроцветные и глинистые доломиты [4]. Изучение этих отложений по рекам Фомич и Рассоха показало, что они являются стратиграфическим аналогом известняков эмяксинской свиты. Ее известняковый тип разреза (верховья р. Фомич) имеет четкое трехчленное строение. В низах свиты (30—35 м) развиты известняки в разной степени глинистые, в основном красноватые, содержащие прослои известняков с глауконитом и обломками хиолитов. Средняя часть сложена зеленовато-серыми известняками. Венчает ее пачка (до 25 м) серых пятнисто-доломитовых известняков. Вблизи кровли в известняках встречены трилобиты низов атдабанского яруса нижнего кембрия [4]. Общая мощность свиты 90—100 м. Восточнее (р. Фомич, низовья р. Рассоха) известняки сменяются доломитами. По цвету, степени глинистости, структурно-текстурным особенностям и другим показателям они сходны с известняками. Мощность отложений в доломитовом типе разреза сокращается до 40—50 м.

Выше согласно залегают светлые доломиты кындынской серии. Плохая ее обнаженность и плохая сохранность найденных в доломитах остатков брахиопод и трилобитов не позволяют про-

вести детальное расчленение. Низы серии (более 350 м), отвечающие нерасчлененным улахан-арымасской и урюнгтасской свитам, сложены светло-серыми разнотекстурными доломитами, заключающими единичные линзы известняков. По данным среднемасштабной съемки в этой части разреза найдены брахиоподы второй половины ленского надъяруса нижнего кембрия (определения А. В. Санжара). В. Е. Савицким [4] в междуречье рек Фомич и Рассоха обнаружены брахиоподовые ракушняки с формами амгинского яруса среднего кембрия. Выше по разрезу (до 100 м), как и в стратотипической местности, преобладают микро- и тонкозернистые доломиты, обогащенные глинистым материалом, содержащие раннедиагенетические кремни. Они являются аналогом далбыхской свиты. В целом граница резкой смены типов доломитов и характера присутствующих в них обособлений кремней может быть предложена в качестве стратиграфического репера, позволяющего сопоставлять в пределах северной части Анабаро-Синской структурно-фациальной зоны удаленные друг от друга разрезы кындынской серии. Эта граница соотносится с границей амгинского и майского ярусов среднего кембрия [7]. Верхние серии в бассейне р. Фомич в современном разрезе отсутствуют, и вскрытая здесь мощность отложений составляет 450 м. Резкое сокращение мощности характерно также для подстилающих ее отложений. Это позволяет полагать, что уменьшение мощности серии в сравнении с разрезами стратотипической местности (900 м) связано не только с утратой ее верхов (аттырдахская свита), но имеет и седиментационную природу.

На северо-востоке Прианабарья (Билляхский подрайон) широко распространены доломиты (до 200 м), содержащие редкие, плохой сохранности трилобиты, типичные для верхов майского яруса среднего кембрия. Эти отложения выделяются в анабарскую свиту [14], являющуюся частичным аналогом далбыхской свиты. В результате изучения ее в долине р. Анабар в составе данного комплекса отложений установлены водорослевые образования, выделен ряд типовых обстановок со свойственным им набором доломитовых пород. Карбонатная банка прослежена в направлении с юга на

Стратиграфическая схема кембрийских отложений Прианабарья

Отдел	Надъярус	Ярус	Анабаро-Синский фациальный регион, Западно-Анабарский район			
			Котуйский подрайон	Верхнеаргасалинский подрайон	Фомич-Рассохинский подрайон	Билляхский подрайон
			реки Котуй, Маймеча	Верховья р. Арга-Сала	реки Фомич, Рассоха	р. Анабар
Верхний		Аксайский	Томпокская свита. Доломиты, водорослевые и глинистые доломиты 120 м			
		Сакский	Верхняя подсвита. Доломиты, глинистые доломиты 110 м			
		Аюоканский	Нижняя подсвита. Доломиты строматолитовые и глинистые 150 м	Эйринская свита. Известняки водорослевые и оолитовые 450 м		
		Майский	Далбыхская свита. Доломиты битуминозные, строматолитовые с желваками кремней 150—180 м	Далбыхская свита. Доломиты битуминозные, строматолитовые с желваками кремней более 100 м	Далбыхская свита. Доломиты, строматолитовые доломиты с желваками кремней до 100 м	Анабарская свита. Доломиты, строматолитовые и оолитно-обломочные доломиты до 200 м
		Амгинский	Урюнгтасская свита. Доломиты, битуминозные доломиты, линзы известняков 260 м	Урюнгтасская свита. Доломиты, битуминозные доломиты, линзы известняков Видимая мощность 100—120 м	Урюнгтасская и улахан-арымасская нерасчлененные свиты. Доломиты, битуминозные доломиты, линзы известняков до 350 м	
		Той-он-онский	Улахан-арымасская свита. Доломиты, линзы известняков 210 м			
		Ботомский	Сероцветная пачка. Известняки, доломиты 130 м		Эмяксинская свита. Известняки (доломиты), глинистые известняки (доломиты) 40—50 м	
		Атдабанский	Медвежинская свита. Известняки, глинистые известняки 35—50 м		Маныкайская свита. Видимая мощность 15 м	
		Томмотский	Немакит-далдынская свита до 80 м			
		Венд				
Средний	Ленский	Кындынская серия до 900 м				
		Аттырдыхская свита 260 м				
		Верхняя подсвита. Доломиты, глинистые доломиты 110 м				
		Нижняя подсвита. Доломиты строматолитовые и глинистые 150 м				
		Далбыхская свита. Доломиты битуминозные, строматолитовые с желваками кремней 150—180 м				
		Урюнгтасская свита. Доломиты, битуминозные доломиты, линзы известняков 260 м				
		Улахан-арымасская свита. Доломиты, линзы известняков 210 м				
		Сероцветная пачка. Известняки, доломиты 130 м				
		Медвежинская свита. Известняки, глинистые известняки 35—50 м				
		Немакит-далдынская свита до 80 м				
Нижний	Алданский	Атдабанский	Сероцветная пачка. Известняки, доломиты 130 м		Эмяксинская свита. Известняки (доломиты), глинистые известняки (доломиты) 40—50 м	
		Томмотский	Медвежинская свита. Известняки, глинистые известняки 35—50 м		Маныкайская свита. Видимая мощность 15 м	
		Венд				

Юдомо-Оленекский фациальный регион, Восточно-Анабарский район			
Аргасалинский подрайон		Верхнеоленекский подрайон	
р. Кукусунда	р. Большая Куонамка	р. Малая Куонамка	реки Оленек, Арга-Сала
			Мархинская + моркокин- ская свиты Известняки, глинистые и доломитные известняки, гипсы и гипсоносные карбонаты до 300 м
			Чукукская свита. Известняки, водоросле- вые известняки, долами- ты 100 м
Зеленоцветная свита. Известняки, глинистые и оолитные известняки, известняковые конгломератобрекчии до 300 м			
Оленекская свита. Известняки, глинистые известняки. В основании — джелиндинский горизонт. На западе (р. Кукусунда) в основании известняковые конгломератобрекчии с трилобитами маспакыйского горизонта до 140 м			
Куонамская свита. Глинисто-кремнисто-карбонатные породы, обогащенные ОВ, известняки, био- гермы. Верхнеоленекский подрайон, сланцевый тип разреза. Известняки, битуминозные известня- ки. Аргасалинский подрайон, карбонатный тип разреза. В кровле свиты (сверху вниз) маспа- кыйский и малокуонамский горизонты, в подошве — бороулахский горизонт от 30—55 до 60—80 м			
Эмяксинская свита. Известняки, глинистые известняки. В кровле — ухумунский горизонт 160—200 м			
Маныкайская свита			120—130 м

север (вниз по течению р. Анабар) на протяжении 50 км. Краевая, обращенная к открытому бассейну часть постройки, протяженностью 4—5 км, представлена массивными и плитчатыми доломитами. Ее сменяет полоса (шириной 14—15 км) широкого развития на площади и в разрезе доломитов с чередующимися столбчатыми и плитчатыми строматолитами. Последние содержат пустоты выщелачивания раннедиагенетических кристаллов сульфатов. Далее фиксируется зона (протяженностью до 30 км) массивных, слагающих биогермо- и биостроматоподобные тела и плитчатых доломитов. Заканчивают данный латеральный ряд отложения, представленные тонким чередованием доломитов массивных с доломитами строматолитовыми, ооидно-оолитовыми и обломочными. В кровле строматолитовых построек нередко наблюдаются следы размыва и трещины усыхания. Ассоциирующие с ними линзы внутриформационных плоскообломочных конгломератов содержат обломки доломитов микрозернистых однородных, сгустково-ооидных, строматолитовых и т. д. Далее по разрезу кембрийские отложения с размывом перекрываются пермскими.

На юге Прианабарья (Верхнеаргасалинский подрайон) фрагментарность разреза кындынской серии не позволяет пока провести ее дробную стратификацию. Можно лишь полагать, что верхняя часть серии более фациально изменчива в отличие от разрезов стратотипической местности. Низы серии здесь не вскрыты. Выше по разрезу отмечаются мелко- и крупнозернистые доломиты, заключающие в отдельных интервалах линзы известняков с трилобитами, характерными для верхов нижнего — низов среднего кембрия [6; Ю. Я. Шабанов, Л. И. Егорова, 1979]. Встречаются прослои и линзы доломитов коричневых, слабобитуминозных. Эти отложения являются аналогом урюнгтасской свиты. В верхней части серии, как и в стратотипических разрезах, резко преобладают доломиты с тонкими седиментационными структурами. Однако здесь они представлены в основном доломитами глинистыми, сгустково-ооидными и ооидно-обломочными. На соседней площади (верховья р. Котуй) отложения кындынской серии согласно перекрываются водорослевыми и оолитовыми известняками,

закрывающими трилобиты низов верхнего кембрия (эйринская свита).

Переход доломитов кындынской серии (и ее аналога анабарской свиты) в известняковые отложения нормально-морской области происходит на расстоянии от 2,5—4,5 км (р. Анабар) до 8—12 км (р. Арга-Сала). Эти участки обычно плохо обнажены и представлены чередующимися в разрезе и на площади известняками и доломитами. По текстурным особенностям и характеру отдельности доломиты, как правило, сходны со сменяющими их по латерали известняками. Фрагментарность и дислоцированность отложений, наблюдаемые в них изменения элементов залегания пород затрудняют в пределах данного смешанного типа разреза определение стратиграфической последовательности отложений.

Разрез нормально-морских отложений Юдомо-Оленекской области начинают известняки верхов манькайской свиты. Ее перекрывает эмяксинская свита, представленная неравномерным либо ритмичным чередованием красно-коричневых, зеленовато-серых и светло-серых известняков в разной степени глинистых до мергелей. По р. Малая Куонамка в кровле свиты выделяется пачка (11,5—19 м) зеленовато-серых известняков, известных как ухумунский маркирующий горизонт [14]. Вблизи устья руч. Делингдэ в кровле данного горизонта установлены небольшие биогермы известняков (высотой 0,1—0,2 м, протяженностью до 0,5 м). В ряде обнажений вблизи кровли свиты в известняках наблюдается вкрапленность пирита, реже галенита и сфалерита. Мощность свиты 200—260 м.

Выше по разрезу залегают отложения куонамской свиты, имеющей достаточно полную литологическую и биостратиграфическую характеристику [5, 10, 14]. В северной части Юдомо-Оленекской области выделяются два основных типа разреза свиты — сланцевый и карбонатный [2]. В пределах Восточно-Анабарского района сланцевый тип разреза представляет стратотипы свиты и выделен в Верхнеоленьский подрайон, карбонатный, имеющий черты сходства с соседней Анабаро-Синской областью, — в Верхнеаргасалинский подрайон (см. таблицу).

Разрезы первого типа занимают практически всю северную половину

Юдомо-Оленекской области. Мощность свиты 30—55 м. Наиболее полные разрезы свиты прослеживаются в бассейне р. Малая Куонамка (стратотип) и по р. Некекит (гипостратотип). Начинается она темноцветными карбонатно-кремнисто-глинистыми породами, обогащенными органическим веществом, нередко содержащими конкреции пирита. Выше по разрезу они чередуются с неравномерно-глинистыми известняками, в разной степени обогащенными ОВ. В низах свиты горючие сланцы вмещают небольшие (высотой 0,1—0,2 м, протяженностью 0,3—0,5 м) биогермы, сложенные светло-серыми и темно-серыми до черных известняками. Внутри биогермов либо по их периферии в отдельных интервалах наблюдаются скопления и оторочки крупношестоватого кальцита. В ассоциирующих с ними горючих сланцах имеются пирит-марказитовые конкреции. В средней и верхней частях свиты широко распространен комплекс отложений, представленный чередованием темноцветных известняков с горючими сланцами и черными кремнями, слагающими тонкие (2—5 см) лентовидные прослойки. В этом типе разреза повсеместно четко стратифицируются верхи свиты, где сверху вниз выделены маспакыйский и малокуонамский горизонты, и ее низы, обособляемые в качестве бороулахского маркирующего горизонта. Возраст свиты по трилобитам определяется как верхи ботомского яруса нижнего кембрия — нижняя половина амгинского яруса среднего кембрия [12].

Карбонатный тип разреза куонамской свиты установлен на западной окраине Юдомо-Оленекской области, в бассейне рек Большая Куонамка, Оленек (ниже пос. Оленек) и Кукусунда (левый приток р. Арга-Сала). В основании свиты здесь также прослеживаются темноцветные тонколистоватые карбонатно-глинистые породы, содержащие комплекс трилобитов бороулахского маркирующего горизонта. Венчают разрез свиты известняки малокуонамского и маспакыйского горизонтов. Характерная особенность данных разрезов — преобладание в их составе светло-серых и зеленовато-серых известняков при подчиненном значении горючих сланцев. В верхах разреза наблюдается тонкое чередование темноцветных известняков с карбонатно-

кремнисто-глинистыми породами и лентовидными прослойками (2—5 см) черных кремней. Общая мощность отложений 60 м.

Несколько иное строение имеет наиболее западный разрез куонамской свиты в долине р. Кукусунда. Условно мощность ее здесь оценивается в 75—80 м [10]. В низах свиты (8—9 м) поруч. Сикиит преобладают известняки серые до темно-серых, нередко онколитовые, заключающие немногочисленные маломощные прослои (от 2—5 см до 0,1—0,2 м) горючих сланцев. В отдельных интервалах разреза присутствуют стяжения черных известняков. В средней части разреза встречаются прослои доломитов. Вблизи кровли наблюдаются оолитовые известняки, выше по разрезу сменяющиеся разнообломочными известняковыми брекчиями. Одни исследователи включают брекчии в состав вышележащей оленекской свиты [6], другие — считают их образованиями куонамской свиты [10]. Вблизи кровли нижнего пласта брекчий (6—7 м) встречен прослой (0,15—0,2 м) известняков глинистых, доломитных, тонкоплитчатых до листоватых, с обильными остатками трилобитов, характерных для маспакыйского маркирующего горизонта амгинского яруса среднего кембрия (определение И. А. Соловьева). Известняки, заключающие данный комплекс трилобитов, повсеместно прослеживаются в кровле куонамской свиты. Кровля проводится по подошве пласта конгломератобрекчий, вмещающих прослой известняков с трилобитами маспакыйского горизонта, и имеет более древний уровень по сравнению со стратотипическими разрезами.

Выше по разрезу отложения куонамской свиты сменяются образованиями оленекской свиты. Она представлена чередованием известняков глинистых (до мергелей) красно-коричневых и зеленовато-серых с известняками светло-серыми пелитоморфными, слагающими лентовидные прослои (от 0,1—0,2 до 0,4 м) или образующими слои (6—9 м), являющиеся местными маркерами. В основании свиты повсеместно прослеживаются желтовато- и зеленовато-серые известняки мощностью от 2—4 м (р. Арга-Сала) до 10—14 м (реки Большая и Малая Куонамка и др.). Они выделяются в джелиндинский маркирующий гори-

зонт [14]. Особенность данной пачки — присутствие в глинистых известняках барит-целестиновой минерализации. Возраст свиты по трилобитам определяется как верхи амгинского — низы майского яруса.

В наиболее западных разрезах свиты (р. Арга-Сала) в основании и выше на нескольких стратиграфических уровнях фиксируются пласты (от 1,5—2 до 6—8 м) разнообломочной известняковой брекчии. Размер обломков колеблется от нескольких миллиметров до первых сантиметров и десятков сантиметров; им свойственны четкие контуры и угловатая, реже полуокатанная форма. Преобладают обломки известняков светло-серых пелитоморфных и оолитовых. Последние имеют сложные очертания и не всегда четко различимы во вмещающей их массе. В обломках известняков найдены трилобиты, характерные для низов амгинского яруса [6]. Обломки цементирует тонкозернистый карбонатный материал, слабодолмитный неравномерно-глинистый, с примесью кварцево-слюдистого. В отдельных пластах брекчий установлены крупные (высотой 6—8 м, протяженностью 10—15 м) водорослевые постройки (р. Арга-Сала, 8—13 км ниже устья руч. Серкимии, 10—13 км ниже устья руч. Майында). Они сложены белыми известняками, пористыми, кавернозными, доломитизированными. Основными строителями их являлись эпифитоновые водоросли. Во вмещающей эти постройки разнообломочной брекчии фиксируются небольшие тела (от 0,2—0,3 до 0,5—0,6 м и более) округлой, либо неправильной формы таких же светлых эпифитоновых известняков.

Возникновение брекчий связывают с локальными перерывами в осадконакоплении [6] или суспензионными потоками, поступающими с барьерного рифа Анабаро-Синской области [2, 10]. Однообразный состав обломков, среди которых преобладают местные породы, плохая сортировка и достаточно плотная упаковка, отсутствие текстур оползания и течения осадка, а также текстур заполнения первичных пустот свидетельствуют о формировании данных пород в условиях высокой энергии морских вод (действие штормовых волн). Наличие этих пород среди слоистых известняковых образований говорит о проникивании мелко-

водных обстановок переходной (Анабаро-Синской) области в открытый морской бассейн (Юдомо-Оленекская область).

Выше по разрезу прослеживаются отложения, подразделяемые в результате геологической съемки на джактарскую и силигирскую свиты. Однако отсутствие четких литологических различий между ними, значительная фациальная изменчивость и недостаточно полная обнаженность отложений не позволяют считать такое расчленение обоснованным. Эту часть разреза кембрия следует выделять в составе зеленоцветной свиты, стратотип которой описан В. Е. Савицким [14]. Свита сложена известняками в разной степени глинистыми, неравномерно, в т. ч. ритмично, чередующимися с мергелями (в основном доломитными) и плотными светло-серыми известняками, образующими четкие лентовидные прослои мощностью от 2—5 см до 0,2—0,5 м и более. В основании прослоев иногда фиксируется ооидно-микрообломочное строение. Повсеместно в отложениях присутствуют пласты известняковой конгломератобрекчии, сходные по мощности, а также составу и размеру слагающих их обломков с брекчиями в крайних разрезах оленекской свиты. Характерная особенность зеленоцветной свиты — наличие в ее разрезе ооидно-обломочных известняков и водорослевых биостромов, являющихся надежным признаком мелководных обстановок. Последнее позволяет объяснить фациальную невыдержанность отложений и делает предположительной корреляцию отдельных ее частей. Возраст свиты по трилобитам определяется как средняя и верхняя части майского яруса среднего кембрия [12, 13].

Завершают разрез кембрия Восточного Прианабарья образования чукукской и мархинской + моркокинской свит. Чукукская свита представлена светлыми массивными известняками, водорослевыми известняками и доломитами. Ряд исследователей выделяют эти отложения в чукукский рифовый комплекс [2]. Данный комплекс вмещают и перекрывают мархинская + моркокинская свиты, сложенные известняками глинистыми (до мергелей), доломитными, песчанистыми, нередко обломочными. Отмечаются прослои гипсов, широко развиты красноцветные породы,

имеются многочисленные признаки мелководья — трещины усыхания, знаки ряби, глиптоморфозы по каменной соли и др.

В последнее время отложения нормально-морской Юдомо-Оленекской области относятся к образованиям мелководной аккумуляционно-топографической впадины [1, 2, 13]. В качестве ее депрессионного комплекса, отвечающего фазе некомпенсированного осадконакопления, выделяется куонамская свита. Вышележащая глинисто-известняковая толща оленекской и зеленоцветной свит относится к циклу заполнения данной впадины. Сопряженная с ней Анабаро-Синская область рассматривается как барьерная рифовая зона, приуроченная к бортовой части впадины [1, 2, 13]. Ниже обсуждаются и дополняются известные палеогеографические построения, предполагающие эпиконтинентальную природу кембрийского бассейна [11].

Обособление двух крупных областей кембрийского бассейна — западной (Турухано-Иркутско-Олекминской) с лагунным типом осадконакопления и восточной (Юдомо-Оленекской) нормально-морской произошло на раннем этапе его развития [11]. В разделявшей их переходной зоне формировался известняково-доломитовый комплекс, были широко развиты биогермы (единично биогермные массивы) водорослей и археоциат (медвежинская свита, сероцветная пачка и их аналоги). В Юдомо-Оленекской области накапливались сходные по цвету и структурно-текстурным особенностям, но существенно известняковые отложения (эмяксинская свита и ее аналоги). Локально здесь встречаются небольшие водорослевые постройки. Начало образования битуминозных отложений куонамской свиты отвечает этапу мощной трансгрессии, обусловившей проникновение вод из морской Юдомо-Оленекской области в лагунную Турухано-Иркутско-Олекминскую. Это привело к понижению гипсометрического уровня зоны взаимоперехода и определило появление в наиболее пониженных участках палеорельефа осадков, обогащенных органическим материалом (рис. 1, 2). С этим временем связано наличие темноцветных битуминозных карбонатных пород (урюнгтасская свита) в составе известняково-доломито-

вого комплекса отложений кындынской серии.

Отложения куонамской свиты представляют собой образования наиболее мелководной части мелководного бассейна, отличающейся спокойной гидродинамической обстановкой. В идеальной модели фациальных обстановок [15] это типичная относительно мелководная неритовая зона. Такие обстановки шельфа обычно широко распространены и осадконакопление на них довольно однообразно. Показателем накопления отложений в пределах шельфовых бассейнов являются ассоциирующие с горючими сланцами скопления мелких водорослевых биогермов.

На заключительном этапе формирования отложений куонамской и в начале накопления оленекской свит повсеместно на севере Юдомо-Оленекской области происходило образование однотипных известковых осадков (см. рис. 2). Стабильные условия осадконакопления оказались благоприятными для развития различных сообществ трилобитов, образующих достаточно выдержанные по составу комплексы. В отложениях джелиндинского горизонта встречены также сравнительно мелководные зарывающиеся формы брахиопод [9].

Начало формирования мощной глинисто-карбонатной толщи второй половины среднего кембрия соответствует крупной региональной перестройке тектонического плана основных областей кембрийского бассейна на рубеже амгинского и майского веков [11]. Морской бассейн, существовавший в пределах всей Сибирской платформы, отесняется в северную ее часть. В результате здесь углубились отдельные участки переходной Анабаро-Синской области, где накапливались в основном темноцветные битуминозные карбонатные отложения (далбыхская свита) (рис. 3). В целом обстановки на территории Анабаро-Синской области способствовали широкому развитию строматолитов пластового и столбчатого типа, иногда образующих крупные органогенные скопления (анабарская свита). Состав осадков оставался на большей части Анабаро-Синской области существенно доломитовым.

Отложения Юдомо-Оленекской области представлены чередованием известняков тонкослоистых неравномер-

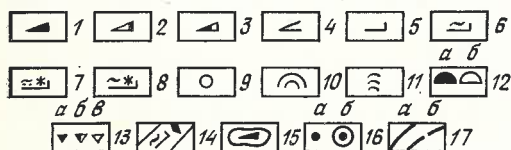
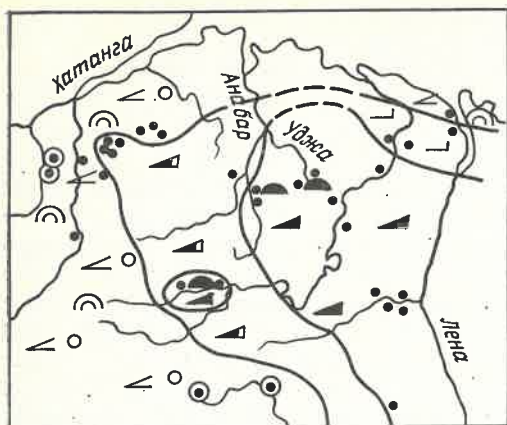


Рис. 1. Палеогеографическая схема второй половины раннего кембрия:

осадки глубокого шельфа: 1 — кремнисто-глинисто-карбонатные, обогащенные ОВ, 2 — карбонатные и глинисто-карбонатные, обогащенные ОВ, 3 — периодически преобладают осадки 1 или 2; осадки мелкого шельфа: 4 — карбонатные известковые, доломитовые, слабообогатенные ОВ, 5 — известковые, 6 — глинисто-карбонатные, 7 — терригенно-карбонатные сероцветные с преобладанием красноцветных; 9 — оолито-обломочные; органогенные постройки: 10 — массивные тела, известняки, доломиты, 11 — столбчатые строматолиты, 12 — биогермы известняков в обстановках глубокого шельфа: а — типа 1, б — типа 2; 13 — нахождение в разрезе разнообломочных известняковых брекчий; а-б — оленекская свита (а — основание, б — выше по разрезу), в — зеленоцветная свита; 14 — изменение обстановки в конце данного времени; 15 — линзы обогащенных ОВ пород среди известковых осадков; 16 — местоположение: а — разрез, б — скважин; 17 — границы типов обстановок: а — установленные, б — предполагаемые

ноглинистых и чистых, формировавшихся в спокойной морской среде ниже зоны взмучивания осадков (оленокская и зеленоцветная свиты). Присутствие среды отложений обломков известняковых брекчий указывает на неоднократное и достаточно глубокое проникновение обстановок переходной Анабаро-Синской зоны в пределы Юдомо-Оленекской области.

К концу среднего и в позднем кембрии в северной части Сибирской платформы происходит резкое расширение предельно-мелководных обстановок осадконакопления. В Восточном Прианабаре в условиях ограниченной циркуляции морских вод формируются пестроцветные ангидрит-известняково-доломитовые отложения с многочисленными признаками мелководья, отвечающие современным обстановкам типа себхи и отмелей на обширных приливно-отливных равнинах (чукукская, мархинская + моркокинская свиты и их аналоги). В Западном Прианабаре накапливались тонко (нередко ритмично) чередующиеся во времени и на площади водорослевые и глинистые доломиты.

Итак, кембрийский бассейн в Прианабаре на протяжении своего существования неизменно был эпиконтинентальным со свойственными этому типу платформенных бассейнов набором и взаимоотношениями фаций. Диапазон глубин осадконакопления колебался от предельного мелководья до относительно глубоких шельфовых впадин (0—200 м) и не превышал характерных для шельфа значений. Трансгрессии и регрессии оказывали влияние как на морскую (Юдомо-Оленекскую), так и на переходную (Анабаро-Синскую) области, обуславливая распространение обстановок, свойственных каждой из этих областей, в сопредельных территориях.

Наиболее глубокое проникновение обстановок нормально-морской области, определившее появление в переходной зоне битуминозных отложений (урюнгтасская свита), сопряжено с формированием во второй половине нижнего — первой половине среднего кембрия в Юдомо-Оленекской области образований доманикового типа (куонамская свита). Начинаются и заканчиваются отложения куонамской свиты относительно изохронными маркирующими горизонтами. В совокупности

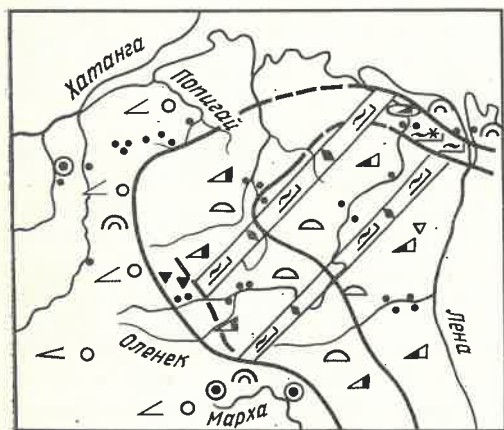


Рис. 2. Палеогеографическая схема первой половины среднего кембрия:

усл. обозн. см. рис. 1

с ухумунским горизонтом подстилающей ее эмяксинской свиты и джелидинским горизонтом вышележащей оленекской свиты она образует надежный хроностратиграфический уровень в разрезе кембрия Юдомо-Оленекской области. С историко-геологических позиций этот уровень представляется наиболее обоснованным для межрегиональной корреляции на севере Сибирской платформы.

Во второй половине среднего и в верхнем кембрии в условиях нарастающей регрессии происходит расширение площади распространения фациально изменчивого комплекса отложений переходной Анабаро-Синской области в пределы нормально-морской Юдомо-Оленекской области. Сопоставление этих отложений пока проводится по сходству их стратиграфического положения. Для создания детальной стратиграфической основы разнофациальных отложений необходимо прежде всего в серии опорных профилей по рекам Анабар и Арга-Сала получить и описать стратотипический разрез зоны их взаимоперехода. Широкое распространение в рассматриваемом интервале кембрия слоистых известняково-мергельных и доломитовых отложений явно ритмического строения (оленекская, зеленоцветная, далбыхская, аттырдахская свиты и др.) позволяет считать, что корреляция данных неравномерно палеонтологически охарактеризованных, и, как правило, значительно эродированных отложений должна проводиться на основе выявления ритмичности разного масштаба.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асташкин В. А. Палеогеоморфологические условия формирования кембрийского рифового комплекса Западной Якутии//Геология и нефтегазоносность Сибирской платформы. Новосибирск, 1981. С. 19—25.
2. Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы/В. А. Асташкин, А. И. Варламов, Н. К. Губин и др. — М.: Недра, 1984.
3. Вальков А. К. Биостратиграфия нижнего кембрия востока Сибирской платформы. Юдомо-Оленекский регион. — М.: Наука, 1987.
4. Егорова Л. И., Савицкий В. Е. Стратиграфия и биофации кембрия Сибирской платформы. Западное Прианабарье. — М.: Недра, 1969.
5. Кембрий Сибирской платформы (юдомо-оленекский тип разреза, куонамский комплекс

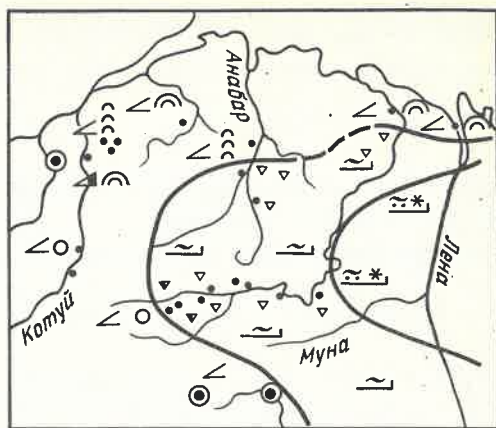


Рис. 3. Палеогеографическая схема конца среднего кембрия:

усл. обозн. см. рис. 1

- отложений)/В. М. Евтушенко, Л. И. Егорова, А. Э. Конторович, Ю. А. Шабанов. — М.: Недра, 1972.
6. Макаров К. К., Филатов С. С., Лазоренко Н. П. Новое в стратиграфии кембрийских отложений западной части южного крыла Анабарской антеклизы//Геология и нефтегазоносность Западной Якутии. Л., 1966. С. 7—17.
7. Минаева М. А. Опорный разрез кындынской серии кембрия Прианабарья//Сов. геология. 1985. № 1. С. 54—64.
8. Миссаржевский В. В. Расчленение и корреляция пограничных толщ докембрия и кембрия по некоторым древнейшим группам скелетных организмов//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. Вып. 5. С. 52—57.
9. Пельман Ю. Л. Экологические группировки фауны в среднекембрийских доманикоидных отложениях куонамской свиты (Сибирская платформа, р. Мунга)//Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты и биофации. Новосибирск, 1982. С. 60—74.
10. Пельман Ю. Л., Переладов В. С. Стратиграфия и брахиоподы нижнего и среднего кембрия р. Арга-Сала (Южное Прианабарье)//Биостратиграфия и палеонтология кембрия Северной Азии. М., 1986. С. 115—154.
11. Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии. — Л.: Недра, 1975.
12. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе. Новосибирск, 1983.
13. Савицкий В. Е., Асташкин В. А. Некоторые вопросы нефтегазоносности Западной Якутии. — Новосибирск: СНИИГГИМС, 1975.
14. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы/К. К. Демочкидов, В. Я. Кабанков, Н. П. Лазаренко и др. — Л.: Гостоптехиздат, 1959.
15. Уилсон Дж. Карбонатные фации в геологической истории. — М.: Недра, 1989.

Принята редколлегией 26 декабря 1989 г.

Выделение сквозных рудоконцентрирующих структур на территории Кавказа с использованием космических снимков

С. М. ЖДАНОВ (МГУ), Ю. В. НЕЧАЕВ (ИФЗ АН СССР),
М. А. ФАВОРСКАЯ (ИГЕМ АН СССР)

Среди многочисленных линейных тектонических нарушений различного типа и глубины заложения особая металлогеническая роль принадлежит рудоконцентрирующим линеаментам, контролирующим размещение наиболее крупных для данной провинции рудных (и некоторых нерудных) месторождений [12, 14]. Подобные линеаменты принадлежат к числу сквозных систем нарушений, представляющих собой линейные ослабленные зоны, проявляющиеся на значительном протяжении в скрытом, завуалированном виде в качестве различных аномалий в геологическом строении. Крупнейшие из этих структур образуют древний глубинный каркас планеты и на протяжении ее истории неоднократно оживлялись под влиянием растягивающих и сжимающих усилий, определявших их сложное внутреннее строение и многоэтапное развитие эндогенных процессов. Для сквозных рудоконцентрирующих систем нарушений (СРС) характерны широтные и меридиональные простираия.

Главная особенность сквозных систем нарушений — их глубинная природа, подтверждающаяся характером сопровождающих их эндогенных процессов и геофизическими данными. Геологические аномалии располагаются в пределах описываемых структур дискретно, будучи приурочены к узлам повышенной нарушенности, местам пересечения разнотипных и разнонаправленных систем. Эти участки являются одновременно и узлами длительной эндогенной активности, определяющими размещение крупных месторождений [11].

По представлениям Н. С. Шатского, транскавказское меридиональное поднятие пересекает складчатую структуру Кавказа и уходит на север в пределы Восточно-Европейской платформы.

Существование дислокаций, секущих по отношению к господствующему северо-западному тектоническому плану Кавказа, отмечалось в дальнейшем рядом исследователей (М. А. Кашкай и Г. П. Тамразян, 1959; В. Е. Ханн и М. Г. Ломизе, 1961; Э. Ш. Шихайлибейли, 1964 и др.).

По результатам дешифрирования космических снимков авторами работы [11] выделен ряд субмеридиональных, широтных и диагональных линеаментов, часть которых совпадает со сквозными структурами, описанными в настоящей статье. Так, меридиональная зона 7 (рис. 1) совпадает с крупным Грабзонским линеamentом [11], а зона 10 — с крупнейшей сквозной разрывной Кавказско-Загросской структурой. В рамках широтной зоны 5 проявляется серия близширотных разломов Адано-Малокавказской структуры; северо-восточная сквозная система нарушений 4 отвечает Пальмиро-Апшеронскому линеamentу [11].

Среди линеаментов, выделенных В. З. Сахатовым с соавторами, в качестве рудоконцентрирующих упомянуты меридиональный Кавказско-Загросский и широтный Адано-Малокавказский. Авторы попытались проследить динамику развития подобных структур, опираясь на основные положения глобальной тектоники. При этом мантийная природа линеаментов, секущих по отношению к господствующему структурному плану региона, подтверждена геофизическими данными и особенностями сопутствующего им магматизма. Однако авторам не удалось обосновать «рудоконцентрирующую» роль выделенных ими под этим названием линеаментов. Иными словами, в статье [11] не показано влияние упомянутых структур на размещение наиболее значительных рудных объектов региона, а оконтуренные на схеме структурно-

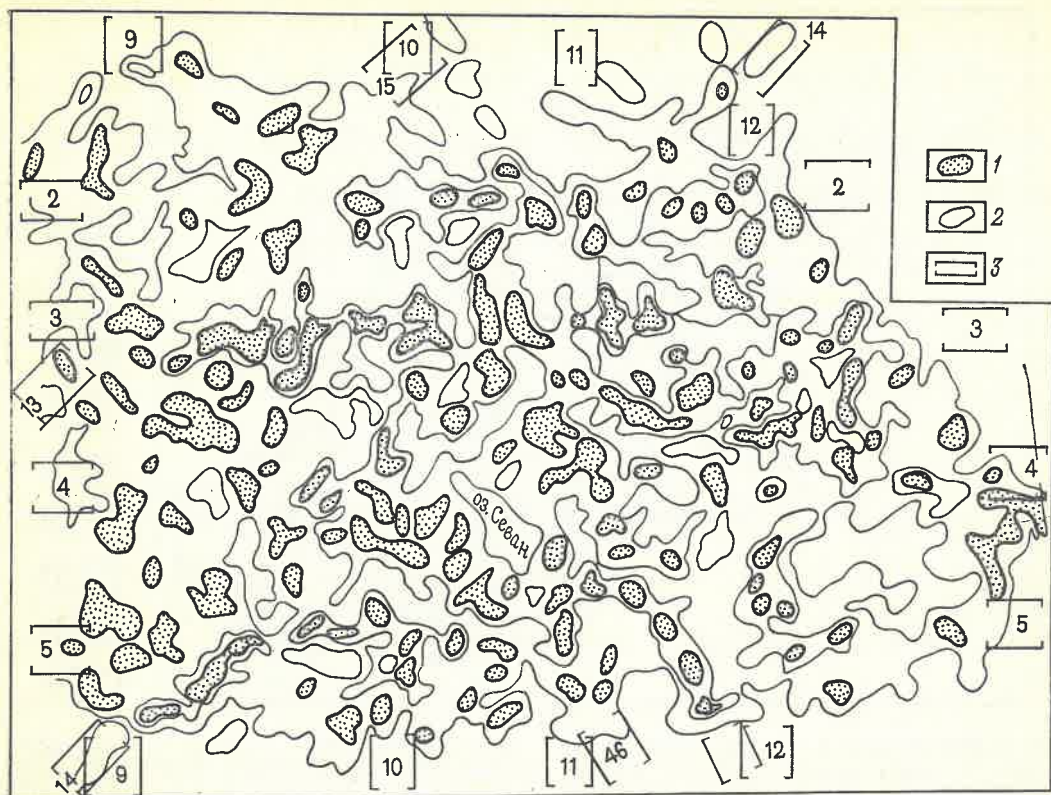


Рис. 1. Карта удельной трещиноватости Кавказа:

1 — максимумы удельной трещиноватости; 2 — изолинии фоновых значений; 3 — сквозные системы нарушений и их номера

металлогенические зоны ориентированы независимо от предполагаемых СРС и тяготеют, скорее, к общекавказскому простиранию.

Нами для выделения СРС и узлов длительной эндогенной активности на территории Кавказа использованы специально разработанные в течение двух последних десятилетий методы — морфоструктурный анализ и составление карт геологических аномалий. При обработке космических снимков для выделения СРС применялся метод, предложенный Ю. В. Нечаевым [7, 8]. В результате удалось привлечь новые данные для обоснования тектонической природы СРС и их роли в размещении рудных месторождений Кавказа.

По космическим снимкам анализировалась планетарная трещиноватость методом, предложенным Ю. В. Нечаевым, Э. С. Сулеймановым и др. [7, 8]. Линейные элементы, рассматриваемые согласно [8] как элементы трещиноватости, обусловлены тектоническими деформациями, инъектированием продуктов расплава с контактовым воз-

действием магмы на вмещающие породы, гидротермальными процессами, элементами рельефа. Авторами [8] подчеркивается, что около 25 % линейментов, устанавливаемых на космических снимках, не обнаруживаются при обычной геологической съемке, но именно эти структурные элементы представляют наибольший интерес для суждения о глубинном строении территории.

В основе предложенного метода анализа планетарной трещиноватости лежит составление карт удельной длины линейментов — отношения суммарной длины линейментов в пределах элементарной площади к этой площади: $\bar{l} = \Sigma l / S$; для различных площадей $\bar{l}_i = \Sigma l_i / S_i$. Ю. В. Нечаевым и его соавторами выдвигается положение о том, что глубина, на которую проникают трещины, может быть определена с учетом выбранной площади. Чем больше площадь, тем «генерализованнее» получаемые контуры и тем крупнее блоки, а большим блокам по законам изостазии должны отвечать и более глубокие корни. Удельная трещинова-

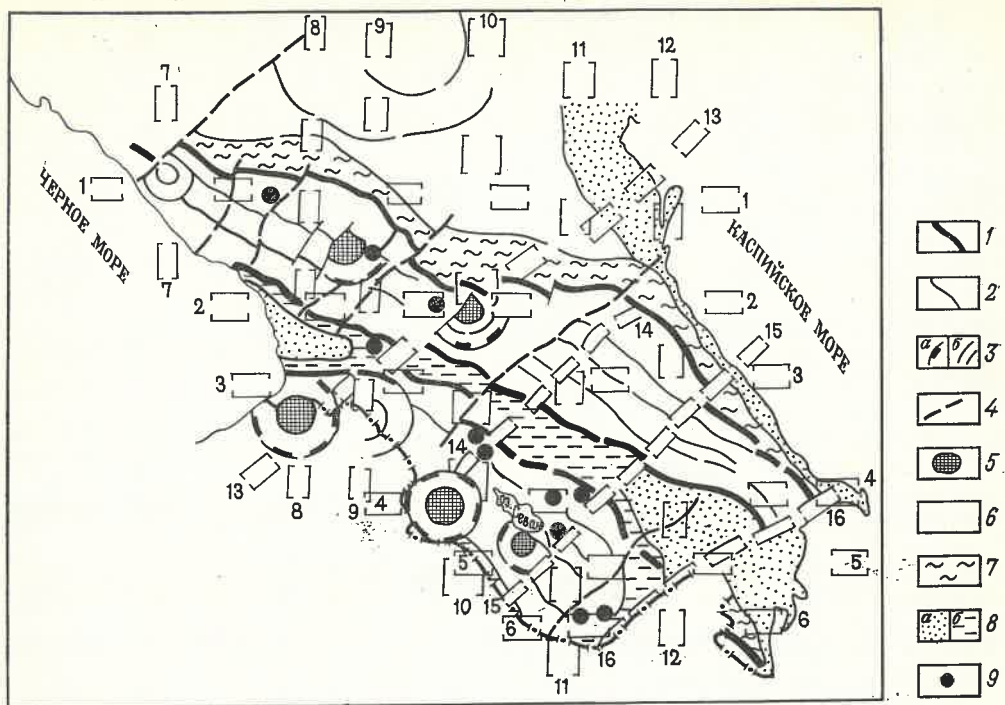


Рис. 2. Морфоструктурная схема Кавказа:

границы: 1 — морфоструктурных областей, 2 — морфоструктурных зон (блоков), 3 — кольцевых структур (а — вулканогенных, б — неясного генезиса); 4 — поперечные нарушения; области поднятий: 5 — неболь-

ших, 6 — относительных, 7 — интенсивно расчлененных, 8 — область опусканий (а — аккумулятивные равнины, б — аккумулятивно-денудационные равнины); 9 — рудные объекты; остальные обозн. см. рис. 1

тость относится не к поверхности, а к определенному кубическому объему. На небольшой площади выявляются локальные сгущения трещиноватости, а на большей — мощная зона повышенной нарушенности, которая соответственно может уходить и на большую глубину. Правомерность такого предположения подкрепляется сопоставлением с данными магнито- и гравиразведки и ГСЗ.

Значения удельной длины линеаментов наносятся на карту и проводятся изолинии. На рис. 1 в схематизированном виде изображена подобная карта, составленная Ю. В. Нечаевым на основании космоснимков масштаба 1:1 000 000 для l_{14} , т. е. для площади в 14 см² в соответствии с указанным масштабом. На карте отчетливо видно, что расположение максимумов удельной трещиноватости подчиняется определенному структурному порядку. В результате выделяется ряд сквозных систем нарушений: широтные (2, 3, 4) по 43°, 42° и 40°30'; меридиональные (10, 11, 12) — по 45°, 46° и 47°30'. Кроме того, отчетливо прослеживаются вдоль северного побережья оз. Севан север-северо-западная зона, а также

северо-восточная 14 от 42° в. д. на юге площади до 48° в. д. на севере. Севернее фрагментарно выделяется северо-восточная структура 13, пересекающая 42 и 44° в. д. Ориентировка систем нарушений определяется скоплениями максимумов трещиноватости, положением их длинных осей и ориентировкой их цепочек. Широтные системы нарушений, близкие к 42 и 43°, прослеживаются и при обработке с большими размерами скользящих окон: l_{21} , l_{28} , l_{35} , l_{42} , что свидетельствует о значительной глубине их заложения [12].

Сравним рассмотренную карту (см. рис. 1) с морфоструктурной схемой (рис. 2) и картой геологических аномалий (рис. 3). В рельефе региона выделяются две основные морфоструктурные области — Главный Кавказ, имеющий четкую северо-западную линейность, и Малый Кавказ, обладающий мозаичным строением, но сохраняющий тенденцию к общекавказскому простиранию. Области разделяются линейным поясом Колхидской и Ширванской аккумулятивных равнин, а их границы совпадают с глубинными разломами, ограничивающими эту часть Альпийского пояса. Области состоят

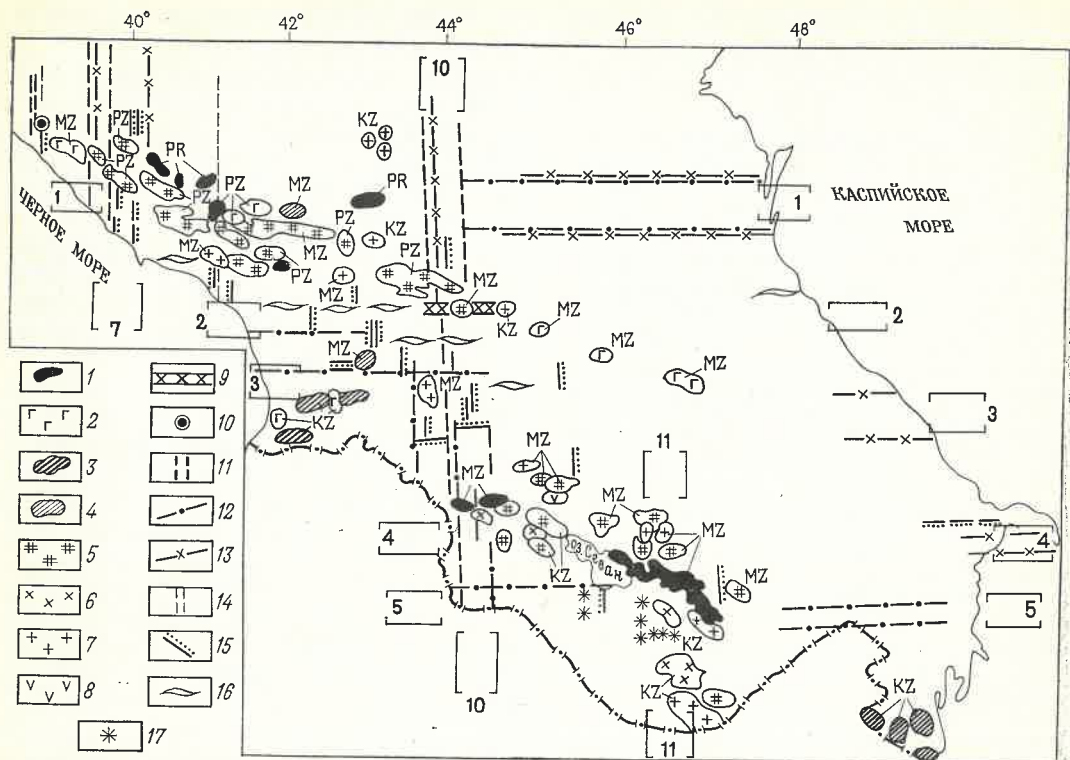


Рис. 3. Карта геологических аномалий Кавказа:

магматические формации: 1 — габбро-пироксенит-дунитовая, 2 — габбро-диорит-диабазовая, 3 — габбро-сиенитовая, габбро-монцит-сиенитовая, габбро-тешенитовая, 4 — базальт-трахитовая, 5 — габбро-плагитогранитная, габбро-диорит-гранитная, 6 — габбро-монцит-гранитная; 7 — плагитогранитная, гранодио-

рит-гранитная; 8 — липарито-дацитовая; внесмасштабные обозначения: 9 — диабазовый пояс, 10 — трахиты (А. М. Борсук, 1979); структурные элементы: 11 — крупное поперечное поднятие (В. Н. Шолпо, 1978), 12 — линейные зоны в кровле фундамента; 13 — линейные зоны в кровле мела, 14 — меридиональные разломы (М. Г. Ломизе, 1969); 15 — границы формаций (точки в сторону распространения формаций); 16 — оси складок; 17 — вулканы

из серии линейных северо-западных блоков, отвечающих основным сводово-складчатым и моноклиналным структурам Главного и вулканическим плоскогорьям Малого Кавказа.

Морфоструктурный анализ [3] позволил выделить сквозные ортогональные системы линеаментов, дискордантные по отношению к основным формам рельефа, а также многочисленные северо-восточные структуры (см. рис. 2). Системы сквозных линеаментов устанавливаются на границах морфоструктурных областей и зон, на региональных ступенях рельефа по ориентировке речных долин и хребтов, а также по отдельным структурным формам рельефа. Поперечные северо-восточные системы линеаментов (в основном структуры второго порядка) выражены линейными участками относительного воздымания и прогибания. Вдоль этих систем смещаются границы разновозрастных линейных блоков. Наиболее выразительна северо-восточная систе-

ма 13, вдоль которой смещаются западный и восточный сегменты морфоструктурной области Главного Кавказа.

В Кавказском регионе интенсивно развит неоген-четвертичный вулканизм, и цепочки вулканических центров являются хорошими индикаторами выделения сквозных систем линеаментов. В рельефе многочисленные вулканические сооружения соответствуют крупным кольцевым морфоструктурам, как правило, имеющим куполовидное поднятие в центре (для территории Армении это отмечалось в [5], а также И. К. Волчанской и О. А. Саркисяном, 1973). Кольцевые морфоструктуры контролируются в большинстве случаев сквозными системами линеаментов ортогональной сети, располагаясь в бортовых частях последних (меридиональные структуры 8, 9, 10, 11). Многие из выделенных сквозных систем линеаментов совпадают со структурами, обозначенными выше на карте удельной

трещиноватости (см. рис. 1). Это системы линеаментов меридиональные — 9, 10, 11, 12, широтные — 2, 3, 4, 5, северо-западные — 13, 14.

Карта геологических аномалий (см. рис. 3) построена на основе анализа геологической карты масштаба 1:5 000 000 (гл. ред. Д. В. Наливкин, 1970) и ряда дополнительных материалов ([1, 2, 4, 13, 15, 16], а также Д. И. Бурукаев, 1964; Л. А. Варданянц, 1935; А. М. Гавашели, А. С. Караханян и др., 1982; А. П. Лебедев, 1950; М. Г. Ломизе, 1969; Е. Е. Милановский, 1963; Г. А. Михеев, 1965; Ю. Н. Пастушенко, 1956; М. К. Суханов и А. А. Цветков, 1975). Геологические данные по территории Кавказа были проанализированы М. А. Фаворской совместно с А. Г. Гурбановым в 1977 г. с целью выделения некоторых меридиональных линеаментов, отнесенных к числу сквозных рудоконцентрирующих структур. Им было отмечено, что дешифрирование мелкомасштабных космических снимков в сочетании с морфоструктурным анализом и площадными геофизическими исследованиями помогает выделить меридиональные структуры сквозного типа. К местам пересечения последних с рядом субширотных ослабленных зон приурочены интрузивные комплексы, сложенные разновозрастными и контрастными по составу породами. В 1983 г. меридиональная рудоконцентрирующая структура, приуроченная к интервалу долгот $44^{\circ}30'$ — 45° и определяющая положение месторождения Тырнауз, была описана М. А. Фаворской.

Карта геологических аномалий составлена на основании ряда как структурных, так и магматических признаков. К числу последних относятся наличие основных и ультраосновных интрузивов, их субщелочных разновидностей; выходы эффузивов основного — субщелочного составов; массивы различных гранитоидов. Принимались во внимание характер удлинения массивов и покровов изверженных пород, а также ряд специфических элементов, обозначенных на карте внемасштабными знаками: выходы трахитов, диабазовый пояс Главного Кавказа, вулканические центры и др. Использовались следующие структурные признаки: линейные зоны в кровле фундамента и меловых отложений, меридиональные разломы, границы распро-

странения геологических формаций и изгибы осей складок.

Анализ всех указанных признаков подтвердил наличие меридиональных систем нарушений 40-го (7 зона), 44-го (10) и 46-го (11) восточных меридианов и 43° (2), 42° (3) и $40^{\circ}30'$ (4) северных широт, выделенных на рис. 1 и 2. Интересно отметить, что отдельные из перечисленных систем нарушений характеризуются древним заложением. Широтная система нарушений в зоне 43° с. ш. на северо-западе Кавказа существовала еще в среднем и позднем рифее в качестве глубинного разлома, контролировавшего проявления магматизма и полосу метаморфизованных пород (Атлас литолого-палеогеографических карт, 1968). В среднем и позднем кембрии вдоль этой широты проходила граница поднятий и опусканий. В ордовике вдоль нее обозначен разлом, а в мезозое она неоднократно проявлялась как граница шельфа и низкогорья.

Приведенные особенности магматизма сквозных систем нарушений на территории Кавказа, такие как приуроченность к ним ультраосновных и ультраосновных — щелочных пород и диабазового пояса, свидетельствуют о глубинном заложении подобных структур.

Рудоконтролирующая роль выделенных выше сквозных систем нарушений ортогональной ориентировки подтверждается приуроченностью многих известных рудных месторождений Кавказа [6] к узлам пересечения широтных и меридиональных дизъюнктивов (см. рис. 2). Подобные узлы отличаются повышенной тектонической нарушенностью, присутствием диагональных нарушений. На протяжении одной и той же рудоконцентрирующей структуры могут размещаться рудные объекты, принадлежащие к различным рудным формациям [10]. На территории Кавказа узлы длительной эндогенной активности определяют положение месторождений меди, молибдена, золота, вольфрама, свинца и цинка, а также нефти. Особенно следует отметить, что многие сквозные рудоконцентрирующие структуры прослеживаются за пределами Кавказа на севере и юге. Так, меридиональные структуры 11, 12 продолжаются на юг, где совпадают с Кавказско-Аравийскими зонами на территории Ирана [9]. Здесь они подчеркиваются вы-

сокоподнятыми субмеридионально ориентированными блоками докембрийских метаморфических комплексов; границами развития меловых и миоцен-плиоценовых отложений; линейно вытянутыми и соответствующим образом ориентированными полями кислых миоценовых вулканитов; отдельными телами четвертичных субщелочных экстразий, а также небольшими разломами. На территории Турции продолжается меридиональная зона 10 в виде цепочки крупных ультраосновных массивов.

В заключение можно сделать следующие выводы.

Сквозные системы нарушений Кавказа выделяются на космических снимках как крупные зоны аномалий региональной трещиноватости и осложняют блоковое строение территории. Они имеют специфическое строение, продолжаются за пределы региона и являются частью глобальной сети нарушений [9, 10, 11]. Сквозные системы нарушений характеризуются рядом геологических аномалий, включая структурные особенности, особенности разновозрастного магматизма и литологии.

Совокупность данных о сквозных рудоконцентрирующих структурах Кавказа свидетельствует об их глубинном заложении и мантийной природе.

Сквозные системы нарушений Кавказа контролируют размещение месторождений полезных ископаемых, что позволяет по-новому оценивать закономерности локализации месторождений и выделять прогнозные площади.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас Армянской ССР. Геологическая карта масштаба 1:1 000 000.*— Ереван—Москва, 1961.
2. *Борсук А. М.* Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. — М.: Наука, 1979.
3. *Волчанская И. К., Сапожникова Е. Н.* Анализ рельефа при поисках месторождений полезных ископаемых. — М.: Недра, 1990.
4. *Карта геологических формаций Кавказа: масштаба 1:1 000 000/Под ред. Т. Ш. Гогишвили.* — М.: Аэрология, 1978.
5. *Карта полезных ископаемых Азербайджанской ССР. Масштаб 1:500 000/Под ред. Э. М. Шекинского.* — М., 1977.
6. *Металлогеническая карта Кавказа, Крыма и Карпат масштаба 1:500 000.*— Л.: ВСЕГЕИ, 1987.
7. *Нечаев Ю. В., Саттарова В. М., Хачатурян Г. Г.* Информативность космических снимков для изучения глубинного строения литосферы (на примере Кавказа)//Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма. — М.: 1982. С. 172—186.
8. *Оценка глобальной трещиноватости земной коры по космическим снимкам/Э. С. Сулейманов, Ю. В. Нечаев, Р. А. Ахундов и др.// Сов. геология. 1978. № 11. С. 105—111.*
9. *Романько Е. Ф., Жданов С. М.* Сквозные системы нарушений Ирано-Туранского региона и их металлогеническая роль//Сов. геология. 1989. № 8. С. 58—67.
10. *Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения/М. А. Фаворская, В. А. Баскина, А. М. Курчапов и др.* — М.: Недра, 1983.
11. *Сахатов В. З., Марков Е. И., Панцулая В. В.* Рудоконцентрирующие структуры Кавказа и сопредельных территорий по данным космических снимков//Сов. геология. 1988. № 12. С. 76—83.
12. *Сквозные рудоконцентрирующие структуры: Тезисы Всесоюз. совещания.*— М.: Наука, 1986.
13. *Фаворская М. А.* О некоторых ошибочных толкованиях «металлогении сквозных рудоконцентрирующих структур»//Сов. геология. 1989. № 9. С. 114—119.

Принята редколлегией 30 июля 1990 г.

УДК 551.243(575.1)

© С. О. Борисов, 1991

Чаткальский меганадвиг

С. О. БОРИСОВ (САИГИМС)

Формирование структур типа меганадвиг является результатом взаимосвязанных тектонических, магматических, рудных и ряда других важнейших процессов эволюции геологической среды. Однако изучение меганадвигов осложнено значительными глубинами их расположения. Поэтому информация о динамике геологических процессов и структуре геосреды в зонах развития

меганадвигов черпается главным образом из наблюдений в пределах незначительного числа глубоко эродированных участков меганадвигов; результатов геофизического изучения глубинного строения земной коры; теоретического анализа возможного поведения геосреды при высоких *РТ*-параметрах и таких внешних условиях, которые обеспечивают их формирование [3, 9].

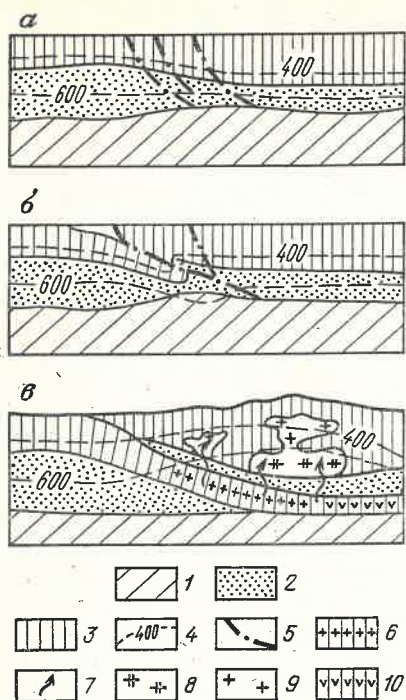


Рис. 1. Фазы образования меганадвиги:

а — инициальная, б — ранняя, в — поздняя; 1 — нижняя часть реологически расслоенной коры [3]; 2 — СПС — слой преимущественно пластических и квази-пластических деформаций; 3 — приповерхностная зона преимущественно хрупких деформаций; 4 — изотермы, °С; 5 — разрывные нарушения, связанные с надвигообразованием; 6 — область выплавки гранитоидных составляющих из водонасыщенных пород лежащего крыла надвига; 7 — направление адвективного перемещения расплавов и флюидов из области плавления; 8 — промежуточные внутрикоровые очаговые области; 9 — гранитоидные диапиры в верхней части коры; 10 — необратимо измененная (уплотненная и обезвоженная) область лежащего крыла меганадвиги (после «зонной плавки»)

Анализ имеющейся информации по указанным направлениям позволяет сделать ряд важных выводов.

1. Область подошвы меганадвиги совпадает с зоной пластических (квази-пластических) деформаций геологической среды и чаще всего характеризуется обратной пространственной температурной зональностью развития метаморфических процессов.

2. Высокоамплитудные латеральные перемещения внутри коры, достаточные для формирования меганадвиговых структур (как в коллизионных, так и в областях внутриплитной активизации), могут происходить только вдоль ранее сформировавшихся субгоризонтальных зон с определенным (аномальным) набором свойств — слоев парадоксального состояния (СПС) геосреды [2, 3], возникающих на определенных глубинах и при фиксированных соотношениях PT -параметров,

формирующих реологически расслоенную структуру литосферы.

3. В развитии меганадвиги выделяются две основные фазы — инициальная и основная. Последняя разбивается на раннюю и позднюю [9].

Рассмотрим подробнее процессы, протекающие на указанных фазах развития меганадвигов, на примере упрощенной модели реологически расслоенной геосреды, предложенной нами ранее [2, 3].

На инициальной фазе (рис. 1, а) происходит заложение системы нарушений — вертикальных в приповерхностной части разреза и выполаживающихся в пределах СПС (листрические разломы [6]). Данная система, необходимая для обеспечения возможности надвигообразования, является закономерным следствием распределения физико-механических свойств в реологически расслоенной геосреде [3]. Необходимое условие перехода геологического процесса ко второй (ранней) фазе — наличие боковых (сжимающих) тектонических нагрузок. В большинстве случаев фронтальная часть надвига закладывается в области, разделяющей блоки земной коры, различающиеся распределением термодинамических параметров и, следовательно, специфичной глубинных вариаций реологических свойств. Анализ последних позволяет говорить о наиболее вероятном развитии процесса в направлении пододвигания верхних (относительно хрупких) слоев разогретого блока коры под аналогичные слои относительно холодного. Это вызвано, в первую очередь, относительно более высоким положением СПС в разогретых блоках коры и, следовательно, меньшей мощностью в них слоя хрупкого состояния геосреды. Такое направление развития геологического процесса является наименее энергоемким и поэтому наиболее вероятным.

Ранняя фаза развития меганадвиги (см. рис. 1, б) характеризуется процессом постепенного надвигания висячего крыла и погружением лежащего. Она охватывает интервал, в пределах которого погружающееся крыло располагается гипсометрически выше уровня глубин, фоновые температуры* кото-

* Фоновые — это температуры без учета тепла, выделяющегося при деформировании геосреды в процессе надвигообразования, т. е. без учета «механического тепла» [9].

рых превышают значения температур плавления влажных гранитоидов (500—600 °C). В пределах ранней фазы выделение механического тепла не превышает суммарный уровень фонового, складывающийся из радиогенного корового и мантийного, и не имеет решающего значения [9]. При концентрации деформаций в достаточно узкой зоне на отдельных участках СПС выделяющееся тепло может поднять температуру до начальных значений плавления влажных гранитоидов. Однако данный процесс на ранней фазе имеет локальный характер, поэтому она носит «амагматичный» характер.

В *позднюю фазу* (см. рис. 1, в) меганадвиговый процесс вступает по достижении фронтальной частью лежащего крыла глубин с фоновыми температурами, обеспечивающими плавление влажных пород верхов коры, в то время как сухие породы подошвы висячего крыла надвига (область, расположенная выше СПС) сохраняют на тех же глубинах хрупкое состояние. Важнейшей особенностью эволюции меганадвига на поздней фазе является формирование в пределах лежащего крыла и в зоне СПС областей анатексического плавления значительных масштабов — очагов внутрикорового образования гранитоидов. Глубина до последних («внутрикоровых горячих точек») зависит от фоновой температуры, скорости надвиговых движений (т. е. темпов генерации механического тепла) [9], а также от мощности слоя пластических деформаций.

Формирующиеся в области внутрикоровой горячей точки объемы гранитоидов образуют диапировые структуры (второго класса [3]), которые адвективно проникают в пределы висячего крыла меганадвига. В результате аномального разогрева области внедрения мобильных компонентов из горячей точки верхняя часть коры становится, с одной стороны, предрасположенной к складчатым деформациям, а с другой, здесь формируется куполовидное поднятие (либо система поднятий) в результате увеличения мощности верхних слоев реологически расчлененной коры. Предрасположенность разогретой области к деформированию реализуется за счет горизонтальных тектонических нагрузок, формирующих сам надвиг. Морфология образующейся системы складчатых структур будет

зависеть от ряда факторов: формы области разогрева, направления основных тектонических нагрузок и др.

Следует отметить, что в процессе образования и всплывания гранитоидных диапиров происходит уплотнение геосреды, из которой были выплавлены составляющие гранитоидной магмы, т. е. в случае меганадвига — уплотнение геоконгломератов лежащего крыла. Это является следствием ухода из пород части легких компонентов, а также их обезвоживания. Последнее, кроме того, приводит к повышению хрупкости геосреды и невозможности ее повторного расплавления в данных термодинамических условиях, т. е. повышению «тугоплавкости». В целом же процесс может быть описан как своеобразная «зонная плавка» погружающегося крыла меганадвига, необратимо изменяющая свойства слагающих его пород. Данный процесс приводит к такому перераспределению петрофизических свойств пород верхов коры, погруженных на рассматриваемый уровень глубин, когда они практически (учитывая разрешающую способность современных методов глубинных исследований) не отличаются от «типичных» комплексов разреза нижней части коры.

Рассмотрим предложенную модель развития меганадвиговых структур с учетом результатов комплексных исследований, проведенных по методике объемного геолого-геофизического моделирования параметров геосреды и направленных на изучение глубинного строения [7] и динамики развития [4] литосферы Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань). В его пределах по результатам изучения как глубинного строения, так и приповерхностного разреза выделяются две принципиально отличные зоны — Чаткальская и Кураминская. Развитие Кураминской зоны в период герцинской тектоно-магматической активизации контролировалось пульсационной эволюцией астенолит-диапировых процессов в условиях регионального сжатия [4]. В результате здесь сформировалась тектоническая обстановка неразвившегося рифта в составе следующих структур: куполовидного поднятия амплитудой 8—10 км и диаметром около 120 км, прослеживающегося по конформным рельефам внутрикоровых границ; трехлучевой системы рифтооб-

разных долин (Ангренской основной структуры и Накпай-Кызытинского погребенного грабена); концентрически-зонально расположенных интрузий преимущественно мантийного генезиса и широкого спектра состава с закономерной его сменой от габбродиоритового (в центральной части купола) к гранодиоритовому и далее на периферии — к преимущественно гранитному; системы сквозькоровых магмо- и рудопроводящих разломов и структур (РМС), приуроченных к областям максимальных изгибовых деформаций коры; металлогенической зональности аналогичного концентрически-зонального вида, контролируемой разноуровенно расположенными источниками рудного вещества — от мантийного в центральной части, до внутрикорового — на периферии.

Кураминская зона по системе Угам-Кумбельских разломов граничит с Чаткальской. Коренные отличия в глубинном строении, позволяющие выделять и опознавать методами объемного геолого-геофизического моделирования кураминский и чаткальский типы коры, выражаются: в практически удвоенной мощности верхней части реологически расслоенной коры Чаткальской зоны (25—28 км) по отношению к Кураминской (10—14 км); в преимущественном развитии в пределах коры чаткальского типа интрузий гранитного состава (реже гранодиоритового) корового генезиса; в наличии в коре чаткальского типа серии коровых волноводов и их непряженности в Кураминской зоне. В рассматриваемый период в Чаткальской зоне происходило накопление мощных преимущественно карбонатных толщ, которое было остановлено процессами воздымания, связанными с развитием меганадвиги (точнее, с ранней его фазой). В это время в Кураминской зоне развивалась повышенной проницаемости коры система депрессионных структур, заполнявшаяся главным образом вулканогенно-осадочными отложениями.

Наибольший интерес представляют полученные данные о глубинном строении области сочленения Кураминской и Чаткальской зон. В приповерхностной части разреза она устанавливается в виде серии параллельных разрывных нарушений общей шириной до 25 км, относящихся к Срединно-Тяньшанской [8] или Угам-Кумбельской

[1] системе разломов. Наиболее крупные Кумбельский, Арашанский, Кенкольский, Угамский характеризуются мощной зоной дробления пород (до 1000 м — Кумбельский); наличием серий субпараллельных нарушений; контролем субвулканических тел, даек, малых интрузий возрастом от позднего карбона до ранней перми [8]. Все это говорит об активной тектонической жизни системы разломов в период герцинской активизации. Направление падения плоскостей разломов — единое для системы — на северо-восток с изменением угла от 50—60° — Кумбельский, до 75—80° — Арашанский. Для каждого разлома системы характерно поднятое положение (надвинутое) северо-восточных крыльев с видимыми амплитудами от 800 (Арашанский разлом) до 2000 м (Угамская зона). Следовательно, в приповерхностной части разреза на границе Кураминской и Чаткальской зон устанавливается система субпараллельных надвиговых структур с направлением падения зеркал скольжения под Чаткальскую зону и общей видимой амплитудой надвиговых движений не менее 20 км.

Нашими исследованиями установлено постепенное выполаживание с глубиной системы Угам-Кумбельских разломов вплоть до субгоризонтального положения на уровне регионального корового волновода, выявленного на глубинах 25—32 км [6]. Последний отождествляется нами [2, 3] с СПС. Несомненно, важнейший результат объемного геолого-геофизического моделирования глубинного строения геосреды — установление погружения по системе Угам-Кумбельских разломов верхней части коры кураминского типа под кору чаткальского (рис. 2).

Рассмотрим информацию о глубинном строении Чаткало-Кураминского региона в связи с предложенной выше моделью эволюции меганадвиговых систем. Необходимые условия для протекания инициальной фазы образования в результате формирования внутрикорового СПС, термодинамическая обстановка и динамика процессов в котором были проанализированы ранее [2, 3], а также системы Угам-Кумбельских разломов в периферической части Кураминского сводового поднятия, в зоне максимальных изгибовых деформаций. Наличие регионального сжатия [4] обеспечило латерально направлен-

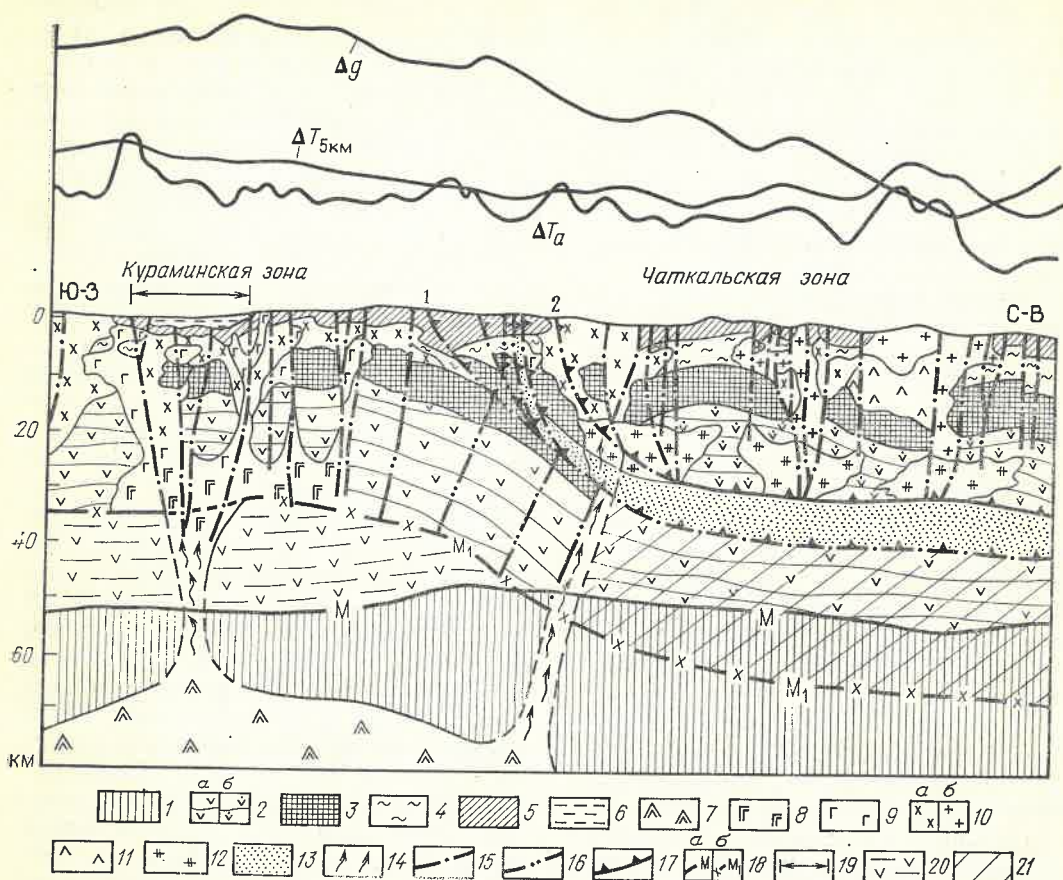


Рис. 2. Глубинное строение Чаткальского меганадвиг по результатам объемного геолого-геофизического моделирования параметров геосреды:

1 — верхняя мантия; 2 — комплекс высоко метаморфизованных пород нижней части реологически расслоенной коры кураминского (а) и чаткалинского (б) типов; 3 — комплекс метаморфических пород докембрийского кристаллического фундамента; 4 — терригенно-сланцевый комплекс пород рифея—силура; 5 — вулканогенно-карбонатный комплекс пород девона—карбона; 6 — мезозойско-кайнозойский чехол; 7 — тело мантийного диапира; 8 — промежуточный магматический очаг основного—ультраосновного состава; 9 — внутрикоровые диапиры (интрузии) среднеосновного состава; 10 — интрузивный гранитоидный комплекс: а — мантийного и смешанного генезиса, б — с преимущественным распространением гранитов

корового генезиса; 11 — комплекс древних (домеганадвиговых) интрузий средне-основного состава; 12 — промежуточные очаги гранитообразования и области внутрикоровой адвекции; 13 — зона СПС (внутрикоровый волновод); 14 — пути проникновения мобильных компонентов мантии в кору; 15 — крупные разломы; 16 — разрывные нарушения, связанные с куполообразованием в Кураминской зоне; 17 — разломы, связанные с меганадвиганием (1 — Кумбельский, 2 — Арашанский); 18 — положение поверхности Мохоровичича; а — современное, б — в позднюю фазу меганадвигания; 19 — купольная часть Кураминского свода; 20 — область коро-мантийной смеси на период завершения рифтообразования (сводовобразования); 21 — область «зонной плавки» коры кураминского типа; наблюдаемые геофизические поля: гравитационное Δg и магнитное (на высоте 200 м — ΔT_a и на высоте 5 км — $\Delta T_{5 \text{ км}}$)

ное напряжение и соответственно переход к основной фазе. Следует отметить, что развивающийся в непосредственной близости от зоны надвигания Кураминский свод с активным протеканием мантийных процессов обусловил специфические черты в структуре меганадвиг и динамике его развития.

1. Активизация глубинного термодинамического режима привела к утонению верхнего слоя хрупких деформаций коры Кураминской зоны — к более гипсометрически высокому положе-

нию СПС. Это в совокупности с формированием системы разломов периферической части купола, а также тектоническим расползанием слоев реологически расслоенной коры от центральной части купола явилось важнейшим фактором, определяющим причину, динамику и направленность развития меганадвигового процесса — пододвигание коры кураминского типа с преобладающим распространением реологически пластических слоев под более жесткую кору (верхнюю часть?) чаткальского типа.

2. Магматизм зоны Угам-Кумбельских разломов носит гибридный характер — от внутрикорового, связанного с формированием гранитоидов в зонах максимальных сдвиговых деформаций и в области «внутрикоровой горячей точки», до мантийного, связанного со сквозькоровыми магмапроводящими каналами периферической части Кураминского сводового поднятия, перекрытыми надвинутым висячим крылом Чаткальского меганадвига. По мере продвижения от Угам-Кумбельских разломов в глубь Чаткальской зоны магматизм освобождается от гибридности, приобретает гранитный состав и черты преимущественно корового генезиса.

В центральной части Чаткальской зоны установлена область пониженной плотности геосреды до глубин 25—28 км, что связывается нами с формированием в области СПС и над ней серии промежуточных камер гранитоидного состава, источниками которых служили как процессы зонной плавки пород лежащего крыла меганадвига, так и комплекс деформационно-термодинамических процессов в СПС.

Эволюция меганадвига вследствие его грандиозного масштаба непосредственно определяет изменения общей мощности коры, контролируя положение границ и геологических, вещественных (например, кровли дорифейского кристаллического основания) и термодинамических, к которым мы относим поверхности Мохоровичича, Конрада, кровлю и подошву волноводов и другие границы реологически расслоенной литосферы. На начальный период инициальной фазы (девон — начало карбона) граница Мохоровичича в пределах Чаткальской и Кураминской зон была на глубинах не более 30 км. В течение ранней и поздней фаз кора Кураминской зоны утонялась в результате взаимодействия с областью активизированной мантии (этап II [4]). Мощность же Чаткальской почти удвоилась (50—55 км) в результате сдвигания слоев реологически расслоенной коры, а также процессов внутрикорового гранитообразования и деформации (складкообразования) верхней части коры, расположенной над внутрикоровой горячей точкой.

Одно из следствий погружения лежащего крыла меганадвига — нарушение термодинамического равновесия на

границе кора — мантия, что закономерно активизировало процессы обмена веществом и энергией на поверхности Мохоровичича. В результате уже в период меганадвигания началось, а по его завершении активно продолжилось утонение коры Чаткальской зоны. Общая направленность данного процесса — ликвидация изостатического и термодинамического дисбалансов, вызванных указанным сдвиганием коры Чаткальской зоны. В Кураминской зоне тектоно-магматическая активизация завершалась на фоне увеличения мощности коры в результате ее наращивания снизу остаточным веществом мантийного диапира [4]. В итоге по окончании герцинского тектоно-магматического цикла произошло выравнивание поверхности Мохоровичича и соответственно термодинамического состояния верхней мантии. Однако по сравнению с началом инициальной фазы мощность коры увеличилась на 15—20 км. Данные процессы, кроме того, привели к формированию существенных различий в свойствах подкорового слоя в Чаткальской и Кураминской зонах, остаточные признаки которых устанавливаются и в настоящее время. Так, после введения соответствующих поправок за современное распределение глубинных температур на уровне Мохоровичича и в первых 20—30 км мантии устанавливается закономерное (на 8—10 %) повышение плотности подкорового вещества Кураминской зоны по отношению к Чаткальской.

Принципиально различные пути эволюции геосреды в Чаткальской и Кураминской зонах в период герцинского рудогенеза определили и принципиальные различия в размещении и специализации рудных объектов. Так, достаточно уверенно выявляется концентрическая зональность Кураминского свода, а для Чаткалинской зоны достоверные сведения о региональных закономерностях зонального размещения рудных объектов отсутствуют. Кроме того, если для Кураминской зоны устанавливаются мантийно-нижнекоровое положение источников рудного вещества и широкое развитие сквозькоровых РМС, то для Чаткальской характерна внутрикоровая приуроченность источников рудного вещества. Отмеченная выше монотонность состава интрузивных объектов и вну-

трикоровое положение очаговых областей Чаткальской зоны контролируют и достаточно узко направленный, специализированный набор рудных объектов. Особенно контрастно это обнаруживается на фоне широкого спектра рудных объектов Кураминской зоны и соответствующего ему разнообразия состава интрузий и вулканических образований.

На основе предложенной модели эволюции Чаткальского меганадвиг сделан вывод о повышенной перспективности на обнаружение скрытого оруденения зоны Угам-Кумбельских разломов и прилегающих к ней территорий. Это следует из того, что если на первых фазах меганадвигания лежащее крыло представляло собой еще не проработанную мантийными компонентами кору кураминского типа, то на поздней фазе зонной плавке подвергались породы, насыщенные мантийными рудными компонентами. Исходя из модельных построений и анализа амплитуд тектонических движений установлено, что данная перспективная область протягивается вдоль зоны Угам-Кумбельских разломов, охватывая ее и прилегающую к ней с северо-востока полосу шириной 10—15 км. Общая ширина перспективной территории 30—40 км. В ее пределах следует ожидать обнаружение медь-золото-полиметаллических рудных объектов, связанных с гибридными (мантийно-коровыми) интрузивными образованиями.

Сформулируем основные выводы.

1. Различия строения Чаткальской и Кураминской зон обусловлены различиями в динамике развития геологической среды в их пределах в период герцинской тектоно-магматической активизации: Кураминская зона — область пульсационного развития астенолит-диабазовых процессов, Чаткальская — область развития меганадвиг и внутрикоровой горячей точки.

2. Закономерные пространственные изменения состава интрузивных тел карбона — перми в пределах региона связаны с различным характером и положением источников магм: от преимущественно мантийных — в Кураминской зоне, к гибридным — в области Угам-Кумбельских разломов и прилегающих к ней с северо-востока участков и далее к внутрикоровым очагам — в Чаткальской зоне.

3. Следствием указанных различий явилась различная металлогеническая специализация Кураминской и Чаткальской зон, а также развитие различных типов рудно-магматических систем: для первой — это сквозькоровые РМС с основными мантийными и промежуточными нижне-, средне- и верхнекоровыми источниками рудного вещества, образующими иерархическую систему; для второй — источники внутрикоровые, приуроченные к области зонной плавки.

4. Указанные различия в типах РМС Кураминской и Чаткальской зон позволяют говорить об относительно более высокой потенциальной эндогенной рудности Кураминской зоны, что подтверждается практикой геологоразведочных работ.

5. Предложенная модель развития тектонической обстановки в Чаткало-Кураминском регионе и сделанные выводы о металлогенических особенностях и типах РМС, контролирующих рудные объекты, позволяют наметить направления прогнозных и поисковых работ и дать конкретные рекомендации по наиболее перспективным участкам, а также охарактеризовать глубинные прогнозные критерии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арапов В. А. Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. — Ташкент: Фан, 1983.
2. Борисов С. О. Глубинные термодинамические условия и динамика земной коры Средней Азии. — Ташкент: Фан, 1988.
3. Борисов С. О. Слои парадоксального состояния геосреды — геодинамические, магматические и рудогенетические следствия//Сов. геология. 1990. № 4. С. 92—101.
4. Модель пульсационного развития литосферы Чаткало-Кураминского региона/С. О. Борисов, Б. А. Черновский, Р. Р. Надыршин и др.//Сов. геология. 1988. № 10, С. 37—42.
5. Паталаха Е. И., Хрычев Б. А. Листрические разломы в складчатых областях//Геотектоника. 1988. № 4. С. 8—19.
6. Площадные сейсмологические наблюдения/Е. М. Бутовская, Х. А. Атабаев, В. П. Суворов и др.//Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент, 1982. С. 144—157.
7. Черновский Б. А., Борисов С. О. Методика и результаты сейсмогравитационного изучения строения земной коры Чаткало-Кураминского региона//Геологическая интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Ташкент, 1988. С. 273—283.
8. Якубов Х. Д., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Региональные разломы Среднего и Южного Тянь-Шаня. — Ташкент: Фан, 1976.
9. Pavlis T. L. The role strain heating in the evolution of megathrusts//J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. № B12. P. 12407—12422.

Принята редколлегией 28 мая 1990 г.

Эрбейэкская дифференцированная интрузия в бассейне р. Вилуй

В. П. ЛЕДНЕВА, Л. П. БЕЛЯКОВ, А. А. РЯБЧЕНКО,
Л. М. ЯКУШКИНА (ВСЕГЕИ)

В восточной части Тунгусской синеклизы в результате изучения в 1950—1979 гг. погребенных кимберлитовых трубок, перекрытых базитовыми магматитами раннетриасового возраста, занимающими до 80 % площади, установлено несколько дифференцированных интрузий — Биллээхская, Аламджахская, Эрбейэкская и др., приуроченных к Ахтарандинской зоне субмеридионального глубинного разлома (А. П. Лебедев, 1959; В. Л. Масайтис, 1958; Б. В. Олейников, 1979). В 1980—1987 гг. на территории Вилуйской ГЭС и прилегающих к ней площадях при структурном бурении был собран уникальный материал по Эрбейэкскому интрузиву. В главных его дифференциатах изучен петрографо-петрохимический состав, с помощью микрозондового анализа исследованы порообразующие минералы.

Интрузия расположена в среднем течении р. Вилуй, в междуречье Ахтаранда — Улахан-Ботубуя. В современном эрозионном срезе она прорывает палеозойские карбонатные и терригенные, а также нижнетриасовые вулканогенные образования, с размывом перекрывается нижнеюрскими отложениями. Все это позволяет датировать ее ранним триасом. Радиологический возраст, определенный калиево-аргоновым методом по валовому составу проб из скв. 8с, более 176 млн лет (А. Г. Рублев, лаборатория микрозондового анализа ВСЕГЕИ).

Эрбейэкская интрузия представляет собой асимметричный лополит, осложненный ответвлениями, с неровной поверхностью кровли, где купола и своды чередуются с погружениями, заполненными блоками разновозрастных вмещающих пород. Она прослеживается в северо-западном направлении на десятки километров при ширине 5—15 км. Мощность ее от 150—200 м на флангах до 700 м в центральной ча-

сти. Интрузия относится к расслоенному типу с хорошо выраженной псевдостратификацией. Наряду с выдержанными по составу и структуре дифференциатами отмечаются слои и шпировые обособления более крупнозернистых разновидностей.

В разрезе интрузии выделяются три зоны. Мощность подошвы изменяется от 70 м на флангах интрузии до 250 м в центральной ее части. В строении этой зоны участвуют (снизу вверх): оливиновые долериты с биотитом, троктолитодолериты, оливиновые и оливинсодержащие долериты. Максимальная мощность центральной части интрузии 400 м. Здесь в разрезе выделяются (снизу вверх): оливиновые габбродолериты с линзами и шлирами кварцевых и пегматоидных габбродолеритов; феррогаббро и ферро-габбродолериты с линзами и шлирами оливиновых и кварцевых габбродолеритов (50 м); кварцевые габбродолериты с линзами и шлирами оливиновых и пегматоидных габбродолеритов, габбропегматитов и кварцевых габбродиоритов (более 200 м); кварцевые габбродиориты с линзами кварцевых диоритов и гнездами плагиоаплитов (не менее 200 м). Переходы между дифференциатами обычно постепенные. Кровля имеет неполную мощность в связи с размывом интрузии (максимальная сохранившаяся мощность 80 м). В ее составе установлены (сверху вниз): оливиновые долериты с биотитом, оливиновые и оливинсодержащие долериты, кварцсодержащие долериты. В эндоконтактах кровли и подошвы мощностью от нескольких сантиметров до первых метров развиты микродолериты, атакситовые и иногда миндалекаменные микродолериты.

Порообразующие минералы — плагиоклаз, оливин, клинопироксен и рудные — характеризуются разными структурными взаимоотношениями и имеют

определенные составы, обусловленные условиями кристаллизации базальтового расплава. Содержание плагиоклаза составляет от 35 до 60 %. В породах кровли и подошвы преобладают лабрадор и битовнит, в породах центральной зоны плагиоклаз изменяется от лабрадора до олигоклаза и даже альбита. По разрезу интрузии плагиоклаз эволюционирует от битовнита (An_{75-78}) в троктолитодолеритах до альбита (An_{8-12}) в плагиоаплитах. Плагиоклаз обычно свежий, в эндоконтактовых породах цеолитизирован, реже кальцитизирован, в кварцевых габбродиоритах участками замещается соссюритом, по трещинкам — хлоритом. В зональных кристаллах перепад составов ядра и краев в подошве и кровле интрузии составляет 10 % ($An_{69}-An_{59}$), а в центральной части — 20 % ($An_{51}-An_{30}$).

В приведенных анализах значение групп Z (Si, Al, Fe) и X (Ca, Na, K) близко к стехиометрическому (табл. 1). В группе X наиболее варьирует содержание анортитового и альбитового компонентов. Содержание калиевой фазы изменяется незначительно и составляет 1—2 %, только в кварцевых габбродиоритах оно достигает 5 %. В группе Z общее количество атомов в целом стабильно, но в отношении кремния и алюминия отмечаются следующие закономерности. Содержание кремния повышается от 2,3 в троктолитодолеритах до 3,05 в кварцевых диоритах, а количество атомов алюминия уменьшается соответственно от 1,64 до 0,94. Содержание железа также уменьшается от 0,03 до 0,01. В габбродиоритах и кварцевых диоритах Fe вообще отсутствует; оно преобладает в плагиоклазах более основного состава.

Содержание оливина составляет 17 % в троктолитодолеритах. В большей части пород центральной зоны он полностью отсутствует. По морфологии различаются мелкие округлые зерна (0,1—0,5 мм) в гломеропорфировых скоплениях пород кровли и подошвы — оливиновых долеритах с биотитом и троктолитодолеритах и пойкилокристы (до 2 мм) в породах центральной зоны. Здесь увеличивается и железистость оливина. В оливиновых долеритах присутствует оливин двух генераций. Вверх по разрезу постепенно возрастает железистость оливина, разрыв

составов в серии оливинов — от Fa_{37} до Fa_{54-51} . По нему развиваются идингсит-боулингит, реже хлорит, часто сопровождаемые выделением рудного минерала и сфена.

Результаты микрозондового анализа оливина пересчитаны на четыре атома кислорода по формуле $X_2 [SiO_4]$ (табл. 2). В группе X катионов шестерной координации (Fe, Mg, Mn, Ca, Ti) обычно преобладает двухвалентное железо, и если в троктолитодолерите отношение $Fe^{2+}:Mg^{2+}$ близко к 1:2 (0,707:1,275), то в оливиновом габбродолерите оно составляет 1,7:1 (1,252:0,735). При этом содержание магния уменьшается в 1,7 раза, а железа увеличивается в 1,8 раза. Изоморфно входящие в структуру оливина марганец и кальций обнаруживают тенденцию к увеличению их содержания от троктолитодолеритов к оливиновым габбродолеритам, при этом количество кальция возрастает примерно в 4, а марганца более чем в 2 раза. Содержание титана практически не изменяется.

Содержание пироксена составляет от десятых долей в кварцевых диоритах до 34,2 % в оливиновых долеритах. Количество пироксена увеличивается от 19 % в троктолитодолеритах до 35,8 % в оливиновых долеритах. В оливиновых габбродолеритах, феррогаббро, кварцсодержащих габбродолеритах центральной зоны оно достигает 26—37 %. Кристаллизуется преимущественно богатый кальцием ряд моноклиновых пироксенов. Ромбический пироксен встречен лишь в оливиновых долеритах, где он развивается по клинопироксену, составляя десятые доли процента.

Химические анализы пироксенов (табл. 3) пересчитаны на шесть атомов кислорода в виде формулы

$$W_{1-p}(X, Y)_{1+p}Z_2O_6,$$

где W — Ca, Na, K; X — Mg, Fe^{2+} , Mn; Y — Al^{VI} , Fe^{3+} , Ti; Z — Si, Al^{IV} .

Во всех анализах количество кремния недостаточно для заполнения тетраэдра Z и дополнено алюминием в четверной координации. Содержание кремнезема в пироксенах из различных дифференциатов практически постоянное. Концентрация титана уменьшается от оливиновых долеритов с биотитом к феррогаббро, а марганца, наоборот, повышается.

1. Состав зональных плагиоклазов в дифференциатах интрузии

Компо- ненты	Троктолитодолериты								Оливиновые и оливинсодер- жащие долериты			
	2/98		22/467						8/147			
	Я	К	Я	П	К	Я	П	К	Я	К	Я	К
SiO ₂	48,49	50,17	50,33	54,25	58,50	51,83	52,93	55,76	53,89	56,71	52,33	54,83
Al ₂ O ₃	30,86	29,91	29,72	27,63	25,28	28,94	28,54	26,38	28,48	25,95	28,76	28,76
FeO	0,84	1,0	0,70	0,98	0,65	0,86	0,63	0,68	0,39	0,61	0,30	0,30
CaO	17,31	15,65	15,82	12,44	9,12	14,59	13,53	11,56	13,92	10,86	14,34	12,79
Na ₂ O	2,21	3,0	3,08	4,42	6,30	3,59	4,18	5,44	3,83	5,62	3,55	4,64
K ₂ O	—	—	0,04	0,23	0,16	—	—	—	0,10	0,15	0,23	0,30
Сумма	99,71	99,73	99,69	99,90	100,01	99,81	99,81	99,82	100,61	99,90	99,51	101,62

Количество ионов												
Si	2,80	2,30	2,40	2,47	2,63	2,37	2,41	2,53	2,43	2,56	2,39	2,45
Al	2,10	1,60	1,60	1,49	1,35	1,57	1,54	1,42	1,54	1,38	1,55	1,51
Fe ²⁺	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,08	0,01	0,02	0,03	0,01
Ca	1,10	0,80	0,80	0,60	0,44	0,71	0,65	0,55	0,68	0,52	0,70	0,61
Na	0,30	0,30	0,30	0,39	0,55	0,31	0,36	0,46	0,33	0,49	0,31	0,40
K	—	—	—	0,01	0,01	—	—	—	0,003	0,01	0,01	0,02
Ab	22	27	27	39	55	30	55	45	32	48	30	39
An	78	73	73	60	44	70	65	55	67	51	69	59
Or	—	—	—	1	1	—	—	—	1	1	1	2

Примечание. Здесь, а также в табл. 2, 3, 4 и 6 в числителе — номер скважины, в знаменателе — розондового анализа ВСЕГЕИ).

2. Состав оливинов в дифференциатах интрузии

Компоненты	Троктолитодолерит			Оливиновый долерит	Оливиновый габбродолерит
	2/93	22/468		8/140,7	8/184
SiO ₂	36,77	35,67		34,14	32,76
TiO ₂	0,05	—		—	0,03
FeO	31,53	35,12		44,30	49,61
MnO	0,38	0,41		0,46	0,91
MgO	31,92	26,68		20,99	16,34
CaO	0,09	0,12		0,19	0,34
Сумма	100,74	100,0		100,08	99,99

Количество ионов в пересчете на 4 (0)					
Si	0,986	0,991	0,986	0,995	0,998
Ti	0,001	—	—	—	0,001
Fe ²⁺	0,707	0,816	0,978	1,080	1,252
Mn	0,008	0,009	0,014	0,011	0,023
Mg	1,275	1,188	1,033	0,912	0,735
Ca	0,003	0,003	0,002	0,006	0,011
Fo	64	59	51	54	37
Fa	36	41	49	46	63

В группе X катионов четверной координации преобладает магний, отношение катионов Mg²⁺ : Fe²⁺ составляет в среднем 3,5 : 1 в оливиновых долеритах с биотитом и уменьшается до 1,6 : 1 в оливиновых габбродолеритах. В кварцевых габбродиоритах оно равно 1 : 3,2. Содержание Fe²⁺ увеличивается в 2 раза от троктолитодолеритов к оливиновым габбродолеритам и еще почти в 2 раза в кварцевых габбродолеритах, в то время как количество магния

Оливиновые габбродолериты						Феррогаббро				Кварцевый габбро- диорит	Кварцевый диорит	
8/184						8/206,2				22/98	22/190	
Я	П	К	Я	П	К	Я	К	Я	К	Кайма	Кайма	
56,79	55,22	54,41	58,34	59,88	59,11	56,90	57,59	57,27	62,52	64,91	68,88	70,20
26,06	26,05	27,38	25,11	24,60	24,25	25,85	25,66	25,85	22,88	21,76	18,95	18,42
0,72	0,87	0,59	0,63	0,90	0,56	0,56	0,52	0,51	0,40	—	—	—
10,89	10,78	11,08	9,22	8,40	8,25	10,29	10,26	10,71	6,30	4,98	0,34	0,15
5,44	5,77	5,80	6,35	6,35	6,97	6,00	5,72	5,60	7,82	7,67	11,46	11,50
0,11	0,08	0,23	0,27	0,35	0,31	0,19	0,27	0,10	0,23	0,90	0,20	—
100,01	98,77	99,49	99,92	100,21	99,79	99,79	100,02	100,04	100,15	100,22	99,83	100,27

в пересчете на 8 (0)

2,60	2,54	2,50	2,60	2,69	2,66	2,57	2,59	2,58	2,78	2,86	3,61	3,05
1,30	1,40	1,50	1,30	1,29	1,28	1,33	1,36	1,38	1,21	1,13	0,12	0,94
0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	—	—	—
0,50	0,52	0,54	0,44	0,40	0,40	0,50	0,49	0,51	0,30	0,24	0,02	0,01
0,46	0,50	0,51	0,57	0,55	0,61	0,53	0,50	0,49	0,68	0,66	0,97	0,97
0,006	0,004	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,006	0,01	0,05	0,01	—
47	48	49	56	58	59	51	50	48	68	70	97	99
52	51	51	43	41	39	48	48	51	30	25	2	1
1	1	1	1	1	2	1	2	1	2	5	1	—

глубина, м. Я — ядро, П — переходная часть, К — края кристалла (анализы выполнены в лаборатории мик-

3. Состав клинопироксенов в дифференциатах интрузии

Компо- ненты	Троктолитодолерит			Оливиновый долерит		Оливиновый габбродолерит		Феррогаббро	
	2/93	22/403		8/140,7		8/184		8/206,2	
SiO ₂	51,42	50,87	52,34	51,40	50,71	50,36	52,22	50,41	49,80
TiO ₂	0,99	0,77	0,22	0,74	0,84	1,03	0,24	0,60	0,02
Al ₂ O ₃	3,01	3,33	0,91	2,47	1,88	1,78	0,49	1,21	2,08
FeC	8,95	7,71	9,36	7,98	12,59	13,99	11,29	13,90	12,78
MnO	0,12	0,11	0,28	0,12	0,22	0,29	0,41	0,39	0,30
MgO	15,17	15,82	14,65	15,52	13,76	12,88	12,63	12,13	13,66
CaO	20,10	20,35	21,46	21,14	20,46	19,26	21,71	19,94	19,49
Сумма	99,76	98,96	99,22	99,37	100,46	99,59	98,99	98,58	98,13

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,912	1,899	1,969	1,914	1,905	1,922	1,989	1,985	1,922
Al ^{IV}	0,088	0,101	0,031	0,086	0,084	0,078	0,011	0,015	0,078
Al ^{VI}	0,044	0,046	0,009	0,022	—	0,002	0,010	0,041	0,017
Ti	0,028	0,021	0,006	0,021	0,024	0,027	0,007	0,018	0,001
Fe ²⁺	0,278	0,0241	0,294	0,247	0,399	0,447	0,360	0,428	0,412
Mn	0,004	0,003	0,009	0,004	0,007	0,009	0,013	0,013	0,010
Mg	0,841	0,880	0,821	0,861	0,778	0,733	0,717	0,712	0,786
Ca	0,801	0,814	0,865	0,843	0,832	0,788	0,886	0,841	0,806
En	44	46	41	44	39	37	37	36	39
Wo	42	42	44	43	41	40	45	42	40
Fs	14	12	15	13	20	23	18	22	21

4. Состав рудных минералов в дифференциатах интрузии

Компоненты	Троктолитовый долерит	Оливиновый долерит	Оливиновый габбродолерит	
	22/468	8/140,7	8/184	
TiO ₂	5,90	51,34	15,29	51,89
FeO	93,62	46,23	83,60	46,74
MnO	0,44	0,41	0,75	1,14
MgO	—	1,72	—	0,33
Сумма	99,96	99,70	99,64	100,10

сначала уменьшается всего в 1,2 раза, а затем почти в 3 раза. Позицию катионов восьмерной координации полностью занимает кальций, характеризующийся незначительными колебаниями содержаний. Содержание закисного железа в пироксене возрастает от оливиновых долеритов с биотитом к феррогаббро и достигает 23 % в кварцевых габбродиоритах и 27 % в кварцевых диоритах.

Пределы изменения химического состава клинопироксенов, включая и амфиболизированные разновидности кварцевых габбродиоритов и кварцевых диоритов, ограничены составами $\text{En}_{46}\text{Fs}_{12}\text{Wo}_{42}$ в троктолитодолеритах и $\text{En}_{12}\text{Fs}_{46}\text{Wo}_{42}$ в кварцевых диоритах, что говорит о преимущественном замещении магния двухвалентным железом. Максимальное содержание кальция в пироксене наблюдается на средней стадии фракционирования—в феррогаббро и оливиновых габбродолеритах. Алюминий присутствует как в четверной, так и шестерной координации, при этом содержание его уменьшается от оливиновых долеритов с биотитом к феррогаббро как в катионной группе, так и в радикале. В оливиновых габбродолеритах практически весь алюминий находится в четверной координации.

Рудные минералы представлены ильменитом и титаномagnetитом. Содержание их изменяется от 1,2 % в троктолитодолеритах до 13,5 % в феррогаббро. Ильменит присутствует в форме игольчатых выделений ($2-3 \times 0,03$ мм), титаномagnetит образует участки с сидеронитовой структурой и скелетные формы в сростании с биотитом, сфеном, кальцитом. Magnetит преобладает в породах центральной зоны, где он возникает в результате замещения клинопироксена и оливина. При

этом он может выделяться в виде мелкой сыпи в самих кристаллах и в мезостазице. Результаты микрозондового анализа свидетельствуют об изоморфном вхождении марганца и магния в структуру ильменита и марганца в титаномagnetит (табл. 4).

В петрохимическом отношении породы, слагающие Эрбейэкскую дифференцированную интрузию, образуют ряд, содержание кремнезема в котором изменяется от 45—48 % в породах ранних стадий кристаллизации (оливиновые долериты с биотитом и троктолитодолериты) до 60 % в породах поздних и заключительных стадий (кварцевые диориты и плагиоаплиты) (табл. 5). Среди дифференциатов интрузии присутствуют меланократовые и лейкокротовые разновидности, насыщенные и пересыщенные кремнекислотой, а также богатые и бедные щелочами. По петрохимическим особенностям выделяются: 1) слегка недосыщенные кремнекислотой, бедные щелочами—оливиновые долериты, троктолитодолериты и феррогаббро; 2) насыщенные кремнекислотой, очень бедные щелочами—оливиновые долериты с биотитом, оливиновые, кварцевые и пегматоидные габбродолериты, развитые в кровле интрузии; 3) слабо пересыщенные и пересыщенные кремнекислотой, богатые щелочами—габбропегматиты, габбродиориты, кварцевые диориты и плагиоаплиты (конечные члены ряда, самые поздние дифференциаты).

Анализ петрохимических особенностей пород интрузии показывает, что кристаллизация базальтового расплава сопровождалась дифференциацией, при которой происходило обогащение железом, щелочами, кремнекислотой, одновременно уменьшалось количество полевошпатовой извести, магнезии, воз-

5. Средние химические составы дифференциатов интрузии

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	51,22	44,87	48,16	47,74	48,92	49,25	48,57	46,44	49,65	48,02	48,31	54,37	55,42	60,36	60,46
TiO ₂	1,41	2,99	2,45	1,23	1,19	1,58	1,98	1,90	2,33	2,10	1,74	1,29	1,44	1,37	1,04
Al ₂ O ₃	13,52	12,64	15,12	13,98	14,33	14,01	14,45	11,55	10,97	12,22	10,24	10,44	11,51	12,10	11,32
Fe ₂ O ₃	6,03	6,57	6,53	3,65	4,48	6,50	9,06	10,09	11,01	9,25	10,08	10,67	3,62	6,79	8,03
FeO	7,71	6,40	5,85	9,29	6,61	7,82	6,62	10,71	8,32	10,65	10,40	7,06	9,22	7,22	5,02
MnO	0,18	0,13	0,13	0,28	0,17	0,22	0,21	0,29	0,24	0,25	0,32	0,22	0,20	0,16	0,14
MgO	4,43	7,58	5,60	8,33	6,31	4,33	3,65	4,01	2,88	4,35	3,35	2,42	1,33	1,70	0,37
CaO	8,28	11,09	9,17	10,59	11,69	10,55	9,56	7,96	7,53	9,51	7,11	6,60	6,01	4,10	5,04
Na ₂ O	3,08	3,25	2,77	2,41	3,14	2,87	3,33	2,92	3,32	2,86	2,52	3,63	2,87	3,65	6,06
K ₂ O	2,91	0,54	0,70	0,60	0,63	0,87	0,58	0,75	1,30	0,70	1,69	0,90	2,51	2,15	0,14
P ₂ O ₅	0,47	0,26	0,20	0,16	0,19	0,25	0,27	0,26	0,40	0,22	0,62	0,58	0,50	0,43	0,23
S	0,26	0,51	0,12	0,13	0,11	0,19	0,37	0,28	0,36	—	0,26	0,44	0,35	—	0,12
H ₂ O	0,30	0,40	0,05	0,45	0,15	0,25	0,24	0,50	0,42	—	0,82	0,67	0,75	—	0,02
П. п. п.	0,37	3,22	0,64	0,67	0,71	0,80	0,94	0,80	1,19	—	2,11	0,75	2,58	—	1,15
Сумма	100,17	100,45	97,49	99,51	98,63	99,49	99,83	98,46	99,92	100,13	99,57	100,04	98,31	100,03	99,14
n	3	2	5	10	9	10	4	3	7	13	2	3	5	8	1

Примечание. Породы эндоконтакта, зон кровли и подошвы: 1 — микродолерит, 2 — мелкозернистый долерит с интерсерпентальной структурой, 3 — оливиновый долерит с биотитом, 4 — троктоидолерит, 5 — оливиновые и оливинсодержащие долериты, 6 — кварсодержащие долериты с оливином, 7 — кварсодержащие долериты, породо-кварцевый габброидорит, 8 — оливиновый габброидолерит, 9 — кварсодержащий габброидолерит, 10 — феррогаббро, 11 — пегматит, 12 — габбро-пегматит, 13 — кварцевый габброидорит, 14 — кварцевый анортит, 15 — плагиоаплит (анализы выполнены в лаборатории ИГО «Приленскгеология»).

6. Химический состав амфибола

Компоненты	22/161*	22/190**	22/98**	Кристаллохимическая формула (22/161)
SiO ₂	46,65	48,43	46,27	$(Ca_{2,49}Na_{0,29}K_{0,04})_{2,82}(MgO_{0,77}Fe^{2+}_{2,78}Fe^{3+}_{0,64}Ti_{0,18} \times$ $\times Mn_{0,08}Al_{0,35})_{4,80}\{(Si_{7,02}Al_{0,98})_{8,0}O_{22}\}(OH_{0,36}O_{1,62} \times$ $\times F_{0,02})_{2,0}$
TiO ₂	1,57	0,10	0,35	
Al ₂ O ₃	1,98	0,70	0,86	
Fe ₂ O ₃	5,65	—	—	
FeO	22,10	23,13	—	
Fe _{общ}	—	—	27,41	
MnO	0,60	0,49	1,01	
MgO	3,44	3,94	0,66	
CaO	15,46	19,66	19,48	
Na ₂ O	1,0	1,81	1,91	
K ₂ O	0,22	0,11	—	—
H ₂ O ⁺	0,36	—	—	
F	0,09	—	—	

* Микрохимический анализ.

** Микронзондовый анализ.

растала роль окисного железа. На ранних этапах кристаллизации породы характеризуются высоким содержанием магнезии и извести, в их минеральный состав входит магнезиальный оливин. Постепенно расплав обогащается кремнекислотой и щелочами и обедняется магнезией и известью; соответственно в плагиоклазе второй и последующих генераций увеличивается количество альбитовой молекулы, а в оливине (Fa₄₄₋₅₄) и клинопироксене (En₃₀₋₄₃Wo₃₉₋₄₃Fs₁₅₋₃₀) возрастает количество железистого компонента. В породах с высокой концентрацией железа возникают пойкилокристы железистого оливина второй генерации (Fa₆₅₋₇₂), который кристаллизовался после плагиоклаза первой генерации, но до кристаллизации клинопироксена. В этих породах обычно появляется кварц. В габбродиоритах и кварцевых диоритах — дифференциатах конечной стадии кристаллизации — около 80 % объема породы составляют плагиоклаз (An₂₄₋₃₉), ортоклаз и кварц. Из темноцветных минералов преобладает базальтическая роговая обманка, в результате реакционных преобразований замещающаяся хлоритом с выделением магнетита (табл. 6).

Процесс внутрикамерной дифференциации протекает в три стадии. В начальную стадию формируются оливиновые долериты с биотитом, троктолитодолериты, оливиновые и кварцсодержащие долериты. В эту стадию выделяется магнезиальный оливин первой генерации, а несколько позднее — плагиоклаз первой гене-

рации. Затем кристаллизуется более железистый оливин второй генерации, плагиоклаз второй и третьей генераций, рудные минералы. Заканчивается процесс выделением клинопироксена. В интерстициях образуются кварц и хлорит-биотит-слюдистый агрегат.

В среднюю стадию происходит кристаллизация пород центральной зоны — оливиновых габбродолеритов — феррогаббро-кварцсодержащих габбродолеритов — габбродиоритов. Клинопироксен в них выделяется немного раньше плагиоклаза. В кварцсодержащих и кварцевых габбродолеритах наблюдается и одновременная их кристаллизация с образованием пегматоидных структур. Широкое развитие игольчатых зерен апатита указывает на обогащение летучими компонентами остаточных порций расплава средней стадии кристаллизации. Это способствует замещению клинопироксена биотитом, амфиболом, хлоритом и высвобождению железа в виде магнетита. В результате кристаллизации плагиоклаза среднего и кислого состава (An₂₅) в остаточной жидкости повышается содержание FeO и K₂O, что приводит к выделению титаномagnetита и появлению калиевого полевого шпата. Процесс завершается образованием кварца. В заключительную стадию формировались габбродиориты, кварцевые диориты с графическими структурами, плагиоаплиты, а также шилы габбропегматитов и пегматоидных габбродолеритов, обособившихся в кварцсодержащих габбродолеритах.

Анализ минерального и петрохимического состава пород Эрбейзской интрузии позволяет сделать вывод о том, что глубоко зашедшая дифференциация определяется мощностью лополита, приуроченного к мамоконтролирующей Ахтарандинской зоне дробления, вдоль которой размещаются и другие расслоенные массивы. Механизм дифференциации представляется как результат кристаллизации рядов различных минералов. На основной стадии кристаллизации дифференциация интрузии шла в направлении обогащения железом при почти постоянном содержании щелочей, а на заклю-

чительной — происходило увеличение щелочей при слабо изменяющемся количестве железа и магнезии. Такого типа интрузии распространены в областях кимберлитопоявления. Рассматриваемая интрузия по петрологическим особенностям аналогична Падунской, Моргудольской и другим интрузивам Ангаро-Илимского района, с которыми парагенетически связаны железорудные месторождения (Б. М. Владимиров, 1962; Г. Д. Феоктистов, 1977). Это дает основание предполагать, что она может оказаться перспективной на магнетитовые проявления.

Принята редколлегией 29 мая 1989 г.

УДК 552.3 : 551.76(571.56)

© А. Т. Хитрунов, Е. А. Кулиш, В. Т. Юдин, 1991

Мезозойские магматические формации бассейна р. Сутам

А. Т. ХИТРУНОВ, Е. А. КУЛИШ, В. Т. ЮДИН (ДВИМС)

В пределах Алдано-Станового шита повышенный интерес вызывают магматические образования мезозойской тектоно-магматической активизации, с которыми связаны проявления золотой и редкометалльной минерализации. Обобщающие работы по мезозойскому магматизму этого района отсутствуют.

Алдано-Становой шит представляет собой сложную гетерогенную структуру, возникшую в процессе дорифейской консолидации складчатых областей. По особенностям глубинного строения в настоящее время можно выделить Алданский и Становой мегаблоки, разделенные зоной Станового структурного шва (рис. 1). Первый из них характеризуется существенно сиалическим, а второй — симатическим составом [1; Е. А. Кулиш, 1978]. Ранее в Алданском мегаблоке было выделено четыре этапа тектоно-магматической активизации (Е. П. Максимов, 1975), а в Становом мегаблоке — три (Е. М. Заблоцкий, 1968).

В данной статье рассматриваются мезозойские магматические образования южной части Алданского и северной части Станового мегаблоков (см. рис. 1). Здесь они распространены в виде отдельных пространственно разобщенных узлов, что затрудняет их генетическую и возрастную корреляцию.

В связи с этим особое внимание уделялось изучению вещественного состава магматических пород в сочетании с геотектоническими и палеовулканическими реконструкциями, что позволило выделить в районе три этапа тектоно-магматической активизации: позднелюрский — раннемеловой, раннемеловой и ранне-позднемеловой.

С позднелюрским — раннемеловым этапом тектоно-магматической активизации связана ассоциация вулканогенных и интрузивных формаций. Образованы они в процессе возникновения Станового свода. В западной части свода (Уруша-Ольдюнский район Восточного Забайкалья) развита трахириолитовая формация. На востоке, в бассейне р. Уды, в примыкающем к своду районе устанавливается базальт-андезитовая формация (джолонская свита). В изучаемом районе, испытавшем наиболее значительные воздымания, вулканогенные образования фиксируются только в виде редких даек: гранодиорит-порфиров, предшествующих становлению гранитоидных массивов. Покровы, видимо, были эродированы или переработаны более поздними интрузиями гранитоидов. Выделяется гранодиорит-гранитная формация (удско-зейский комплекс), где отдельные массивы являются составной

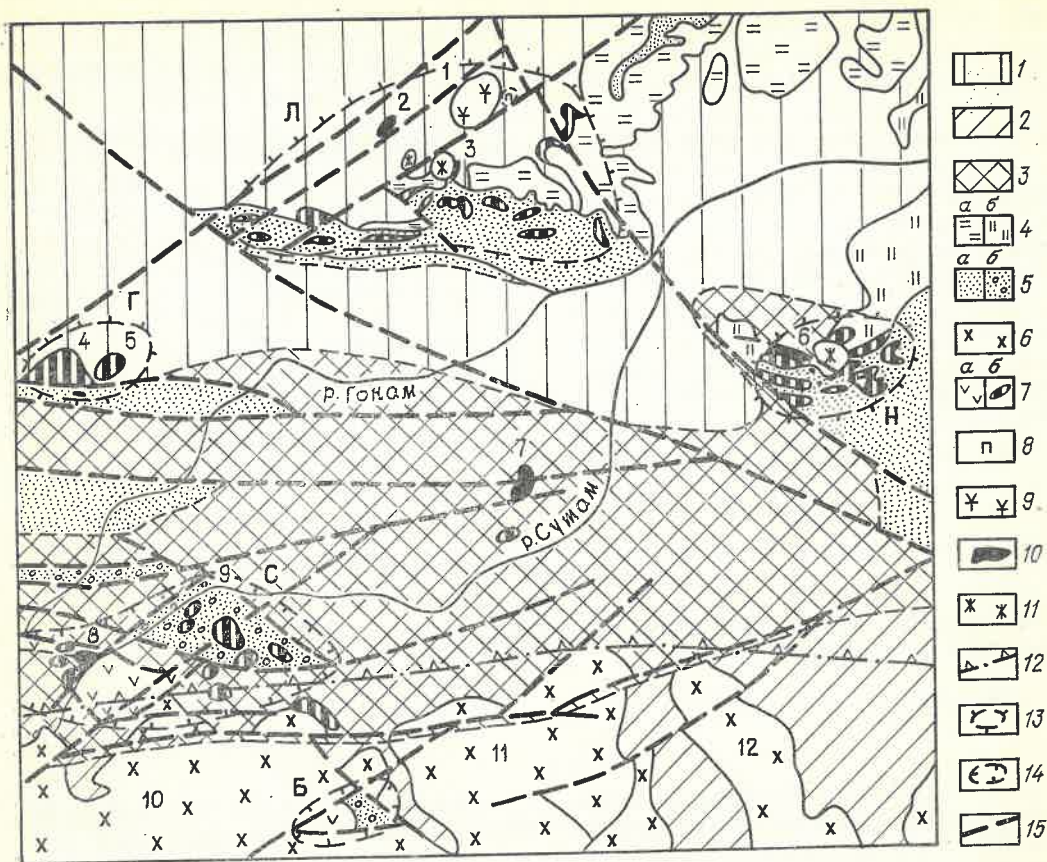


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Алдано-Станового щита:

1 — Алданский мегаблок; 2 — Становой мегаблок; 3 — зона Станового структурного шва; 4 — образования платформенного чехла: а — рифей-кембрийские, б — протерозойские терригенные; 5 — терригенные образования наложенных впадин: а — юрских, б — меловых; 6 — гранодиорит-гранитная формация (массивы: 10 — Унахинский, 11 — Мульмугинский, 12 — Токский); 7 — трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая формация: а — покровы, б — субвулканические интрузии

(массивы: 4 — Мелемкенский, 5 — Кудулаканский); 8 — район развития штоков щелочных габброидов; 9 — щелочная габбро-гранитная формация (1 — Билибинский массив); 10 — монцодиорит-гранитная формация (массивы: 2 — Сеймджакский, 7 — Кавыкия, 8 — Коммунар, 9 — Джелнидокан); 11 — монцит-сиенит-гранитная формация (массивы: 3 — Чайдахский, 6 — Нингамский); 12 — северная граница Станового сво- дового поднятия; 13 — купольные структуры; 14 — депрессии; 15 — главные тектонические нарушения; районы: Л — Ломамский, Г — Гувилгринский, Н — Нингамский, С — Сутамский, Б — Брянтинский

частью субширотного пояса, протягивающегося от побережья Охотского моря до Забайкалья. Возраст их отчетливо фиксируется в бассейне р. Уда, где они прорывают вулканогенные и осадочные образования верхней юры и перекрываются готерив-баремскими терригенными отложениями (И. П. Войнова, 1975).

В удско-зейский комплекс входят Тындинский, Унахинский, Мульмугинский, Токский и другие массивы. Сложены они главным образом гранодиоритами, реже встречаются граниты и кварцевые диориты. Гранитоиды главной фазы характеризуются непостоянным составом. В качестве крайних случаев можно отметить два типа гранодиоритов. Один из них отличается принадлежностью к субщелочной серии (рис. 2), присутствием значитель-

ных количеств акцессорных магнетита и сфена. Второй представлен низкощелочными гранодиоритами с малыми содержаниями магнетита и сфена. Общим для всех фациальных разновидностей являются биотит-амфибол-полевошпатовый парагенезис, низкие содержания Rb, принадлежность к калиево-натриевому типу щелочности, низкая глинозелистость и несколько повышенная железистость (табл. 1).

Магматические образования ранне-мелового и ранне-поздне-мелового этапов локализованы в виде отдельных узлов (районов), расположенных как в пределах Станового, так и Алданского мегаблоков. Распространение их контролируется участками пересечения региональных разломов.

Сутамский район расположен в пределах Станового структурного шва и

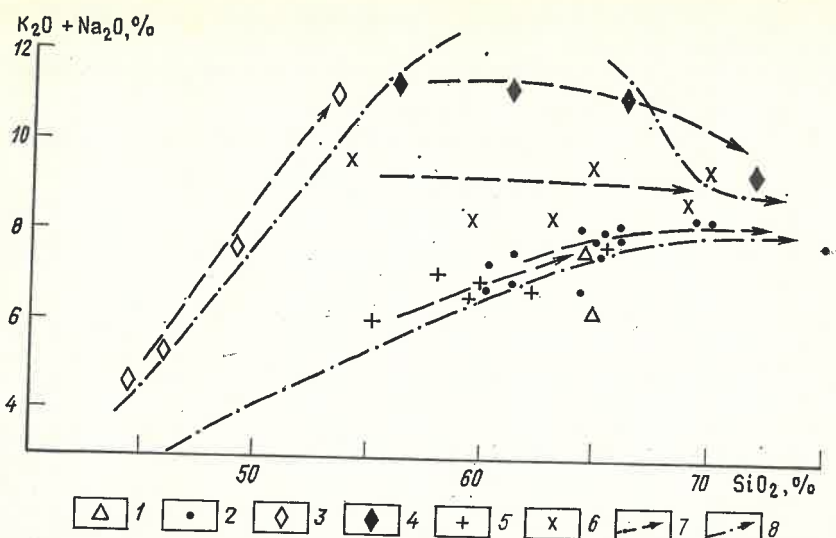


Рис. 2. Диаграмма $SiO_2 - (K_2O + Na_2O)$ для магматических пород центральной части Алдано-Станового щита: формации и субформации:

1 — гранодиорит-гранитная, 2 — трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая, 3 — щелочных габброидов, 4 — сиенит-гранитная, 5 — монцодиорит-гранитная, 6 — монцодиорит-сиенит-гранитная, 7 — направление дифференциации; 8 — линии, ооконтуривающие породы субщелочной серии

представляет собой вулканотектоническую депрессию, заложенную на архейских образованиях станового структурно-вещественного комплекса (СВК) и гранитоидах удско-зейского комплекса (см. рис. 1). Депрессия выполнена флористическими отложениями нагорнинской свиты аптского возраста и вулканогенными породами [3].

Меловые магматические образования можно расчленить на две формации: трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовую и монцодиорит-гранитную.

Раннемеловой возраст трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации основывается на заложении ее на породах нагорнинской свиты. Калий-аргоновый возраст гранодиорит-порфиров также соответствует раннему мелу (табл. 2). В составе формации выделяются покровные и субвулканические фации. Покровные фации слагают изометрическую кольцевую структуру в верховьях р. Сутам. Внешняя часть ее сложена трахибазальтами, трахиандезитами, трахидациитами и их пирокластами, а ядерная — трахириолитами, их туфами и субвулканическими гранит-порфирами. Субвулканические фации развиты по периферии вулканотектонической структуры, представленные штоками, реже дайками и sillами кварцевых монцодиорит-порфиров, субщелочных гранит-порфиров, кото-

рые прорывают меловые отложения нагорнинской свиты. Для субвулканических образований присущи широкое развитие порфировых структур, присутствие в качестве порфировых выделений плагиоклаза, амфибола, малые содержания оксидных минералов железа. Последнее может свидетельствовать о низкоокислительных условиях их формирования. По петрохимическим особенностям они отличаются принадлежностью к субщелочной калиево-натриевой серии, характеризуются низкими глиноземистостью и железистостью (см. табл. 1, рис. 2).

Монцодиорит-гранитная формация представлена отдельными штоками кварцевых монцодиоритов (Коммунар, Желиндокан), расположенными по периферии Сутамской вулканотектонической депрессии. Эти штоки прорывают отложения нагорнинской свиты и образования трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации, на основании чего возраст их условно принят как ранне-позднемеловой. Спецификой вещественного состава данных образований является устойчивый парагенезис клинопироксена с низкожелезистым биотитом, калиево-натриевым полевым шпатом, магнетитом и сфеном. По распределению железа их можно отнести к группе умеренно окисленных минеральных фаций [6]. По петрохимическим особенностям

1. Средний химический состав мезозойских магматических пород центральной части Алдано-Станового щита, %

Примечания. 1 — гранодиорит, Унахинский массив; 2 — гранодиорит, Мульмугинский массив; 3 — гранодиорит, Токский массив; 4 — трахизальцит, дайки в Токском массиве; 5—9, 27, 28 — Сутамский район: 5 — трахизандзит, 6 — дацит, 7 — трахиринолит, 8 — кварцевый монодиорит-порфир, 9 — гранодиорит-порфир, 27 — кварцевый монодиорит, массив Коммунар, 28 — кварцевый монодиорит, массив Джелиндокан; 10 — 29 — кварцевый монодиорит, массив Гувилгинский район: 11 — кварцевый монодиорит-гранодиорит-порфир, Брянтинский район; 11—13, 29 — Гувилгинский район: 11 — кварцевый монодиорит-порфир, массив Мелемек, 12 — гранодиорит-порфир, массив Мелемек, 13 — гранодиорит-порфир, массив Кудулакан, 29 — кварцевый монодиорит; 14, 15, 19—26, 30, 31, 33—35 — Ломамский район: 14 — кварцевый монодиорит-порфир, 15 — гранит-порфир, 19 — перидотит, 20 — миссурит, 21 — шинкинит, 22 — фергусит, 23 — меланократовый сениит, 24 — известково-щелочной сениит, 25 — кварцевый сениит, 26 — гранит, 30 — субщелочной гранодиорит, 31 — кварцевый монодиорит, 33 — мондонит, 34 — кварцевый сениит, 35 — гранит; 16—18, 32, 36—38 — Нингамский район: 16 — гранит-порфир, 17 — гранодиорит-порфир, 18 — кварцевый монодиорит-порфир, 32 — монодиорит, 36 — мондонит, 37 — кварцевый сениит, 38 — гранит; $K_{Al} = Al/(2Ca + Na + K)$; $K_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$; n — число анализов.

2. Результаты изотопно-возрастных определений калий-аргоновым методом по валу магматических пород Алдано-Станового щита

Породы	Место взятия	K, %	⁴⁰ Ar, мг/т	Возраст, млн. лет
Кварцевый монцодиорит-порфир	Верховья р. Сутам	2,65	25,5	1345
То же*	Массив Мелемкен	3,19	28,1	1234
Сисинит	Билибинский массив	4,61	40,1	1224
Гранит	То же	3,36	29,5	1234
Кварцевый монцодиорит*	Гувилгринский район, р. ч. Кудулакан	2,03	17,0	1174

Примечание. Анализы выполнены А. К. Бойко в Институте геологических наук АН УССР; образцы, помеченные звездочкой, из коллекции В. И. Мурашко.

кварцевые монцодиориты отличаются повышенной щелочностью калиево-натриевого типа и низкой глиноземистостью (см. табл. 1).

Брянтинский район также представляет собой вулкано-тектоническую депрессию, заложенную на образованиях станового СВК и гранитоидах удско-зейского комплекса (см. рис. 1). Депрессия выполнена отложениями нагорнинской свиты, перекрытой трахидацитами и трахиандезитами, прорванными субвулканическими гранодиорит- и гранит-порфирами. Более поздние магматические образования здесь не установлены. Субвулканические гранодиорит-порфиры по составу идентичны аналогичным образованиям Сутамского района (см. табл. 1).

В пределах Станового мегаблока встречаются и другие участки с широким развитием дайкообразных тел трахибазальтов, трахиандезитов, прорванных дайками гранодиорит-порфиров. Эти тела прорывают гранитоиды удско-зейского комплекса и, вероятно все-го, представляют собой корневые части эродированных вулканических построек. В свою очередь, вулканогенные образования прорываются штоками субщелочных кварцевых диоритов и аляскитовых гранитов ироканского комплекса [2].

Гувилгринский район Алданского мегаблока приурочен к северному борту одноименного грабена, выполненного юрскими терригенными осадками. В его пределах устанавливаются те же типы магматических образований, что и в Сутамском районе. Трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая формация представлена штокообразными субвулканическими телами кварцевых монцодиорит-порфиров, гранодиорит-

порфиров, размещающимися среди архейских пород и характеризующимися широким развитием порфировых структур. В основном наблюдаются порфировые выделения плагиоклаза и амфибола. Магнетит встречается в незначительных количествах, что свидетельствует о низкоокислительных условиях его образования. Породы описываемой формации принадлежат к субщелочной калиево-натриевой серии, обладают низкой глиноземистостью и несколько повышенной железистостью (см. табл. 1, рис. 2). По данным изотопных исследований возраст кварцевых монцодиорит-порфиров соответствует раннему мелу (см. табл. 2).

К монцодиорит-гранитной формации относятся мелкие штоки кварцевых монцодиоритов и гранитов, которые прорывают субвулканические гранодиорит-порфиры. Породы, слагающие штоки, характеризуются полнокристаллической структурой, парагенезисом клинопироксена с биотитом, калиево-натриевым полевым шпатом и магнетитом, принадлежностью к субщелочной калиево-натриевой серии (см. табл. 1). Главное отличие описываемого района от Сутамского заключается в том, что образования трахиандезит-трахибазальт-трахириолитовой формации представлены исключительно субвулканическими фациями.

Ломанский район, приуроченный к Алданскому мегаблоку, изучался В. Г. Амареки. Помимо архейских образований фундамента здесь широко распространены карбонатные породы платформенного чехла и юрские терригенные отложения наложенных впадин. Мезозойские магматические образования приурочены к купольной структуре, краевые части которой фик-

сируются по слабо наклонному периклинальному залеганию силлов порфировых пород, а внутренняя — интрузией центрального типа. Наиболее ранняя мезозойская магматическая деятельность проявилась в образовании силлов, в меньшей мере, — даек кварцевых монцодиорит-порфиров, гранодиорит-порфиров, отличающихся наличием порфировых структур, повышенной калиево-натриевой щелочностью, умеренно низкой глиноземистостью, малыми концентрациями акцессорного магнетита, низкой магнитной восприимчивостью. Эти данные послужили основой для сопоставления их с трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формацией Сутамского и Гувилгринского районов.

На водоразделе рек Ардай — Ниери-чи силлы порфировых пород прорваны штоками биотитовых пироксенитов, перидотитов, фергуситов и миссуритов. Главные отличительные признаки данных образований — присутствие лейцита, широкое распространение апатита, отсутствие оксидных минералов железа, парагенезис диопсида с низкожелезистым биотитом, калиево-натриевым полевым шпатом или лейцитом [5]. Они характеризуются ультракалиевым типом щелочности, крайне низкими значениями глиноземистости, железистости, что предполагает мантийные условия их генерации.

Формирование штоков щелочных габброидов завершилось становлением Билибинского массива сложного кольцевого строения. Внешняя зона его сложена меланократовыми сиенитами, здесь часто встречаются ксенолиты щелочных габброидов. Ядерная часть Билибинского массива представляет собой штокообразное тело, состав которого меняется от щелочноземельных сиенитов до щелочных гранитов. Для пород Билибинского массива свойственна высокая щелочность калиевого типа. Эволюция магматических расплавов осуществлялась при повышении кремнекислотности, рост которой сопровождался понижением общей щелочности, K/Na -отношения, повышением глиноземистости и железистости (см. табл. 1, рис. 2). Для меланократовых сиенитов характерен парагенезис клинопироксена с маложелезистым биотитом и калиево-натриевым полевым шпатом. Для гранитоидов обычен биотит-амфиболовый парагенезис. Все

разновидности пород Билибинского массива отличаются большими содержаниями магнетита, свидетельствующими о высокоокислительных условиях его образования.

Следующую возрастную группу пород образуют штоки, лакколиты кварцевых монцодиоритов, субщелочных гранодиоритов и гранитов, прорывающие силлы порфировых пород. Локализуются они в основном в области структурного несогласия архейского кристаллического основания и платформенного чехла. Самые крупные массивы имеют многофазное строение. Ранняя наиболее широко распространенная фаза представлена кварцевыми монцодиоритами, а поздняя — субщелочными гранодиоритами и гранитами. Для вещественного состава кварцевых монцодиоритов свойственна повышенная калиево-натриевая щелочность, низкая глиноземистость (см. табл. 1). Их минеральный состав характеризуется парагенезисом клинопироксена с биотитом и калиево-натриевым полевым шпатом. Ведущими акцессориями являются магнетит и сфен. По вещественному составу и взаимоотношениям с субвулканическими порфировыми породами трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации они вполне сопоставимы с кварцевыми монцодиоритами Сутамского района, выделенными в монцодиорит-гранитную формацию.

В заключительный этап мезозойского магматизма в Ломамском районе был сформирован Чайдахский массив, представляющий собой интрузив центрального типа. Массив прорывает лакколитообразное тело кварцевых монцодиоритов, архейские кристаллические сланцы и терригенные отложения юрского возраста. Более молодые стратифицированные образования здесь отсутствуют. Внешняя часть массива сложена пироксен-амфиболовыми монцонитами, а ядерная — кварцевыми сиенитами и субщелочными гранитами. Монцониты содержат крупные ксенолиты-останцы пироксенитов, шонкинитов. Магматические породы Чайдахского массива отличаются от Билибинского пониженной щелочностью. Только наиболее ранним монцонитам присущ калиевый тип щелочности, а остальные разновидности пород принадлежат к калиево-натриевому типу. Для монцонитов и сиенитов типичен

парагенезис клинопироксена с амфиболом, калиево-натриевым полевым шпатом, плагиоклазом, иногда биотитом. Все разновидности пород Чайдахского массива характеризуются очень высокими содержаниями аксессуарных магнетита и сфена.

Нингамский район представляет собой купольную структуру, сформированную в северо-западном борту Токкинской депрессии. Ядерную часть этой структуры составляет Нингамский массив центрального типа, а периферию — силлы порфировых пород. Геологическое строение описываемого района схоже с Ломамским. Главное отличие между ними заключается в редуцированном развитии здесь отложений платформенного чехла. Последовательность проявления магматических процессов также идентична Ломамскому району. Наиболее ранние магматические образования представлены силлами, реже дайками кварцевых монцодиорит-, гранодиорит- и гранит-порфиров, которые по вещественному составу сопоставимы с трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формацией. Субвулканические интрузивы рассекаются штоками, реже лакколитами кварцевых монцодиоритов и субщелочных гранодиоритов, соответствующих монцодиорит-гранитной формации.

Мезозойский магматизм в этом районе завершается становлением Нингамского массива центрального типа. Внешнюю зону составляют пироксен-амфиболовые монцониты с крупными ксенолитами кварцевых монцодиоритов, пироксенитов и шонкинитов. Центральная часть массива представлена кварцевыми сиенитами и щелочными гранитами. В отличие от Чайдахского все разновидности пород Нингамского массива принадлежат к щелочной калиево-натриевой серии. Для меланократовых разновидностей пород характерен парагенезис амфибола с клинопироксеном, средним плагиоклазом и калиево-натриевым полевым шпатом, а для лейкократовых — биотита с амфиболом. Все они отличаются высокими содержаниями магнетита и сфена.

Приведенное описание районов проявления мезозойского магматизма Алдано-Станового щита позволяет сделать следующие обобщения.

Наиболее ранними мезозойскими магматическими образованиями являются интрузии гранодиорит-гранитной

формации (удско-зейский комплекс), распространение которых контролируется Становым сводовым поднятием.

Последующий цикл тектоно-магматической активизации проявился на всей описываемой территории и сопровождался образованием покровов трахиандезитов, реже трахибазальтов и трахириолитов, субвулканических интрузий кварцевых монцодиорит-порфиров, субщелочных гранодиорит- и гранит-порфиров, объединенных в трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовую формацию. Нижняя возрастная граница ее (альб) устанавливается в Сутамском районе на основании взаимоотношений с нагоринской свитой. Данные изотопных исследований подтверждают ее раннемеловой возраст (см. табл. 2).

В остальных магматических узлах эта формация выделена по аналогии с формацией Сутамского района на основании сходства вещественного состава. В Алданском мегаблоке она выражена субвулканическими фациями, а в Становом — как покровными, так и субвулканическими. Однотипность вещественного состава образований трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации на всей территории Алдано-Станового щита позволяет предполагать, что они могли быть генерированы за счет селективного плавления одного и того же субстрата. Учитывая субщелочной состав пород, ограниченное развитие базальтоидов, отсутствие глубинных ксенолитов, можно считать таким субстратом нижние горизонты земной коры.

Вслед за силлами субвулканических пород в Ломамском районе произошло внедрение щелочных габброидов и парагенетически связанной с ними интрузии сиенит-гранитного состава. Эти образования объединяются в единую щелочную габбро-гранитную формацию, включающую субформации щелочных габброидов и сиенит-гранитную. Возраст ее условно принят как раннемеловой на том основании, что она прорывает субвулканические интрузии трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации, а пироксениты и шонкиниты встречаются в виде ксенолитов среди монцонитов Чайдахского массива. Данные изотопных исследований подтверждают этот вывод (см. табл. 2).

По особенностям химического состава щелочные габброиды близки к лам-

проитовой серии [4]. Подобные магмы могут быть генерированы за счет парциального плавления мантии. Следовательно, проявление данных образований свидетельствует о существовании сквозькоровых разломов.

Следующий цикл мезозойского магматизма, широко распространенный, устанавливается по монцодиорит-гранитной формации, которая, как и трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая, прослеживается во всех рассмотренных районах Алданского мегаблока. В Становом мегаблоке с ней можно сопоставить образования ираканского комплекса. Возраст формации определяется по наличию контактов с отложениями нагорнинской свиты и образованиями трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации. Данные К-Аг изотопии указывают на ранне-позднемеловой ее возраст.

Завершается мезозойский магматизм центральной части Алдано-Станового щита образованием интрузий центрального типа, сложенных монцонитами, кварцевыми сиенитами и гранитами. Таковыми являются Чайдахский и Нингамский массивы. Для этих массивов характерна пространственная связь с образованиями монцодиорит-гранитной формации, наследование магмоподводящих структур более ранней щелочной габбро-гранитной формации. Данные породы объединены в монцонит-сиенит-гранитную формацию. Вещественно-структурные особенности позволяют предполагать, что генерация расплавов, давших начало этой формации, осуществлялась в более глубоких условиях, чем при образовании монцодиорит-гранитной, но менее глубоких — при формировании щелочной габбро-гранитной.

Таким образом, в центральной части Алдано-Станового щита устанавливается определенная изменчивость глубины генерации магм, т. е. проявлений активизации корового или мантийного типов. По имеющимся материалам возможно выделить три таких этапа (цикла). Первый из них (позднеюрский — раннемеловой) включает предположительно андезитовую и также гранодиорит-гранитную формации, становление которых связано с образованием Станового сводового поднятия. Этот этап активизации соответствует коровому типу. К раннемеловому этапу относят-

ся трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая (ранняя стадия) и щелочная габбро-гранитная (поздняя стадия) формации. Первая стадия связана с образованием купольных структур и считается проявлением активизации корового типа, вторая стадия (возникновение глубинных разломов) соответствует активизации мантийного типа. К ранне-позднемеловому этапу приурочены монцодиорит-гранитная (ранняя стадия) и монцонит-сиенит-гранитная (поздняя стадия) формации. Образование ранней стадии, связанные с эволюцией купольных структур — результат активизации корового типа. Поздняя стадия — проявление активизации мантийного типа, контролируемой зонами глубинных разломов.

Обобщая данные об особенностях проявления мезозойского магматизма на Алдано-Становом щите, можно отметить следующие главнейшие их особенности.

Формирование мезозойских магматических образований центральной части Алдано-Станового щита связано с многоэтапными процессами тектономагматической активизации, причем на каждом этапе фиксируется определенная цикличность, выраженная в увеличении глубины генерации магм от ранних стадий к поздним.

Процессы тектономагматической активизации подразделяются на коровый и мантийный типы. Активизация корового типа связана с развитием сводовых и купольных поднятий, а активизация мантийного типа — с возникновением глубинных разломов.

Изучение вещественного состава продуктов коровой активизации позволяет предполагать, что генерация магм на различных этапах осуществлялась за счет субстрата близкого состава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алакшин А. М., Карсаков Л. П. Глубинное строение зоны Станового структурного шва // Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 76—86.
2. Геология Северо-Восточной Азии / Под ред. Л. И. Красного — Л.: Недра, 1973. Т. III.
3. Желинский В. М. Мезозойская угленосная формация Южной Якутии. — Новосибирск: Наука, 1980.
4. Серии магматических горных пород; проблемы и решения / О. А. Богатиков, В. И. Ковеленко, А. А. Цветков и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 3—12.

5. Характеристика условий формирования щелочных пород Ломамского массива/М. А. Вавилов, Т. Ю. Базарова, Н. М. Подгорных и др.//Геология и геофизика. 1986. № 3. С. 40—46.

6. Хитрунов А. Т. Минеральные фации гранитоидов складчатых областей//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 4. С. 74—81.

Принята редколлегией 31 июля 1989 г.

Геофизика и глубинное строение

УДК 550.834(268.53)

© Г. П. Аветисов, Ю. Б. Гусева, 1991

Глубинное строение района дельты Лены по сейсмологическим данным

Г. П. АВЕТИСОВ, Ю. Б. ГУСЕВА (НПО «Севморгеология»)

В районе дельты Лены происходит сочленение трех крупнейших тектонических структур широкого возрастного диапазона: древней Сибирской платформы, мезозойско-кайнозойского комплекса Северо-Востока СССР и наложенной эпимезозойской Лаптевской плиты. Уникальность этой области еще и в том, что Лаптевская плита расположена в зоне замыкания спредингового Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана и находится под непосредственным воздействием развивающихся в нем современных тектонических процессов, подтверждением чему являются повышенная сейсмичность и устанавливаемая главным образом по гравитационному полю сопряженность шельфовых и спрединговых океанических структур. Совокупность указанных обстоятельств предопределяет большой интерес к исследованию этого труднодоступного и еще относительно малоизученного региона.

Геолого-геофизические исследования шельфа моря Лаптевых, включая и его юго-восточную часть, начаты в 1964 г. с постановки гравиметрических и магнитометрических съемок различного масштаба, по результатам которых построены карты аномального поля, приведено визуальное районирование и составлены структурно-тектонические схемы.

Первая количественная информация о глубинном строении юго-восточной части моря Лаптевых была получена в 1973 г. после проведения Полярной экспедицией НПО «Севморгео» исследований ГСЗ по 200-километровому субширотному профилю в северной части губы Буор-Хая [4]. Результаты этих опытно-методических работ, имев-

ших основной задачей испытание аппаратуры «Тайга» в условиях Арктики, дали лишь первые представления о волновой картине и глубинном строении. Установлена мощность верхнего мезозойско-кайнозойского комплекса — 3—3,5 км, а к кровле кристаллического архейско-протерозойского фундамента отнесен горизонт на глубине 9—12 км с граничной скоростью 5,5 км/с. Кроме того, несмотря на сложность и слабую разрешенность волновой картины, делаются выводы о наличии грабенообразной структуры в отложениях, подстилающих мезозойско-кайнозойский чехол, а также об «утонении» верхнего слоя консолидированной коры. В центральной части профиля на глубине 30—33 км установлен раздел с граничной скоростью 7,5 км/с, отождествляемый с подошвой земной коры.

В обрамлении Усть-Ленского прогиба можно отметить данные по окончаниям геотраверсов ГСМ—МОВЗ Воркута — Тикси, Кето — Тикси, р. Угольная — р. Лена, выполненных в 1975—1982 гг. НПО «Спецгеофизика». На всех разрезах выделен преломляющий горизонт с граничной скоростью 6,1—6,7 км/с на глубине 4—5 км, отождествляемый с кровлей фундамента.

Планомерные исследования глубинного строения дельты Лены и ее обрамления были проведены Полярной морской геологоразведочной экспедицией НПО «Севморгеология» в 1985—1988 гг. Осуществлялись сейсмогеологические наблюдения с использованием аппаратурного комплекса «Черепаша». Их результаты комплексировались с работами КМПВ, что значительно повысило точность построений и геологическую привязку горизонтов.

Основным источником информации явились материалы регистрации обменных волн PS далеких землетрясений, которые дополнялись наблюдениями над близкими землетрясениями. При воспроизведении сейсмограммы трехкомпонентная запись с помощью поляризационного анализатора трансформировалась в 21-компонентную, что позволило проводить выделение обменных волн не на случайных горизонтальных составляющих, а на следящих, расположенных в плоскости нулевых смещений продольных волн. Применение поляризационного анализа [1] резко повысило надежность выделения PS и точность определения значений запаздываний их Δt_{ps} относительно родоначальной продольной волны.

Всего было отработано 400 км профильных сейсмологических наблюдений (53 пункта с шагом 7—8 км), а также 10 пунктов вне профилей (табл. 1, рис. 1). Глубины залегания границ обмена рассчитывались по известной формуле Хазегава. Скоростные характеристики верхней наиболее переменчивой 8—10-километровой толщи получены по данным КМПВ и собственным определениям «поверхностной» скорости v_0 дифференциальным способом Е. Ф. Саваренского (1952); для нижней части земной коры, а также для оценки средней скорости в коре использовались материалы ГСЗ [4] и годографы близких землетрясений.

Обработка материалов далеких землетрясений велась по следующим основным направлениям: 1) выделение на основе поляризационного анализа обменных волн от границ раздела, построение временных разрезов и последующий пересчет их в глубинные; 2) расчет углов выхода продольных

волн по максимально возможному количеству землетрясений, построение осредненных зависимостей, характеризующих поведение этого параметра для фиксированных эпицентральных расстояний вдоль профилей наблюдений, выявление в пределах профилей зон, различающихся по значениям угла выхода, расчет для этих зон значений «поверхностной» скорости v_0 ; 3) расчет азимутов подхода волн, сравнение их с истинными и выявление тем самым участков с возможными азимутальными аномалиями.

Зоны тектонических нарушений унаследовались главным образом на основе кинематических структурно-волновых признаков: резкий перепад значений Δt_{ps} и глубин залегания границ раздела, изменение плотности распределения площадок обмена, рассеивание их по вертикали. Кроме того, учитывалось изменение значений углов выхода и наличие азимутальных аномалий.

Исследованный сейсмологическими наблюдениями район расположен в зоне сочленения южной части Лаптевской окраинно-материковой плиты с северной частью позднекиммерийской Верхояно-Колымской системы. Узкой западной ветвью этой системы (Быковским антиклинорием) Лаптевская плита отделена от краевых структур Сибирской платформы. Крупнейшие структурные элементы южной части Лаптевской плиты—Усть-Ленский прогиб, Трофимовская и Шелонская структурные террасы и Лено-Таймырская зона пограничных поднятий (см. рис. 1). До проведения указанных исследований западный борт южной части Усть-Ленского прогиба по гравиметрическим данным ограничивался по восточному краю дельты [3]. Однако уже

1. Последовательность выполнения и объемы сейсмологических наблюдений

Индекс профиля	Длина профиля, км	Число пунктов на профиле и их номера	Число пунктов вне профилей и их номера	Примечание
I—C—85	90	13 (1—13)	1 (21)	Пункт 21 на п-ове Буор-Хая
II—C—85	45	7 (14—20)		
III—C—86	75	10 (1—10)	2 (11; 12)	
IV—C—87	105	13 (4—16)	3 (1—3)	
V—C—88	85	10 (1—10)	4 (11—14)	Пункты 11, 13 на продолжении профиля I-C-85

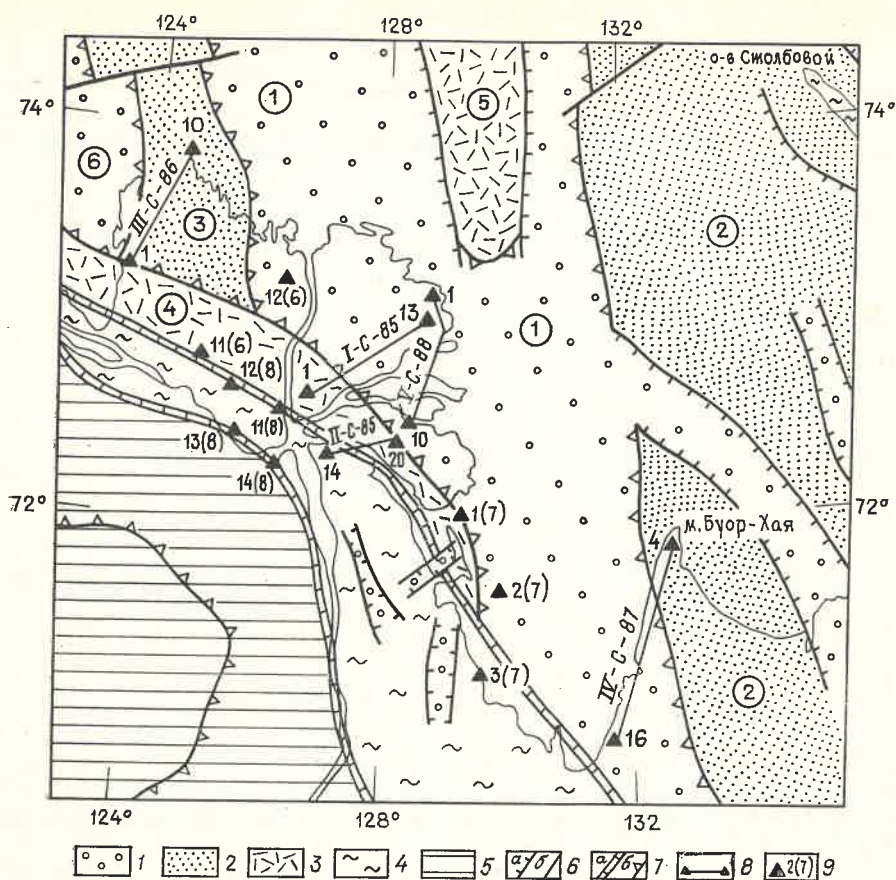


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема южной части моря Лаптевых и ее обрамления:

1 — прогиб и грабены, выполненные верхнемезозойскими — кайнозойскими отложениями; 2 — структурные террасы; 3 — погребенные горстовые гряды и сводово-глыбовые поднятия; 4 — область мезозойской складчатости; 5 — Сибирская платформа; 6 — разрывные нарушения: а — сбросы, б — прочие; 7 — границы структурных элементов: а — надпорядковых, б —

первого порядка; 8 — профили МОВЗ, их номера и номера крайних точек; 9 — отдельные точки МОВЗ, их номера, в скобках — последняя цифра года; структуры Лаптевской плиты (цифры в кружках): 1 — Усть-Ленский прогиб, 2 — Шелонская структурная терраса; 3 — Трофимовская структурная терраса; 4 — Лено-Таймырская зона пограничных поднятий; 5 — Центральнолаптевское поднятие; 6 — Южно-Лаптевский прогиб

первые данные МОВЗ и КМПВ о мощности мезозойско-кайнозойского комплекса позволили предположительно включить в пределы прогиба восточную часть дельты [5]. В настоящее время по совокупности сейсмических и сейсмологических данных, согласно которым мощность этого комплекса в восточной части дельты достигает 3—4 км, можно считать установленным, что западный борт южной части Усть-Ленского прогиба в районе дельты Лены проходит по разломам, приуроченным к Лено-Таймырской зоне поднятий.

Таким образом, с учетом уточненных границ прогиба, в его пределах (западное крыло) расположены профиль V—С—88, пункты 5—13 и 17—20 профилей I—С—85 и II—С—85 соответ-

ственно и пункт 2 1987 г. (о-в Муостях). За пределами прогиба находятся юго-западные окончания профилей I—С—85 и II—С—85, профили III—С—86 и IV—С—87, пункты 1 и 3 1987 г. и 11—14 1988 г. (см. рис. 1, 2, 3, 4).

В пределах западного крыла прогиба в разрезе земной коры, включая и ее подошву, прослежены четыре опорных горизонта (см. рис. 2, 3, 4). Верхние две границы обмена отождествляются с разделами II и III, установленными в прогибе по данным КМПВ. Следует отметить, что северная часть профиля V—С—88 (пункты 1—4) пространственно совпадает с восстановкой профиля КМПВ, кроме того, имеются пересечения в районе пунктов 5 и 9. При близких значениях глубин за-

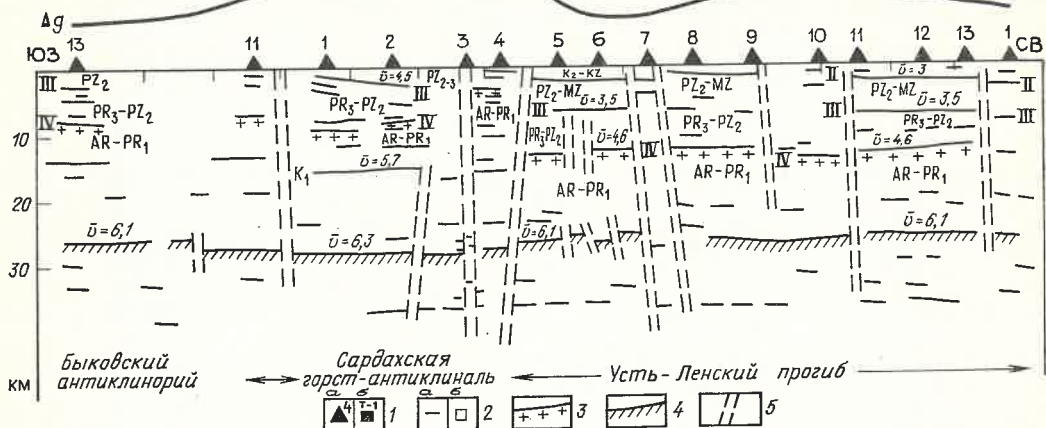


Рис. 2. Сейсмологический разрез по профилю МОВЗ I—С—85:

1 — точки наблюдений и их номера (а — МОВЗ, б — КМПВ); 2 — площадка (а — обмена, б — прелом-

ляющих границ); 3 — кристаллический фундамент; 4 — подошва земной коры; 5 — зоны разломов; II — III — границы в осадочном чехле; K₁, K₂ — границы внутри консолидированной части земной коры

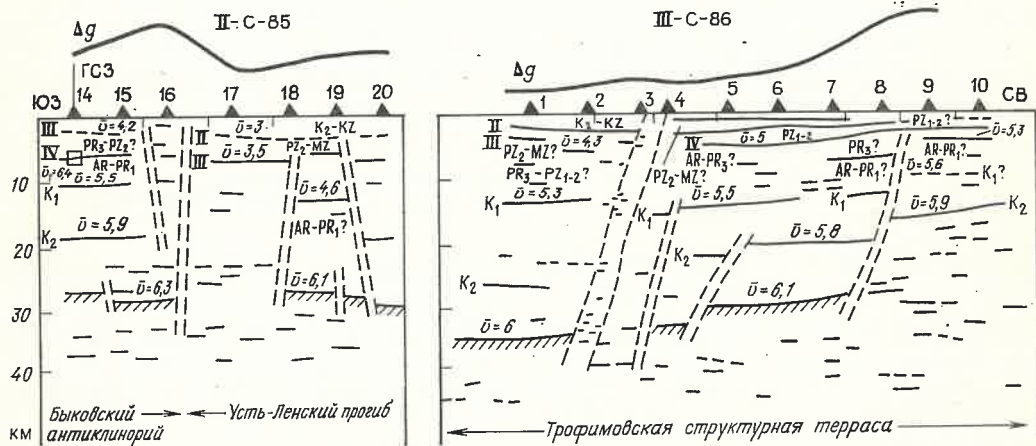


Рис. 3. Сейсмологические разрезы по профилям II—С—85 и III—С—86:

усл. обозн. см. рис. 2

легания H указанных горизонтов, полученных по данным МОВЗ и КМПВ (ΔH 200—400 м — раздел II и 600—700 м — раздел III), знаки ΔH постоянны: $H_{\text{МОВЗ}} - H_{\text{КМПВ}} < 0$ (раздел II) и > 0 (раздел III). Причина систематического характера невязки заключается, по-видимому, в том, что указанные разделы представляют собой переходные слои, по-разному проявляющиеся в поле обменных и преломленных волн, имеющих существенно отличные частотные характеристики.

Разделы II и III залегают практически согласно и отличаются в целом плавным увеличением глубины залегания

на север и восток, т. е. в сторону оси прогиба, от 1—2 до 3—4 км и от 5—6 до 7—9 км соответственно. В отдельных случаях выше раздела II намечается граница обмена на глубинах 0,5—1,5 км. Большие углы выхода сейсмической радиации ($> 70^\circ$) свидетельствуют о низкоскоростном характере верхней части разреза прогиба ($v_0 \approx 3$ км/с).

Ниже по разрезу прослеживается граница обмена на глубинах 13—16 км. Максимальные глубины ее залегания также установлены ближе к осевой части прогиба, однако в отличие от вышележащих горизонтов увеличение

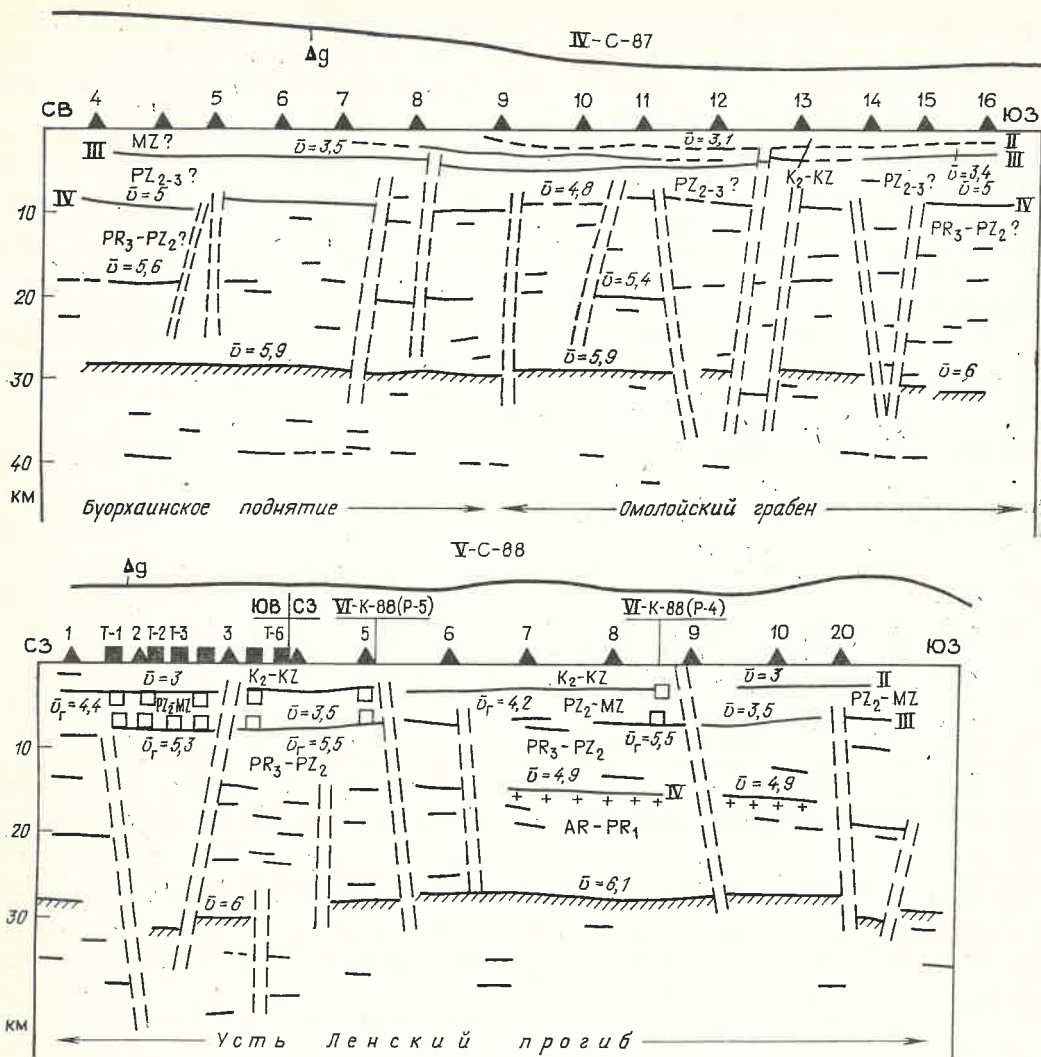


Рис. 4. Сейсмологические разрезы по профилям IV-C-87; V-C-88:
усл. обозн. см. рис. 2

глубины не плавное, а скачкообразное с разнонаправленными смещениями амплитудой до 2,5 км. В отдельных случаях отмечается повышенное рассеивание площадок обмена по вертикали, особенно на участках, прилегающих к зоне сочленения прогиба со структурами обрамления. Глубинность разреза КМПВ в восточной части дельты ограничивается разделом III, однако имеющиеся сейсмические данные по профилям на акватории в пределах Усть-Ленского прогиба позволяют уверенно отождествлять указанную границу обмена с преломляющим горизонтом IV.

Раздел М с разной степенью надежности прослеживается в пределах прогиба на глубинах 26—29 км. На отдельных участках спокойный рельеф

его нарушается смещениями с амплитудой до 3 км. Ухудшение прослеживания раздела М наблюдается при приближении к западному борту прогиба. На некоторых участках профиля, помимо указанных опорных границ по отдельным площадкам обмена, намечаются разделы на глубинах 20—22 км и ниже подошвы земной коры, на 37—38 км. Поле силы тяжести в пределах западного крыла прогиба слабо дифференцировано и определяется, скорее всего, рельефом разделов II и III.

Как указывалось выше, по совокупности данных КМПВ и МОВЗ верхняя граница (раздел II) в пределах Усть-Ленского прогиба стратифицируется как подошва мезозойско-кайнозойского комплекса Лаптевской плиты и ха-

характеризуется пластовой скоростью $v_{пл}$ 3—3,2 км/с (по сейсмологическим данным $v_0 \approx 3$ км/с).

Комплексы между разделами II—III и III—IV по скоростным параметрам отождествляются с терригенными среднепалеозойскими — нижнемезозойскими и терригенно-карбонатными верхнепротерозойскими — среднепалеозойскими отложениями. Мощность их соответственно 4—5 и 6—10 км, причем мощность нижнего устанавливается только по сейсмологическим данным. Раздел IV с v_r 6,4—6,6 км/с (по данным КМПВ в акваториальной части прогиба) отождествляется с кровлей кристаллического докембрийского фундамента, аналогичного слабометаморфизованному карельскому фундаменту Оленекского поднятия Сибирской платформы.

Дополнительная независимая информация о глубинном строении Усть-Ленского прогиба и его непосредственного обрамления получена по материалам близких землетрясений. Широкий диапазон азимутов подхода сейсмических волн позволяет приравнять кажущиеся скорости, полученные по сводным годографам первых вступлений, к граничным скоростям.

По годографу первых вступлений землетрясений с глубинами гипоцентров 4—9 км устанавливаются преломляющие горизонты с v_r 5,7 и 7,2 км/с на глубинах соответственно 8 и 18 км. Выделяемый по данным КМПВ горизонт IV с v_r 6,4—6,6 км/с на глубинах 13—16 км выпадает. По годографу первых вступлений землетрясений с глубинами гипоцентров 15—28 км выделяется преломляющий горизонт с v_r 7,5 км/с на глубине 28 км. Существование границы раздела на этой глубине подтверждается и результатами количественной обработки годографа отраженных волн, регистрируемых во вторых вступлениях. На записях землетрясений с глубинами гипоцентров 35 км уверенно прослеживаются во вторых вступлениях интенсивные отраженные волны, свидетельствующие о наличии резкой отражающей границы M_1 на больших глубинах, но не более 55 км, т. к. указанные волны отсутствуют на записи землетрясения с глубиной гипоцентра 55 км.

Обобщенные сейсмологические и частично сейсмические данные о глубинном строении Усть-Ленского прогиба

представлены в табл. 2. Переход от прогиба к его западному обрамлению (см. рис. 2, 3) надежно устанавливается по ухудшению прослеживания горизонтов в верхней части разреза и резкому уменьшению углов выхода сейсмической радиации (55—70°), свидетельствующим о близповерхностном залегании высокоскоростных отложений ($v_0 = 4,5$ км/с), которые в пределах прогиба перекрыты низкоскоростной более молодой толщей. Подъему внутренних горизонтов соответствует некоторое погружение раздела М (28—29 км). Непосредственно в зоне сочленения прогиба со структурами обрамления (пункты 3, 4 профиля I—С—85 и 16 профиля II—С—85) отмечается аномалия азимутов подхода продольных сейсмических волн.

Проведенный анализ позволил выявить существование здесь высокоскоростного узкого (9—10 км) и вытянутого блока земной коры, имеющего простирание 140—150°. Это подтверждается установлением здесь хаотического распределения площадок обмена по вертикали практически в пределах всей мощности земной коры, что характерно для сложнодислоцированных толщ с возможными включениями интрузивных тел. Поскольку повышенное рассеивание площадок обмена отмечается и ниже раздела М, следует предполагать мантийную природу образования указанной аномальной области. Здесь же фиксируется и резкое увеличение значений поля силы тяжести (Усть-Ленский гравитационный максимум). Установленное по сейсмологическим данным приближение к поверхности высокоскоростных отложений подтверждается геологическими материалами: в районе западного замыкания Быковского антиклинория (см. рис. 2) верхняя часть разреза сложена среднепалеозойскими терригенными отложениями (1 км), залегающими на терригенно-карбонатной толще рифея — среднего палеозоя.

Главная особенность разреза Трофимовской структурной террасы (см. рис. 3) — близкое к моноклинальному воздымание всех границ раздела в север-северо-восточном направлении. Удаленность профиля III—С—86 от других участков сейсмических работ делает неоднозначной сейсмическую и геологическую привязку границ обмена, поэтому сходная с другими профи-

2. Параметры сейсмического разреза Усть-Ленского прогиба

Граница раздела	Глубина залегания, км					v_r , км/с
	I—C—85, 5—13	II—C—85, 17—20	V—C—88	Пункт 2, о-в Муостах	Ближние землетрясения	
II	2—3	3—3,5	3—4	3	—	4,2—4,4*
III	7—8	6—7	7—9	8	8	5,5*—5,7**
IV	13—14	13—14	15—16	12	—	6,4—6,6*
K	20—22	19	—	18	18	7,2**
M	26—28	27—28	27—28	27	28	7,5**
M ₁	36—37	36	—	40—41	36—50	—

* Данные ближайшего профиля КМПВ

** Данные близких землетрясений

лями цифровая индексация горизонтов в данном случае не означает их полной геологической тождественности. Достаточно уверенным представляется лишь утверждение о том, что горизонт II здесь, как и на других профилях, соответствует подошве мезозойско-кайнозойского чехла. Мощность земной коры 30—36 км. Кристаллический фундамент, с которым можно с равной степенью определенности отождествить горизонт IV или следующий ниже по разрезу, в северо-восточной части профиля воздымается до 3—4 км. Постепенное приближение к земной поверхности и выход на нее более древних отложений подтверждается последовательным увеличением v_0 от 4,3 до 5 и 5,3 км/с, а также ростом интенсивности поля силы тяжести, которое достигает максимальных значений на северо-восточном окончании профиля (Дунайский максимум). Здесь же отмечается резкое ухудшение прослеживаемости раздела М. Устанавливаемая по совокупности признаков зона транскорового разлома в районе пунктов 3, 4 соответствует, возможно, границе между Трофимовской террасой и южным замыканием Южно-Лаптевского прогиба.

На юго-восточном обрамлении Усть-Ленского прогиба (см. рис. 4) в верхней части разреза прослеживаются две опорные границы обмена. Непосредственная близость профиля МОВЗ к участкам работ КМПВ позволяет уверенно отождествить их с преломляющими горизонтами III и IV. Раздел II намечается лишь в центральной и юго-западной частях профиля. Устанавливается согласное залегание границ раздела в верхней части разреза с максимальными глубинами залегания

в районе пунктов 11—13. Этому же участку соответствуют наиболее пониженные значения v_0 — 3,1 км/с (3,4—3,5 км/с на краях профиля) и в целом спокойное поле силы тяжести. Привлечение данных КМПВ разных лет, скоррелированных как между собой, так и с геологическими материалами по побережью, позволяет провести следующую геологическую привязку выделенных комплексов: нерасчлененный терригенный мезозойский или слабонерасчлененный мезозойско-кайнозойский мощностью 3—5 км — выше раздела III; терригенный верхне-среднепалеозойский мощностью 4—6 км — разделы III—IV; терригенно-карбонатный верхнепротерозойский — среднепалеозойский — ниже раздела IV.

В разрезе всей нижележащей толщи вплоть до раздела М, залегающего на глубине 20—31 км, наблюдается значительное рассеивание площадок обмена по вертикали и латерали, лишь на некоторых участках намечается раздел на глубине 18—20 км. Ниже раздела М фрагментарно прослеживается граница обмена на уровне 39—40 км.

Таким образом, как и следовало ожидать, в пределах структур обрамления Усть-Ленского прогиба гипсометрическое положение границ раздела значительно более разнообразно (табл. 3). Отмечаются приближение к земной поверхности и выход на нее разделов II и III, резкое уменьшение до 1—2 км глубины залегания раздела IV. Глубина разделов K₁ и K₂ в нижней части коры заметно изменяется даже в пределах одного профиля от 11 до 18 и от 15 до 28 км соответственно.

3. Глубины прослеживания сейсмических границ в разрезе структур обрамления Усть-Ленского прогиба

Граница раздела	I—С—85, 1—4	II—С—85, 14—16	III—С—86	IV—С—87, 1,3	Пункты 11—14, 1988
II	—	—	0—1	0—2	—
III	1—2	1—2	1—3	2—4	3
IV	3—9	1—6	2—5	8—10	7—8
K ₁	15—16	11	10—17	18—20	13—14
K ₂	—	19	14—28	—	19
M	28	28—28	30—36	29—31	26—27
M ₁	?	?	?	39—40	?

Примечание. Для раздела IV $v_r=6,45$ км/с, ГСЗ — по профилю р. Угольная — р. Лена.

Обобщая всю полученную информацию, можно сделать следующие выводы.

1. Сейсмологические наблюдения над далекими и близкими землетрясениями в совокупности с данными КМПВ позволили уточнить в южной части шельфа моря Лаптевых границы Усть-Ленского прогиба: западный его борт проходит не вдоль восточного края дельты Лены, а в пределах ее, по разломам зоны Лено-Таймырских поднятий. Устанавливается асимметричность поперечного сечения прогиба, проявляющаяся в более контрастном характере западного его борта по сравнению с восточным. Это связано, по-видимому, с особенностями древней структуры литосферы, определяющей характер наложенной структуры прогиба, а также с направленностью современных тектонических процессов.

2. Мощность мезозойско-кайнозойских терригенных отложений в осевой части прогиба достигает 4—5, в районе западного борта — 2—3 км.

3. С учетом того, что в исследованной части Усть-Ленского прогиба (за исключением, по-видимому, пункта 2 на о-ве Муостах) все отложения выше раздела IV находятся в чехольном залегании, мощность верхнего слоя консолидированной части земной коры (IV—K) с v_r 6,4—6,6 км/с в западном крыле прогиба не превышает 7—8 км, а в близосевой и осевой частях — 2—3 км.

4. Мощность земной коры в прогибе (26—28 км) несколько меньше, чем в структурах обрамления, что позволяет говорить о существовании валобразного поднятия по разделу M. Поперечное сечение этого поднятия асимметрично: в западном обрамлении погру-

жение раздела M больше (28—36 км), чем в восточном (29—31 км). Скорость продольных сейсмических волн по кровле нижней мантии понижена — 7,5 км/с.

5. Ниже раздела M на глубинах не более 50 км установлен раздел M₁, геологическая природа которого предположительно может быть связана с переходом от разуплотненной к нормальной мантии. Наличие «подушки» разуплотненной мантии известно в Рейнской (мощность до 15 км) и Байкальской (мощность не менее 10 км) рифтовых зонах. В прилегающих к Лаптевской плите областях Сибирской платформы кровля нормальной мантии с v_r 8—8,1 км/с залегает на уровне 40—42 км.

Полученные сведения о параметрах разреза земной коры Усть-Ленского прогиба позволяют говорить о наличии совокупности признаков того, что прогиб развивается или развивался до геологически недавнего времени как рифтовая структура. Имеющиеся данные о механизме напряжений в очагах землетрясений Усть-Ленского прогиба, а также информация о смене 1—3 млн лет тому назад [2, 6 и др.] режима растяжения на режим сжатия в Момском грабене свидетельствуют в пользу второго предположения, тем не менее факт длительного (по-видимому, с конца мезозоя) рифтогенного развития Усть-Ленского прогиба можно считать доказанным. Указанное обстоятельство в совокупности с данными о значительной мощности осадочных отложений в прогибе позволяет сделать вывод о существовании здесь благоприятных условий для нефтегазообразования и нефтегазонакопления и считать Усть-Ленский прогиб перспектив-

ным для поисков залежей углеводородов.

В методическом аспекте проведенные работы подтвердили высокую геологическую эффективность комплексирования экологически чистых сейсмологических наблюдений и сейсмических работ с искусственными источниками возбуждения

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гальперин Е. И. Поляризационный метод сейсмических исследований. — М.: Недра, 1977.
2. Геодинамика сейсмического пояса Черского/Л. М. Парфенов, Б. М. Козьмин, О. В. Грищенко и др.//Вулканология и сейсмология. 1988. № 1, С. 75—89.
3. Геологическое строение СССР и закономер-

ности размещения полезных ископаемых. Моря Советской Арктики/Под ред. И. С. Грамберга, Ю. С. Погребницкого. — Л.: Недра, 1984. Т. 9.

4. Коган А. Л. Постановка сейсмических работ методом КМПВ—ГСЗ с морского льда на шельфе арктических морей (опыт работ в море Лаптевых)//Геофизические методы разведки в Арктике. 1974. Вып. 9, с. 33—38.
5. Особенности строения юго-восточной части Усть-Ленского рифтогенного прогиба в море Лаптевых/В. А. Виноградов, Г. П. Аветисов, В. В. Буценко, Ю. Б. Гусева//Геолого-геофизические исследования в Мировом океане. Л., 1987. С. 65—71.
6. Савостин Л. А., Драчев С. С. Кайнозойское сжатие в районе Новосибирских островов и его связь с раскрытием Евразийского бассейна//Океанология. 1988. Т. 28. Вып. 5. С. 775—782.

Принята редколлегией 24 сентября 1990 г.

Научные открытия и изобретения

УДК 347.77.01

© И. Е. Воскресенская, В. Г. Тыминский, 1991

К вопросу об открытиях в области минералого-кристаллографических наук

И. Е. ВОСКРЕСЕНСКАЯ (ИКАН СССР), В. Г. ТЫМИНСКИЙ (НПО «Аэрогеология»)

Посвящается гидрогеологу
М. Г. Румянцевой-Воскресенской

На состоявшихся в Москве VIII чтениях имени замечательного советского ученого, основоположника геокристаллохимии академика Н. В. Белова было оглашено письмо профессора минералогии и кристаллографии Чикагского Университета П. Моора, где поставлены рядом имена творцов, владевших тайнами высшей гармонии, — Чайковского и Белова.

Мир минералов — это мир кристаллов, чарующих, бьющих всеми цветами радуги, построенных по строгим законам симметрии. И это сродни искусству. Но это мир реальных кристаллов с реальными свойствами. Когда мы говорим о минералах, мы прежде всего имеем в виду конкретное вещество с его химической (кристаллохимической) формулой. Поэтому при структурно-вещественном подходе в исследованиях, очевидно, полезным ориентиром могут быть слова Николая Васильевича Белова о том, что много сделано, но предстоит сделать

еще больше, чтобы кристаллография — кристаллохимия стала сердцевинной всего комплекса геохимических наук (в широком смысле) [1].

В равной степени правомочен этот кристаллохимический критерий (ориентир) поиска и при программном модифицировании структур-прототипов, обладающих желаемыми свойствами (И. С. Рез, 1982), используемый, в частности, в области технического синтеза кристаллов — процесса, на который и работает сейчас в основном вся современная кристаллохимия, создавая при этом кристаллохимический банк данных.

Определяющая роль кристаллографических — кристаллохимических дисциплин достаточно наглядно видна из фрагмента схемы (рис. 1), приведенной в работе [4] и дополненной «минералогическим материаловедением». Иными словами, перефразируя А. Е. Ферсмана, законы кристаллов управляют веществом. Кристаллохимия слу-



Рис. 1. Разделы кристаллографии и ее взаимосвязь с другими науками, фрагмент схемы [4]: Ноосфера Вернадского приводится в переносном смысле

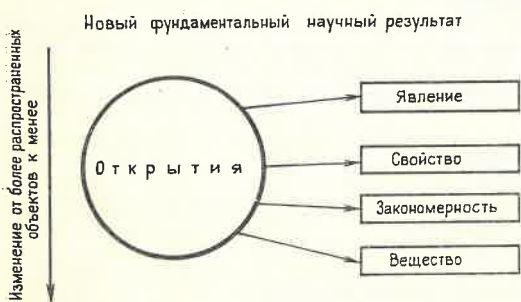


Рис. 2. Формы правовой охраны в области кристаллохимии, минералогии и геохимии, фрагмент схемы:

вещество — форма, рекомендуемая для возможного расширения круга объектов

жит теоретической базой и материаловедения.

Очевидно, все это может быть отражено и в правовом аспекте, рекомендуемом нами для защиты научных открытий в рассматриваемой области, исходя из определяющей роли вещества — вещества вообще и вещества как уже известной (для изобретений) или рекомендуемой (для открытий) формы защиты (рис. 2). Ведь минеральное вещество Земли — источник не только сырья, но и объектов современных направлений материаловедения [11]. То же можно сказать и о новых искусственных кристаллах (веществах), с которыми неоднократно были связаны революционные повороты в науке и технике.

Вторым ключевым ориентиром, но уже с точки зрения методологии права, достаточно актуальным в наши дни

следует считать мысль о том, что наступило время методологического перевооружения нашей неуклонно обновляющейся древней науки (имеется в виду минералогия — прим. авт.). При этом не следует забывать конкретные объекты наших познаний [8, 9].

Тем не менее психологи, изучающие научное творчество, отмечают его тенденцию к проведению аналогий с довольно далеко отстоящими друг от друга дисциплинами*. Для облегчения методологической задачи, говоря об определяющей роли вещества, привлечем историю учения о радиоактивности, т. к. именно на примере этой науки четко прослеживается роль вещества в процессе становления целого научного направления: от применения известных веществ по новому назначению вследствие обнаружения у них новых свойств (через открытие) и далее — путем выявления этих новых свойств у ранее неизвестных веществ — к изготовлению на основе полученных знаний искусственных веществ с требуемыми свойствами [7].

Конкретно для возникновения и развития науки о радиоактивности на различных его этапах характерна определяющая роль следующих веществ: *уже существовавших* в лаборатории — двойного сульфата уранила калия и других ураносодержащих веществ — для обнаружения А. Беккерелем нового для того времени явления «урановых лучей», *ранее неизвестных* высокоактивных химических элементов — полония и радия — для установления П. и М. Кюри того факта, что открыто новое явление, названное ими радиоактивностью, приведшее впоследствии к возникновению и развитию атомной и ядерной физики; *новых искусственных* веществ, полученных путем ядерных превращений, — трансурановых элементов и искусственных радиоактивных изотопов — как важнейших результатов науки о строении атома и использовании его в энергетике и технике.

* В практике решения научно-технических проблем в США обнаружено, что 50 % наиболее перспективных идей, обеспечивающих эффективные подходы к их решению, поступает от лиц очень отдаленных специальностей, 30 % идей — от лиц, представляющих смежные дисциплины и лишь менее 20 % идей — от специалистов, занимающихся их разработкой профессионально.

Не случайно В. И. Вернадский [15], раньше других поняв огромное значение энергии радиоактивного распада во всех ее проявлениях, поставил вопрос и об «энергии человеческой культуры» как геологической силы, определяющей переход биосферы в сферу разума, или, как он говорил, в ноосферу. Как всеобъемлющая сфера она отражена на рис. 1.

Проведем дальнейшие обобщения, чтобы затем непосредственно обратиться к объектам наших исследований. Очевидно, в переносном смысле степень удаленности от атомного уровня отражает и высоту человеческой личности — понятия, с которого обычно начинаются все наиболее крупные открытия в науке. Но личностный план, гуманизация общества предполагают прежде всего наличие определенных мировоззренческих позиций. Так, мировоззрение Вернадского представляет собой сложнейший духовный феномен. «Урок Вернадского» чрезвычайно современен, а философия его — та питательная среда, в которой зарождаются целые области развития науки будущего [14].

Приведем пример универсальности кристаллохимического механизма — структурной памяти — безотносительно к какому-либо конкретному веществу. Это открытие (диплом № 299) В. А. Франк-Каменецкого, Н. В. Котова, Э. А. Гойло и Н. В. Белова со следующей формулой: «Установлена неизвестная ранее закономерность преобразования слоистых силикатных минералов в гидротермальных условиях, заключающаяся в сохранении структурных матриц исходных минералов в последовательных генетически связанных рядах новообразований, механизм формирования которых обусловлен встречной миграцией ионов при взаимодействии минералов с раствором».

Ранее, наследуя идею «каолинового ядра» (сердцевины) Вернадского, Н. В. Белов объяснил строение элементарной ячейки турмалина. Он объяснил его с позиций «антигоритовых остров» (Mg-го аналога каолина) [2], что вскрывалось при вторичных процессах изменения как в лабораторных, так и в природных условиях. Структура турмалина на протяжении четырех десятилетий расшифровывалась советскими, американскими и японскими учеными, каждый из которых вносил свою

лепту, достаточно объективно отражая результаты других в этом сложном творческом процессе.

Возможные и рекомендуемые формы правовой охраны новых фундаментальных научных результатов (открытий) представлены на рис. 2. Ранее [6] мы рассматривали возможные формы правовой охраны в ранге изобретений, а именно — способ, устройство (в меньшей степени), применение и вещество. Приведем пример изобретения, несущего колорит минералогии и специфику радиационного воздействия. Имеется в виду международная заявка (№ 0249038) калифорнийских авторов на «Способ облучения топаза и получаемый при этом камень». Бесцветный или имеющий бледную окраску топаз облучают нейтронами большой энергии с экспозицией, достаточной для придания окраски, свойственной ценным и редко встречающимся камням. Затем топаз облучают электронами. В результате камень приобретает цвет, называемый небесно-голубым (или «американский голубой», супер). После обработки электронами топаз нагревают до 121—482 °C для дальнейшего углубления цвета.

Заметим, что право является таковым, если оно отражает реальные тенденции, существующие в данном обществе.

Продолжим далее примеры из области силикатов. Известно, что регистрация новых минералов и присуждение дипломов их авторам — прерогатива Комиссии по новым минералам и их названиям Всесоюзного минералогического общества и Комиссии по новым минералам Международной минералогической ассоциации.

В 1985 г. зарегистрирован новый высокоглиноземистый минерал из группы турмалинов — оленит [12]. Значительно раньше аналогичная разновидность турмалина, названная Al-аналогом, была получена в лабораторных условиях одним из авторов данной статьи, что отражено в автореферате ее диссертации и последующих публикациях [5]. Однако эти факты оказались совершенно не взаимосвязанными.

Или ставшая почти легендарной история тридцатилетней давности с рутилоподобной модификацией кремнезема, которая синтезирована в 1961 г. С. М. Стишовым с коллегами, а вскоре обнаружена американскими исследова-

дователями в Аризонском кратере. Американские ученые присвоили данной модификации имя «стишовит»* [2].

В 1989 г. АН СССР и Госкомизобретений признали целесообразным регистрацию открытия (диплом № 356, авторы: С. М. Стишов, С. В. Попова) со следующей формулой: «Экспериментально установлено неизвестное ранее свойство кремнезема кристаллизоваться в высокоплотной фазе с шестерной координацией кремния по отношению к кислороду при высоких давлениях и температуре, обусловленное возрастанием устойчивости структур с более высокими координационными числами при сжатии вещества».

Еще в 1986 г. мы говорили о стиповерите (стишовите) как о возможном и достойном объекте открытия [6]. Отрадно, что в наши дни это приобрело черты реальности. Что же касается самих форм защиты, то они пока не меняются. Так, при защите научного результата, где кристаллохимические признаки являются явно определяющими, авторы открытия выбрали «свойство». Хотя здесь четко прослеживаются и альтернативные варианты при полной правовой эквивалентности формулы. В частности, казалось бы более естественной возможность защиты результата через «вещество». Правда, форма пока лишь только рекомендуемая, но достаточно актуальная как для природных соединений, так и для искусственных соединений (веществ), несущих фундаментальные знания о мире. Непрерывно увеличивающийся массив публикаций, посвященных различным классам химических соединений (природных и синтетических), выдвигает задачу их периодического обобщения и систематизации [13], благодаря чему становится возможным выявление многих эмпирических закономерностей в атомном строении веществ**. И как результат — решение такой сложной современной проблемы, как прогнозирование получения материалов с комплексом кристаллохимически предопределенных свойств. Все эти задачи блестяще решаются учениками школы Н. В. Белова. Хочется вы-

делить основу становления «динамической» кристаллохимии — концепцию «катионных матриц» [3].

В заключение остановимся еще на одном аспекте. Если с позиций общечеловеческих мы можем сферой разума увенчать любую достойную науку, то позиция биологическая допускала применение кристаллохимического принципа с приставкой «анти». Шесть лучей самого волшебного вещества на земле — воды в твердой фазе — заменяются пятилучевой симметрией у обитателей морей и океанов. «Приемы борьбы за существование» становятся «(анти)кристаллохимическими» [2, с. 41]. Мысль эта, изложенная почти тридцать лет назад, не вызывает сомнения.

Однако в 80-х годах появляются сообщения о новом открытии, играющем революционизирующую роль в кристаллографии [10]. Речь идет о «парадоксальных» объектах, занимающих в некотором роде промежуточное положение между аморфными и кристаллическими веществами и обладающих симметрией, несовместимой с трансляционной периодичностью, — о квазикристаллах с поворотными осями пятого (а также восьмого, десятого и двенадцатого) порядка. Поскольку это в основном соединения алюминия, возникает даже предположение о якобы особой «икосаэдрической» тенденции алюминия. Но скорее всего, оно и остается предположением, истина же прояснится по мере изучения этих веществ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов Н. В. Введение к «Проблемам кристаллологии». — М.: Изд-во МГУ, 1976.
2. Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии // Минералогический сборник Львовского геологического об-ва. Львов, 1962. № 16. С. 14—44.
3. Борисов С. В., Подберезовская Н. В. Стабильные катионные каркасы в структурах фторидов и оксидов. Новосибирск: Наука, 1984.
4. Вайнштейн Б. К. Предисловие к четвертому изданию «Современная кристаллография». — М.: Наука. Т. 1, 1979.
5. Воскресенская И. Е. Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. — М., 1968.
6. Воскресенская И. Е., Тыминский В. Г. Вопросы охраны научных открытий и изобретений в области кристаллографии, минералогии и геохимии // Сов. геология. 1986. № 1. С. 115—121.
7. Гольданский В. И., Трифонов Д. Н. Учение о радиоактивности. — М.: Наука, 1973. С. 47—68.

* Изначальное официальное название разновидности в Советском Союзе «стиповерит».

** Атомное строение (конфигурация) элементов также выдвигалось нами как дополнительно рекомендуемый критерий.

8. Григорьев Д. П. Онтогенез и химические реакции минералообразования//Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1987. Вып. I. Ч. 116. С. 126—130.
9. Григорьев Д. П. С. С. Смирнов — минералог и глава Минералогического общества СССР//Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1986. Вып. I. Ч. 115. С. 135—139.
10. Левитов Л. С. Квзикристаллы//Природа. 1990. № 5. С. 76—84.
11. Марфуни А. С., Бершов Л. В., Кудрявцева Г. П. Минералогическое материаловедение//Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1987. Ч. 116. Вып. 3. С. 310—313.
12. Олениг — $\text{Na}_{1-x}\text{Al}_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{O}, \text{OH})_4$ —

- новый высокоглиноземистый минерал из группы турмалинов/П. Б. Соколов, М. Г. Горская, В. В. Гордиенко и др.//Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1986. Вып. I. Ч. 115. С. 119—123.
13. Расцветаева Р. К., Пуцаровский Д. Ю. Кристаллохимия сульфатов//Итоги науки и техники ВИНТИ. Сер. Кристаллохимия. — М., 1989.
14. Творчество В. И. Вернадского и философия//Философские науки. 1988. № 4.
15. У нас в гостях журнал «Геохимия»//Наука в СССР. 1989. № 3. С. 59—60.

Принята редколлегией 29 октября 1990 г.

Дискуссии, обсуждения

УДК 550.31

© Коллектив авторов, 1991

О проявлениях центробежных эффектов вращения Земли

В. М. НАЙДЕНОВ, Ю. Ш. НЕЖИН, А. В. БОЧКАРЕВ,
В. Г. ВЕРШОВСКИЙ (СевКавНИИгаз)

Несмотря на то, что известен ряд геотектонических гипотез (В. В. Белоусов, К. А. Де Жонг, А. Аллисон, Д. Палмер, В. Е. Хаин и др.), многие вопросы глобальной тектоники не решены. Остается открытым важнейший вопрос о причинах вертикальных колебательных движений земной коры. Наиболее распространенной в объяснении этого явления считается сейчас гипотеза глубинной дифференциации вещества Земли (В. В. Белоусов, Р. В. ван Бемеллен). В основу ее положены представления о дифференциации вещества на границе ядра и мантии под действием конвективных массоперетоков магмы. Роль главного источника энергии тектонических процессов отводится радиогенному теплу.

Заслуживает внимания пульсационная гипотеза (В. Бухер, В. А. Обручев, М. А. Усов, Е. Е. Милановский и др.), базирующаяся на многочисленных геологических фактах, свидетельствующих о цикличности в развитии тектонических процессов в земной коре. Например, угол откоса переднего склона у древних барханов составлял 26° , у современных — $17,5^\circ$, что говорит об изменении силы тяжести на Земле [2]. Зарубежные исследования также указывают на цикличность в изменении углов откоса. Однако авторы пульсационной гипотезы «так и не смогли найти источник сил, заставляющих пульсировать нашу планету» [2, с. 42].

В статье описывается упрощенная физическая модель вращающегося тела, построенная на основе законов механики. Модель раскрывает механизм возникновения сфероидальных пульсаций планеты и объясняет ряд геологических процессов, связанных с проявлениями центробежных эффектов вращения Земли [5].

Рассматривая в сферической системе координат (R, Θ, Z) вращающуюся вокруг оси Z замкнутую полость малой толщины, ограниченную жесткими недеформируемыми оболоч-

ками $R=R(\Theta)$ и заполненную жидкостью плотностью ρ , получаем для меридионального распределения давления P жидкости в полости:

$$\frac{1}{\rho} dP = (\omega^2 R \cos^2 \varphi - g) dR - \omega^2 R^2 \cos \varphi \sin \varphi d\varphi, \quad (1)$$

где полярный угол Θ выражен через широту φ ; $g=g(\varphi)$ — ускорение свободного падения; ω — угловая скорость вращения оболочки вокруг центра тяжести, в котором считается сосредоточенной вся масса Земли.

Результаты численного интегрирования уравнения (1) для сферической полости с радиусом равновеликого Земле шара $R_0=6371110$ м и $\omega=7,308455 \cdot 10^{-5}$ с $^{-1}$ (по современным данным [1, 4]) приведены в таблице. В пересчете на пьезометр давление на экваторе, обусловленное действием центробежных сил, соответствует высоте 11062 м, т. е. большая полуось эквипотенциальной поверхности расчетного эллипсоида составила 6382172 м, что дает погрешность по сравнению с действительной полуосью Земли всего 0,06 %. Следует отметить, что принятая модель не предусматривает определения малой полуоси эллипсоида, т. к. оболочка по условию не деформируется под действием возникающих напряжений. Однако близкое значение действительной экваториальной полуоси к полученной с помощью пьезометра указывает на реальность действовавших значительных давлений, обусловленных центробежными силами, а следовательно, и напряжений в слоях Земли, обусловленных этими силами. Значение давлений растет с увеличением плотности жидкости (см. таблицу). Поэтому в более глубоких жидких или пластических слоях Земли, заполненных магматическим расплавом большой плотности, возникнут и значительно большие давления. Реальные слои Земли под

Результаты расчета давления (МПа) во вращающейся сферической полости, заполненной жидкостями с различными плотностями

Широта, градус	Плотности жидкости, кг/м ³				
	1000	1100	1200	1300	1400
90	0	0	0	0	0
80	3,30	3,63	3,96	4,29	4,62
70	12,81	14,09	15,38	16,66	17,94
60	27,38	30,12	32,86	35,6	38,33
50	45,25	49,78	54,3	58,83	63,35
45	54,76	60,24	65,71	71,19	76,67
40	64,17	70,7	77,13	83,13	89,98
30	82,14	90,36	98,57	106,79	115,0
20	96,71	106,38	116,05	125,72	135,4
10	103,22	116,84	127,46	138,09	148,71
0	109,52	120,43	131,43	142,38	153,33

Примечание. При интегрировании принимались следующие значения параметров [7]: $R_1=R_0=637110$ м; угловая скорость для современной эпохи $7,292115 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹; для равновеликого Земле шара по формуле (2) $\omega=7,308455 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹.

действием таких сил деформируются и принимают эллипсоидальную форму.

При деформации слоев происходит перераспределение их массы относительно оси вращения изменяется момент инерции. При этом главный момент количества движения шарового и эллипсоидального тела сохраняется постоянным (С. М. Тарг, 1974). Сравнивая моменты инерции эллипсоида с большой полуосью R_1 и равновеликого радиуса R_0 , получаем соотношение угловых скоростей шара ω_0 и эллипсоида ω_1 :

$$\omega_0 = \frac{R_1^2}{R_0^2} \omega_1. \quad (2)$$

Следовательно, $\omega_1 < \omega_0$ при $R_1 > R_0$, т. е. при деформации в эллипсоид угловая скорость вращающегося тела уменьшается. Как видно из уравнения (1), с уменьшением ω значение $|\omega^2 R \cos^2 \varphi - g|$ увеличивается, что вызывает изменение направления деформации, т. е. уменьшение сжатия эллипсоида. При наступлении обратной деформации вновь увеличивается ω и процесс циклически повторяется. Таким образом, сила тяжести и центробежная сила являются основными внутренними силами, которые обуславливают обычный маятниковый процесс, вызывающий сферондальную пульсацию планеты. Поскольку вещество Земли обладает реологическими свойствами, деформации происходят не мгновенно, а имеют длительный, вековой характер.

Таким образом, сферондальная пульсация Земли, связанная с вращением планеты, наряду с другими физико-химическими явлениями обуславливает изменения ее тектонического облика на разных этапах геологического развития. Она вызывает такие имеющие глобальный характер явления, как периодическое усиление орогенных процессов и их последующее ослабление, трансгрессия и регрессия моря, ритмичность в осадконакоплении, периодическая активизация эруптивной деятельности, землетрясения и т. д.

Рассмотрим некоторые практические аспекты применения основных выводов, вытекающих из предложенной схемы. Данные таблицы позво-

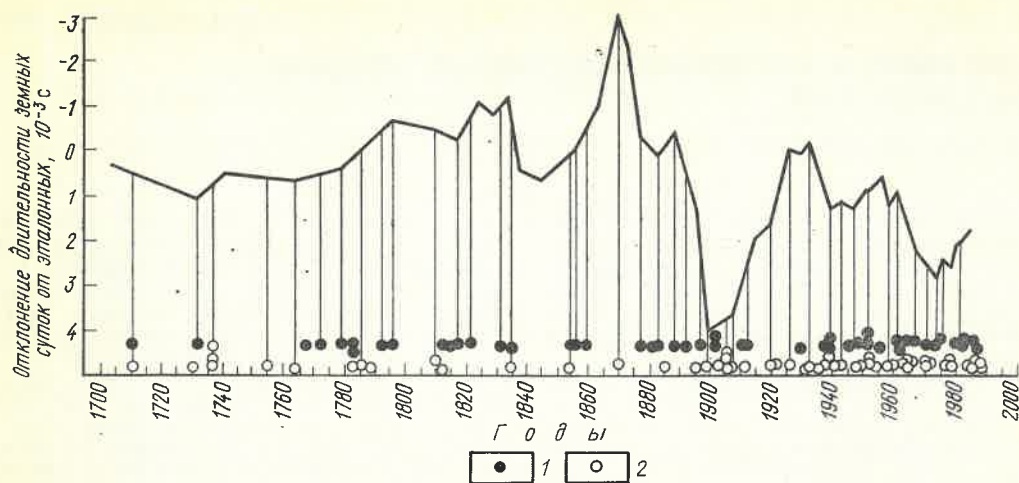
ляют определить максимально возможные значения аномально высоких пластовых давлений (АВПД). Эти давления могут иметь реликтовый характер в условиях запечатанности гидродинамических объектов. Давления в таких объектах формировались во время наименьшего сжатия Земли, т. е. при наибольшей угловой скорости.

Для практических расчетов по прогнозу АВПД в заданной точке наблюдения с широтой φ можно рекомендовать следующее соотношение

$$P_{пл} - P_{гс} \leq P_0 - P_{гсг}, \quad (3)$$

где $P_{пл}$ — пластовое давление в искомой точке наблюдения (в скважине) на широте φ ; $P_{гс}$ — гидростатическое давление в точке наблюдения; P_0 — давление, соответствующее широте точки наблюдения (из таблицы); $P_{гсг}$ — давление для широты, соответствующей самой северной точке границы гидродинамического бассейна (из таблицы). Неравенство (3) показывает, что фактические пластовые давления могут быть меньше рассчитанных по уравнению (1) за счет частичной разгрузки реликтовых давлений.

В некоторых нефтегазоносных бассейнах (Азово-Кубанский, Терско-Каспийский, Предкарпатский, Днепровско-Донецкий, Западно-Сибирский) и районах мира (Нидерланды, о-в Сицилия, штат Калифорния, США и т. д.) фиксируется пространственная дифференциация скоплений углеводородов. В таких бассейнах прослеживается широтная дифференциация нефтяных и газовых месторождений: газовые тяготеют к северной части бассейнов, а нефтяные — к южной. В те геологические эпохи, когда земная оболочка испытывает наименьшее сжатие, в пластовых системах гидродинамических бассейнов возникают наибольшие центробежные давления. Эффект гигантской центрифуги в этом случае является одной из причин широтной дифференциации нефтяных и газовых месторождений. Наибольшее его проявление должно соответствовать областям с наибольшим градиентом центробежных давлений. Градиент давлений с уменьшением широты от 90° увеличивается от 0 до максимального на



Сопоставление тектонической и эруптивной активности Земли с угловой скоростью:

1 — извержения вулканов; 2 — сильнейшие землетрясения

широте 45° , а затем так же уменьшается до 0 на экваторе (см. таблицу). Этот эффект может использоваться в качестве поискового признака при геологоразведочных работах на нефть и газ.

На графике изменения скорости вращения Земли за последние триста лет (вся история инструментальных наблюдений) [7] за характеристику угловой скорости взято отклонение земных суток от атомных, даваемых атомными часами (рис. 1). Данные по XVII—XVIII вв. имеют очень низкое разрешение. На графике хорошо видны долгопериодические изменения скорости вращения Земли, которые не противоречат механизму сферической пульсации. С целью сопоставления времени эруптивной и сейсмической активности Земли с изменением ее угловой скорости на график нанесены сведения о сильнейших землетрясениях и извержениях вулканов за тот же исторический период [1, 3, 4, 6, 8]. Крупнейшие землетрясения и извержения вулканов в разных частях планеты приурочены к участкам излома кривой угловой скорости, что указывает на наличие связи между угловой скоростью и деформациями земной коры, обуславливающими активизацию сейсмических и эруптивных явлений. Интересно отметить, что в один из периодов наибольшего спада угловой скорости (1869—1900 гг.) в 1877—1892 гг. произошли сильнейшие извержения вулканов — Катапахи, Мауна-Лоа, Кракатау, Бандайсан, Майон, Гунунг-Аву.

Извержения должны сопровождаться потоками магмы в астеносфере и литосфере, вызывающими локальное перераспределение их массы. Такому перераспределению соответствует локальный всплеск угловой скорости с максимумом на кривой в 1888 г. (извержение Кракатау). Другой серии извержений соответствуют локальные колебания угловой скорости с 1939 г. по 1975 г. на фоне ее общего уменьшения. В настоящее время отмечается рост угловой скорости. График, приведенный на рисунке, представляет интерес для ретроспективного анализа периодичности сейсмической и эруптивной активности Земли.

К сожалению, мы не располагаем точными сведениями о долгопериодических колебаниях уровней пластовых вод в крупных гидродина-

мических бассейнах, а также уровня современных морей. Так, Каспийское море может служить уникальным пьезометром подземной гидросферы, поскольку в его акватории имеются выходы коллекторов неоген-палеогеновых отложений. Причиной заметного падения уровня Каспия за последние десятилетия считалось интенсивное испарение воды в заливе Кара-Богаз-Гол. Однако в 1975—1980 гг., несмотря на открытие плотины, уровень Каспия начал подниматься. С нашей точки зрения, колебания уровня воды связаны с долгопериодическими колебаниями угловой скорости Земли.

Таков неполный перечень объектов, при изучении которых в теоретическом и прикладном аспекте возможно использование основных выводов, вытекающих из предложенной схемы. Ближайшая задача исследований в этом направлении — создание объемной математической модели вращающегося реологического тела. Такая модель поможет воссоздать график колебаний угловой скорости за геологическое время и дать прогноз активных фаз деформаций земного шара на будущее.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болт Б. В глубинах Земли. О чем рассказывают землетрясения. — М.: Мир, 1984.
2. Друянов В. А. Загадочная биография Земли. — М.: Недра, 1975.
3. Кукал З. Природные катастрофы. — М.: Знание, 1985.
4. Куликов К. А. Вращение Земли. — М.: Недра, 1985.
5. Найденов В. М., Доготь А. Я., Нежин Ю. Ш. О проявлениях центробежных эффектов вращения Земли // Геодинамические основы прогнозирования нефтегазоносности недр. М., 1988. С. 57—58.
6. Раст Н. Вулканы и вулканизм. — М.: Мир, 1982.
7. Сидоренков Н. С. Неравномерность вращения Земли и движение полюсов // Природа. 1982. № 4. С. 82—91.
8. Хаин В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника. — М.: Недра, 1985.

Принята редколлегией 27 ноября 1989 г.

О внедрении и становлении рудоносных интрузий норильского типа

А. П. ЛИХАЧЕВ (ЦНИГРИ)

В решении проблемы прогноза и поисков медно-никелевых месторождений важное место занимает изучение внедрения и становления рудоносных интрузий норильского типа, которые рассмотрены в многочисленных работах. В последнее время нами получены новые экспериментальные данные.

В пределах Норильского района проявлены три типа интрузий: безрудные силлообразные мафического состава (MgO средневзвешенный 5—7 %), слабурудоносные повышенно-магнезиальные (MgO средневзвешенный 15—17 %) пластинно- и плитообразной формы, рудоносные мезомафические (MgO средневзвешенный 10—15 %) сильно вытянутые хонолитообразные с плоской кровлей и прогнутым дном (норильского типа). Устанавливаемая связь формы, состава и степени рудоносности интрузий обусловлена соотношением плотностей внедряющихся магматических масс и вмещающей среды, т. е. действием гравитационного эффекта [7].

Рудоносные интрузии норильского типа имеют протяженность более 10 км при мощности от 2—5 до 350 м, ширине от 500 м до 2 км. Интрузивы полого погружаются в направлении центров мульдобразных вулканогенных прогибов и воздымаются к их периферии. При этом мощность тел уменьшается в сторону центра прогибов.

Интрузивные массивы (колонны) неоднородны как по горизонтали, так и по вертикали. В их фронтальной части находятся силлообразные тела лейкократового габбро, дифференцированные на плагиагббровую разность вверх и относительно меланократовую таситопойкилофитовую вниз. Затем следует рудоносная часть, изменяющаяся в вертикальном разрезе от безоливиновых и оливинсодержащих габбродолеритов вверх через оливиновые габбродолериты в середине до оливин-биотитовых, пикритовых, таситовых и контактовых габбродолеритов вниз. По направлению погружения интрузий отмечается чередование интервалов, обогащенных магнием, хромом и сульфидами, с участками, обедненными этими компонентами. В целом в этом направлении уменьшается степень рудоносности интрузивов, упрощается их строение и состав до сульфидсодержащего оливинового габбродолерита.

В работах [2, 4] неоднородности и закономерности изменения в составе и строении норильских рудоносных интрузий и связанных с ними медно-никелевых месторождений объясняются кристаллизационно-гравитационной дифференциацией сульфидоносных магм при их подъеме и в конечных камерах внедрения.

В целом эти представления достаточно хорошо увязываются с геологическими данными, но имеются факты, не получившие удовлетворительного объяснения. К ним, в частности, относятся наблюдаемое несоответствие мощностей безоливиновых и оливиновых габбродолеритов, с одной стороны, и нижележащих оливин-биотитовых, пикритовых и таситовых габбродолеритов, с другой; отсутствие связи меж-

ду количеством рудного вещества и общей мощностью интрузива; обогащенность рудными компонентами головных частей интрузий; наличие бессульфидных и слабосульфидоносных пикритовых габбродолеритов; появление сульфидов в пикритовых габбродолеритах в конечную стадию кристаллизации оливина [8].

Изменения в мощностях и размещении пород разреза норильских рудоносных интрузий, как и резкие переходы и контакты между пикритовым и оливиновым габбродолеритами, ранее объяснялись по-разному. Г. Б. Роговер считал, что все это результат многофазного внедрения различных по составу порций магм от более ранних безоливиновых и оливиновых габбродолеритов к более поздним пикритовым и таситовым габбродолеритам. А. А. Маракушев резкие границы в разрезе интрузий связывал с ликвидацией окисно-силикатного расплава. Автор говорит о более поздней кристаллизации верхней части магматической камеры и миграции (перемещении) расплава (дифференциата) состава оливинового габбродолерита вследствие локальных напряжений и движений во вмещающей раме. Существуют также мнения, базирующиеся на метасоматических концепциях.

Обогащение рудным веществом головных частей рудоносных интрузий связывалось с ассимиляцией ранее образованных гидротермальных медных руд, находящихся во вмещающих породах, а также с влиянием сквозьмагматических флюидов.

К решению рассматриваемой проблемы могут иметь отношение выполненные нами эксперименты по изучению субгоризонтального движения нагреваемых жидкостей, содержащих твердые и расплавленные частицы — воды, водных растворов — электролитов (хлорида аммония, хлористого натрия и др.), расплавов солей (эвтектической смеси хлорида натрия и хлорида калия), легкоплавких металлов и элементарной серы.

Опыты проводились в запаянных кварцевых трубках (ампулах) длиной 300—500 мм, внутренним диаметром 15 мм (рис. 1). Соотношение продольных и поперечных размеров соответствовало соотношению мощности, ширины и длины норильских рудоносных интрузий. Один конец трубки длиной 150 мм загнут вниз под углом 70—90°. В него помещались кусочки медно-никелевых сульфидов и пикритового габбродолерита размером 0,1—1 мм, общей массой от 2 до 10 г. Противоположный конец трубки загибался вверх. Загнутая вниз и горизонтальная части трубки заполнялись жидкостью. Конец трубки, загнутый вверх, оставался свободным от загружаемых в ампулу веществ. Загнутая вниз часть ампулы нагревалась в трубчатой печи. При использовании в качестве жидкости водных растворов температура в нагреваемой (горячей) зоне составляла 300—350 °С, в противоположной (холодной) части трубки была на 100—150 °С ниже. В экспериментах с расплавами температура в горячей зоне достигала 850—900 °С, в холод-

ной 750—850 °С. Давление в трубках с водными растворами не превышало 6 МПа, а с расплавами — 1 МПа, что позволяло проводить опыты без защиты трубки от разрыва и давало возможность вести непосредственные наблюдения макроскопически и под бинокулой за движениями, происходящими внутри трубки по всей ее длине. Вязкость жидкостей, по литературным данным, изменялась от 0,001 до 5 Па·с. Исходное вещество и продукты опытов изучались под микроскопом, подвергались микронзондovому и химическому анализу.

Во всех опытах наблюдалась однотипная картина. Жидкость со скоростью до 5 мм/ч, изменяющейся в зависимости от состава и температуры, движется по верхней половине трубки в направлении от горячего конца к холодному и возвращается обратно по нижней части. Поток жидкости, движущийся от горячей к холодной зоне (прямой), насыщен газовыми пузырьками, размер которых уменьшается с повышением температуры. Вместе с ним перемещаются мелкие (≤ 1 мм) твердые частицы, а также диспергированные выделения ($\leq 0,1$ мм) и небольшие (0,1—1 мм) капельки расплава металлов и серы, удерживаемые пузырьками и находящиеся во взвешенном состоянии в окружающей (транспортирующей) среде. Одни из этих частиц (наиболее крупные) оседают на нижней стенке трубки на пути движения жидкости, другие достигают холодной участка и накапливаются в нем. Обратный поток жидкости уносит с собой некоторое количество осевших в холодной зоне и по длине трубки частиц, возвращая их в горячую зону.

Наряду с механическим перемещением вещества, происходит химический транспорт. В горячей зоне в результате растворения исходного материала образуются комплексные соединения между перешедшими в раствор элементами и лигандами, содержащимися в жидкости. Потоком циркулирующей жидкости комплексные соединения выносятся в холодную зону. Здесь они из-за изменения температуры, окислительно-восстановительной обстановки и pH среды распадаются с выделением вынесенных компонентов в виде твердых соединений, при этом лиганды возвращаются в зону растворения [5].

Во всех случаях выносимое в холодную (фронтальную) зону вещество отлагается в виде субгоризонтальных слоев, мощность которых увеличивается в направлении к наиболее удаленной (холодной) части. В связи с дифференциальным (поэлементным) растворением исходного вещества и соответственно поочередным выносом из него компонентов поступающий в холодную зону материал приобретает вертикальную зональность [5]. Так, при перетолжении медно-никелевых руд сначала в раствор поступают железо и сера, отлагающиеся в холодной зоне в виде пирротинового слоя, затем медь, кристаллизующаяся в форме халькопирита, и никель, образующий миллеритовый горизонт [5]. При перетолжении руд Гайского месторождения сначала выносятся цинк, образующий слой сфалерита, затем железо, формирующее пиритный слой, и медь, кристаллизующаяся в виде халькопиритового, борнитового и хальказинового слоев. По мере заполнения холодной зоны в результате механического и химического отложения вещества сокращается длина циркулирующей ячейки и происходит постепенное приближение холодной зоны к горячей, т. е. зоны кристаллизации (от-

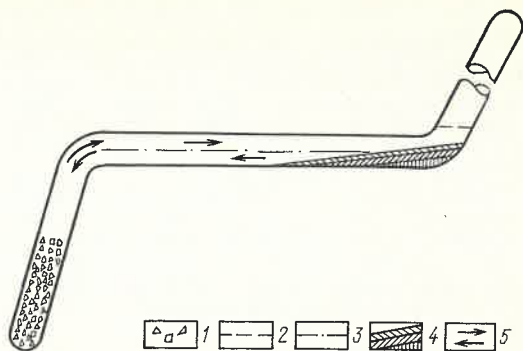


Рис. 1. Схема размещения веществ и циркуляции жидкости в кварцевой трубке:

1 — твердые частицы пикритового габбродолерита и медно-никелевых сульфидов; 2 — уровень жидкости; 3 — граница прямого и обратного потока жидкости; 4 — место отложения веществ; 5 — направление потоков жидкости

ложения) к зоне растворения и выноса компонентов.

Описанные особенности движения жидкостей соответствуют закономерностям циркуляции воздушных (газовых) и жидких масс, связанной с перепадом температуры и давления по горизонтали и объясняемой действием закона Паскаля — теплового расширения жидкостей [9]. Они однотипно проявляются как в локальных, так и глобальных масштабах. К последним относится циркуляция воды в морских и океанических бассейнах, а также циркуляция атмосферы Земли и других планет.

Перевод трубки из горизонтального положения в наклонное (приблизительно до 70°, при размещении холодной зоны вверху) не изменял направленности движения жидкости и переноса материала. Повышалась лишь скорость циркуляции и транспортировки вещества с некоторым увеличением количества возвращающихся в горячую зону механически вынесенных твердых частиц вследствие добавляющегося к тепловому расширению действия силы тяжести по закону Архимеда.

Возможность использования полученных в экспериментах данных при анализе условий внедрения рудоносных и безрудных магм подтверждается соответствием и подобием сравниваемых систем (Дж. Бэтчелор, 1973; Г. К. Дьяков, 1956). Принятые соответствия плотности (≤ 3 г/см³) и вязкости (< 5 Па·с) экспериментальных и природных жидкостей (1,33 Па·с для расплава, несущего во взвешенном состоянии протоминералы в количестве до 30 % [3]), делают одинаковым диапазон значений числа Рейнольдса (< 2300), которое представляет собой безразмерный параметр, определяющий подобие течения вязких жидкостей. Однотипные соотношения между длиной, шириной и высотой каналов движения жидкостей (15:1:0,6 в интрузиях и 30:1:1 в экспериментах) обуславливают геометрическое подобие сопоставляемых процессов (Дж. Бэтчелор, 1973).

Химическое и минеральное соответствие веществ, участвующих в экспериментах и природных процессах, является критерием подобия составов сравниваемых систем, в которых однотипность поведения химических элементов определяется постоянством их энергетических

свойств и подобием термодинамических параметров [5, 6].

Рассмотренные закономерности должны наблюдаться при субгоризонтальном внедрении магм, подвижность и температура которых обеспечивают возврат жидкости из охлажденных (фронтальных) в более горячие (тыловые) участки магматической колонны. В таких системах продольная циркуляция магм может являться одним из главных механизмов, приводящих к неоднородности субгоризонтальных магматических колонн как по горизонтали, так и по вертикали, наряду с кристаллизационно-гравитационной дифференциацией, протекающей при подъеме и в конечных камерах внедрения магматических масс [2, 4].

Возможность проявления кристаллизационно-гравитационного и циркуляционного механизмов дифференциации зависит от состава и вязкости магм. Бессульфидные мафические ($MgO \leq 8\%$) и бессульфидные ультрамафические ($MgO > 33\%$) магмы менее склонны к кристаллизационно-гравитационной дифференциации, чем сульфидоносные мезомафические ($MgO 8-33\%$) из-за меньшего температурного и временного диапазонов их кристаллизации и соответственно более ограниченного пути перемещения фигуративной точки системы в объеме составной диаграммы.

В циркуляционном механизме дифференциации наибольшее значение имеет вязкость магматической системы. Для оценки вязкости и текучести магм, сформировавших интрузии Норильского района, привлечены данные, полученные при изучении лав современных вулканов и расплавов металлургических плавков. Так, базальтовая лава оз. Макаопухи (Гавайские острова), содержащая около 25 % кристаллического вещества и 2—5 % пузырьков газа, при температуре около 1200 °C имела вязкость около 50 Па·с, увеличивающуюся до 80 Па·с при снижении температуры до 1130 °C (Х. П. Шоу, 1968). Магма вулкана Вилларика (Чили) характеризовалась вязкостью $0,104 \cdot 10^{-4} - 0,18 \cdot 10^{-4}$ Па·с (Л. Касертано, Г. Луонго, 1968). Металлургические шлаки по вязкости классифицируются на жидкие (0,2—0,5 Па·с), средней вязкости (1—2 Па·с) и вязкие густые (> 5 Па·с), медленно вытекающие из печи (А. Д. Погорельский, 1971). На основании этих и ряда других данных можно считать, что продольная циркуляционная дифференциация магм осуществляется при вязкости 5 Па·с и менее.

Безрудные трапповые интрузии мафического состава ($Mg \leq 8\%$), широко развитые в Норильском районе и на прилегающих площадях, а также в других районах мира, не отличаются существенной дифференциацией ни в вертикальном, ни в горизонтальном направлениях, независимо от количества присутствующих в них протокристаллических фаз. Вероятно, причиной этого являются, с одной стороны, небольшие температурный и временной интервалы их кристаллизации, а с другой — относительно высокая (> 5 Па·с) вязкость магм, препятствующая продольному циркуляционному движению от горячих к холодным участкам магматической колонны.

Известные в районе слаборудоносные повышено-магнезиальные интрузии моронговского и нижнеталнахского типов, характеризующиеся относительно слабой дифференциацией в вертикальном разрезе, обладают признаками, свидетельствующими о внедрении их при нали-

ции большого количества протокристаллических (интрателлурических) фаз. Это, по-видимому, снизило подвижность магматического материала и послужило помехой для продольной циркуляции, а также для глубокой вертикальной дифференциации магматических тел. Возможно, при этом недоставало летучих компонентов, хотя данные по нижнеталнахским интрузиям говорят о их повышенном содержании. Не исключено, что некоторые массивы рассматриваемого типа являются фронтальными частями рудоносных интрузивных колонн. Их продолжение может иметь более дифференцированное строение и, следовательно, нести медно-никелевые руды.

Рудоносные интрузии норильского типа сформированы мезомафическими магмами ($MgO 10-15\%$), наиболее благоприятными для циркуляционной и кристаллизационно-гравитационной дифференциации из-за большого температурного и временного интервала их кристаллизации и высокой подвижности, связанной с наличием значительного количества сульфидной фракции и многих других летучих компонентов и флюидных фаз.

Зарождение рудоносных магм, вероятнее всего, происходило в пределах мантии вследствие постадийного (фракционного) плавления исходного сульфидосодержащего мантийного вещества (А. П. Лихачев, 1973). Вначале выплавлялись и выносились к земной поверхности бессульфидные мафические магмы ($MgO \leq 8\%$), формирующие базальтовые покровы и долеритовые силлы. Затем в расплав переходила сульфидоносная мезомафическая часть исходного материала ($MgO 10-15\%$), которая образовала сульфидоносные магмы и рудоносные интрузии. Промышленные медно-никелевые руды формировались в основном за счет нерастворимой в магме сульфидной жидкости, находящейся в магматическом расплаве в виде самостоятельной фракции на всем протяжении существования магмы — от ее зарождения до кристаллизации. Подъем тяжелой сульфидной жидкости менее плотным силикатным расплавом в пределы земной коры реализовался в результате диспергирования, обусловленного распадом сульфидной жидкости в окисно-силикатном расплаве и удержанием ее во взвешенном состоянии [1].

На вертикальном участке пути имели место конвективное (архимедовское) движение и кристаллизационно-гравитационная дифференциация магматического материала, способствующие накоплению протокристаллов плагиоклаза в головной части колонны и обогащению более глубоких горизонтов колонны магнием и хромом за счет опускания протовыделений оливина и хромита (рис. 2, а) [2, 4]. Одновременно перемещалась нерастворимая в окисно-силикатном расплаве сульфидная жидкость из верхних частей колонны в более глубокие, где в результате проявления эффекта диспергирования накапливалось (до 7—10 %) сульфидное вещество [2].

С переходом от вертикального к субгоризонтальному внедрению магматической колонны, как следует из экспериментальных данных, должна проявляться латеральная (паскалевская) циркуляция магмы (см. рис. 2, б), которая происходила на фоне продвижения магматической колонны в субгоризонтальном направлении. При этом по мере продвижения колонны увеличивалась длина циркуляционной ячейки. После окончательной остановки магма-

тической колонны и ее охлаждения в направлении от головных к тыловым частям длина ячеек постепенно сокращалась в том же направлении, вплоть до прекращения циркуляционного движения.

Циркуляционное движение расплава сопровождалось выносом породообразующих минералов и рудных компонентов из тыловых в головные части магматической колонны. Породообразующие минералы могли транспортироваться, как и в экспериментах, пузырьками газовой фазы и расплавом, находясь в нем во взвешенном состоянии. На первой стадии субгоризонтального движения в головную часть колонны прямым циркуляционным потоком магмы, движущимся по верхней части магматической колонны, выносились преимущественно протокристаллы плагиоклаза, выделившиеся на вертикальном участке пути ее движения (см. рис. 2, а, б). Большинство вынесенных кристаллов оставалось в головной части колонны до конца процесса внедрения интрузии, за счет которой образовались силлы лейкократового габбро и таксито-пойкилофитового габбродолерита [4]. Однако некоторая их часть увлекалась обратным потоком расплава, обогащаящим нижний слой магматической колонны протокристаллами плагиоклаза, оливина и пироксена, участвующими в образовании неоднородного по составу и строению такситового габбродолерита (см. рис. 2, б, в). При этом в результате быстрого охлаждения расплава на границе с вмещающими породами формировались верхние и нижние горизонты контактового габбродолерита.

После выноса основной массы протокристаллов плагиоклаза в головную часть субгоризонтально движущейся колонны происходили транспортировка и отсадка протокристаллов оливина и хромшпинелидов, выносимых из обогащенного магнием и хромом интервала магматической колонны, сформировавшегося на субвертикальном пути ее подъема (см. рис. 2, а). Обогащенная оливином и хромитом ультрамагматическая масса при движении накладывалась на ранее сформированный горизонт такситового габбродолерита и частично на участки лейкократового габбро и таксито-пойкилофитового габбродолерита (см. рис. 2, в), оставляя их в одном случае сверху, а в другом — внизу, и образуя горизонт пикритового габбродолерита.

Одновременно с оливином и хромшпинелидами, а также несколько позднее их выносились рудное вещество, транспортировка которого осуществлялась химическим и механическим способами. Химическая транспортировка производилась путем растворения рудных компонентов во флюидной фазе и окисно-силикатном расплаве, механическая — в форме сульфидных капель, захваченных газовыми пузырьками, и тонкораспыленных взвешенных частиц в расплавленной силикатной жидкости. В охлажденной части колонны газовые пузырьки разрушались. При этом сульфидные выделения оставались в силикатном расплаве, объединялись с диспергированными сульфидами, укрупнялись, а затем опускались в нижнюю часть субгоризонтальной магматической колонны и в подстилающие ее толщи с образованием вкрапленных и массивных руд.

Транспортирующая способность флюидной фазы и возможность накопления рудного вещества в головной части колонны определялись наличием флюидов во внедряющейся магматической системе и герметичностью послед-

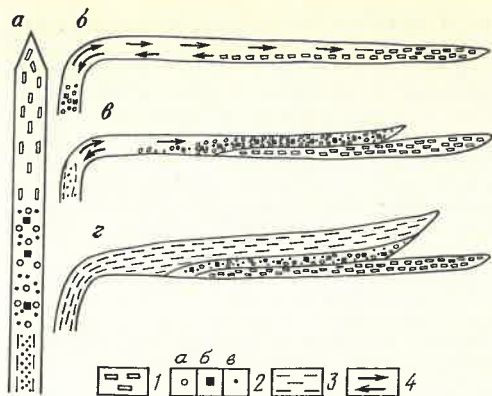


Рис. 2. Схема внедрения и дифференциации рудоносных магматических колонн норильского типа:

а — на вертикальном участке пути; стадии образования: б — лейкократового габбро, таксито-пойкилофитового, такситового и контактового габбродолеритов, в — пикритового и оливин-биотитового габбродолеритов, г — оливинового и безоливинового габбродолеритов и габбродиорита; 1 — протокристаллы плагиоклаза; 2 — интервал, обогащенный магнием, хромом и сульфидами (а — выделения оливина, б — хромита, в — сульфидов); 3 — слабосульфидоносный материал; 4 — направления движения магматической жидкости

ней, а также степени рудоносности магмы. При идеальной герметичности системы флюиды, освобожденные от рудного вещества в головной части колонны, должны были возвращаться в горячую (тыловую) зону, т. е. участвовать в циркуляции магматического расплава, выносить рудные компоненты из тыловых в передовые части, подобно тому, как это происходило в экспериментах [5]. В случае полной потери выносимых магмой флюидов возможность накопления рудного вещества в передовой части колонны уменьшается.

В рассматриваемых интрузиях флюиды, освобождаясь от рудного вещества в головной части колонны, по-видимому, в основном перемещались из магматической системы во вмещающую среду, вызывая ее изменение и возникновение мощных экзоконтактных ореолов. Некоторая их часть возвращалась в тыловую (горячую) зону и снова образовывала комплексные соединения с рудными компонентами, которые выносились затем в головную (холодную) зону. По мере распада комплексных соединений освобождаясь металлы соединялись с серой с образованием сульфидной жидкости, увеличивающей размер имеющихся в системе сульфидных капель и общее количество рудного вещества в головной части колонны.

Внедрение рудоносных интрузий завершалось поступлением из тыловых частей магматической колонны обедненного магнием, хромом и сульфидами магматического материала, за счет которого формировались горизонты оливинового и безоливинового габбродолерита, а также габбродиорита (см. рис. 2, г).

Продольная циркуляция внедряющейся магмы могла быть обусловлена одноподвижным движением интрузии, наряду с влиянием плотности магматической массы [7], осуществлять «вымывание» вмещающей среды из головной части магматической колонны и транспортировку обратным потоком «вымываемого» веще-

ства в тыловую часть. При этом освобождались пространство и путь для дальнейшего продвижения колонны в субгоризонтальном направлении и возникал эффект вставленности магматического тела во вмещающие породы. Перемещаемый в тыловую (горячую) часть колонны материал вмещающей среды в значительной мере усваивался магмой, изменяя ее состав. При этом мог происходить изотопный обмен серы магматических сульфидов и вмещающих пород.

Кроме рассмотренных, возможны и другие варианты дифференциации и внедрения сульфидоносных магм. Обогащенный рудным веществом, магнием и хромом дифференциат магматической колонны, образовавшийся на вертикальном участке ее подъема при внедрении в субгоризонтальном направлении, мог формировать не только горизонт пикритового габбродолерита интрузий норильского типа, но и самостоятельные повышенно-магнезиальные интрузивные тела. В головных частях таких интрузий не будет условий для циркуляции магмы из-за сравнительно быстрого их охлаждения, большого количества породообразующих минералов (оливина, пироксенов, плагиоклаза) и относительно высокой вязкости. Поэтому они должны быть представлены слабодифференцированными массивами повышенной магнезиальности. В остальной, более горячей части интрузии могла проявляться продольная циркуляция магматической жидкости, приводящая к накоплению рудного вещества и формированию залежей медно-никелевых руд.

К такому типу магматических образований в Норильском районе, вероятно, относятся Нижнефоккинская и другие повышенно-магнезиальные хромитоносные интрузии, которые могут являться головными частями сульфидоносных магматических колонн. На их продолжении в направлении погружения интрузива, как уже отмечалось, возможно нахождение промышленных залежей медно-никелевых руд. Ранее интрузии данного типа автором рассматривались как застрявшие в земной коре порции магм, сформировавших пикритовые базальты. Возможность эта сохраняется, но она дополняется рассмотренным вариантом принадлежности интрузий к рудоносной магматической системе, способной сформировать промышленные залежи медно-никелевых руд.

Повышенно-магнезиальные интрузии нижнеталнахского типа в предшествующих работах [2] представлялись как часть сульфидоносной магматической колонны, скопившей протокристаллы оливина, но потерявшей хромит и сульфидную жидкость, которые переместились на более глубокие уровни вертикальной магматической колонны. Поэтому интрузии данного типа также могут перейти в рудоносные массивы, где проявлялось продольное циркуляционное движение магмы, приводящее к концентрированию сульфидов.

В заключение можно сделать следующие выводы.

При образовании рудоносных интрузий норильского типа и связанных с ними медно-никелевых месторождений возможно проявление субгоризонтального циркуляционного движения магмы, обеспечивающего, наряду с кристаллизационно-гравитационной дифференциацией, скопление в головных частях магматических колонн протокристаллов плагиоклаза, участвующих в образовании лейкократового габбро и

такситового габбродолерита, оливина и хромита, формирующих горизонты пикритового и оливин-биотитового габбродолеритов, и рудных компонентов, обуславливающих промышленные залежи медно-никелевых сульфидов.

Привлечение механизма субгоризонтальной циркуляционной дифференциации магм позволяет объяснить особенности состава и строения рудоносных интрузий норильского типа: несоответствие мощностей дифференциатов, отсутствие связи между количеством рудного вещества и общей мощностью интрузива, резкие контакты между дифференциатами, обогащенные рудными компонентами головных частей интрузий и большие мощности экзоконтактных изменений вокруг них, наличие горизонта такситового габбродолерита, «вставленность» интрузий во вмещающие толщи, обедненность рудным веществом и слабая дифференцированность тыловых частей магматических колонн, обогащенность сульфидов тяжелым изотопом серы и др.

Известные в Норильском районе повышенно-магнезиальные интрузии моронговского и нижнеталнахского типов могут переходить в рудоносные массивы, представляющие промышленный интерес и потому заслуживающие постановки поисковых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Годлевский М. Н., Лихачев А. П. Условия зарождения и кристаллизации рудоносных магм, формирующих медно-никелевые месторождения//Основыные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, 1979. Т. 1. С. 109—118.
2. Годлевский М. Н., Лихачев А. П. Медно-никелевое рудообразование в Норильском районе//Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1983. Т. 1. С. 47—54.
3. Костровицкий С. И. Физические условия, гидравлика и кинематика заполнения кимберлитовых трубок. — Новосибирск: Наука, 1976.
4. Лихачев А. П. Роль лейкократового габбро в формировании норильских дифференцированных интрузий//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 10. С. 75—87.
5. Лихачев А. П. О переотложении рудогенных и петрогенных компонентов водными растворами//Геохимия. 1975. № 10. С. 1459—1474.
6. Лихачев А. П. О поведении химических элементов в магматических и гидротермальных процессах//Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1975. Вып. 6. С. 649—663.
7. Лихачев А. П. Связь формы и степени рудоносности интрузивных тел Норильского района//Оценка и критерии никеленосности магматических комплексов рудных районов. М., 1986. Вып. 209. С. 3—8. (Тр. ЦНИГРИ).
8. Поведение никеля при кристаллизации сульфидоносных базальтовых магм/В. В. Дистлер, Т. Л. Гроховская, И. П. Лапутина, Г. Н. Муравская//Геохимия процессов миграции рудных элементов. М., 1977. С. 53—67.
9. Соколов А. А. Не Архимед, а Паскаль!//Природа. 1986. № 7. С. 101—103.

Принята редколлегией 29 января 1990 г.



В декабре 1990 года исполнилось 80 лет со дня рождения и 60 лет производственной, педагогической и научной деятельности видного советского ученого в области геологии рудных месторождений, доктора геолого-минералогических наук, профессора, Заслуженного деятеля науки Узбекской ССР, Почетного разведчика недр СССР, участника Великой Отечественной войны, ветерана партии, научного консультанта Среднеазиатского института геологии и минерального сырья Курбана Латыповича Бабаева.

В 1936 г. К. Л. Бабаев окончил геологоразведочный факультет Среднеазиатского индустриального института. В самом начале творческого пути судьба сводит его с крупнейшим ученым и исследователем, академиком А. Е. Ферсманом, ставшим его научным и духовным наставником. Неоднократные встречи и совместные экспедиции открыли перед молодым геологом многогранный мир геологической науки.

К. Л. Бабаев, оставаясь верным учеником и последователем А. Е. Ферсмана, в значительной степени развил и обогатил его научную школу. Монография «Гранитные пегматиты Средней Азии» является продолжением и дополнением классического труда академика А. Е. Ферсмана «Пегматиты».

С конца 50-х годов К. Л. Бабаев занимается металлогеническими исследованиями Средней Азии. Под его непосредственным руководством и активном участии создана карта полезных ископаемых региона. На основании этой карты К. Л. Бабаевым разработаны принципы количественной характеристики геологических процессов, составлены схемы геологического районирования Средней Азии, с помощью которых построены металлогенические и прогнозные карты на важнейшие металлы (золото, вольфрам, олово и др.).

Курбан Латыпович создал общую и частную генетические классификации месторождений полезных ископаемых, имеющие большое теоретическое и практическое значение, причем особое внимание он уделяет проблеме классификации эндогенных месторождений. На высоком научном уровне им выполнены классификации эндогенных рудных месторождений, а также пегматитовых, золоторудных, оловянных месторождений и рудоносных метасоматитов.

В последние годы К. Л. Бабаев продуктивно занимается металлогенией золота Средней Азии, обобщает огромный фактический материал по золоторудным месторождениям Тянь-Шаня и Памира.

Особое место занимают написанные им в 1975 и 1980 гг. монографии по металлогении золота Средней Азии, в которых обоснован ряд принципиальных теоретических выводов, имеющих важное значение при освещении генетических типов золоторудных месторождений и приведена классификация этих месторождений. В результате обобщений выявлены перспективы рудоносности ряда геолого-структурных зон Тянь-Шаня и Памира, таких как Кураминская, Туркестанская, Гиссарская, Алайская, Киргизская, Каратауская и др.

Накопленный научный потенциал, большой практический опыт и знания профессор К. Л. Бабаев передает своим ученикам, многие из которых стали видными учеными, возглавляя крупные научные направления. Это А. М. Акрамходжаев, И. Х. Хамрабаев, Г. А. Мавлянов, Х. Н. Баймухамедов, А. Н. Султанходжаев, О. М. Борисов, Н. А. Кенисарин, К. А. Набиев, С. И. Ибадуллаев, И. М. Мирходжаев, А. В. Покровский, А. Хасанов, Х. Юсупов, Н. К. Кудайбергенова, З. Т. Тулепова и др.

Придерживаясь принципа — истинная наука рождается и развивается только в процессе целенаправленного, высококвалифицированного и объективного исследования, что она должна быть освобождена от всякого проявления субъективизма и корысти, профессор К. Л. Бабаев старается привить его и своим ученикам.

Как истинный ученый Курбан Латыпович считает, что просто теоретические исследования без их конкретного воплощения в практику не могут дать полной и эффективной отдачи. К. Л. Бабаев принимал непосредственное участие в создании горнорудной промышленности Узбекистана на базе вольфрамовых, золоторудных и других месторождений.

Профессор К. Л. Бабаев был делегатом и докладчиком на Международных геологических конгрессах: XXI в 1956 г. в Мексике, XXII 1964 г. в Индии и XXVII в 1989 г. в Москве. На сессии МГК в 1964 г. избран председателем секции по проблеме пегматитов, в 1982 г. — действительным членом Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. В программу восьмого симпозиума этой ассоциации, который состоялся в 1990 г. в Канаде, был включен его доклад.

К. Л. Бабаев — крупный организатор научно-исследовательских работ в республике. В течение десяти лет (1947—1957 гг.) он руководит Институтом геологии АН УзССР, а в 1957 г. основывает и возглавляет Среднеазиатский институт геологии и минерального сырья, ставший впоследствии крупным, многоотраслевым центром геологической науки региона.

К. Л. Бабаеву принадлежит авторство 200 научных трудов, 150 из которых опубликованы, в том числе 3 монографии.

К. Л. Бабаев, является членом специализированных ученых советов, различных научных обществ. Он неоднократно избирался депутатом Ленинского районного Совета народных депутатов г. Ташкента.

Курбан Латыпович Бабаев удостоен правительственных наград Советского Союза и Узбекской ССР.

**Дальневосточный институт
минерального сырья,
производственные геологические
объединения „Камчатгеология“,
„Сахалингеология“, „Приморгеология“,
„Дальгеология“, „Таежгеология“
объявляют о создании многоцелевой
АССОЦИАЦИИ „ДАЛЬНЕДРА“**

ЭТО ШЕСТЬ КРУПНЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ,
ВЕДУЩИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
НА ПЛОЩАДИ ПОЧТИ 2 МЛН. КМ²
НА КАМЧАТКЕ, САХАЛИНЕ
И КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ,
В АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ,
ПРИМОРСКОМ И ХАБАРОВСКОМ
КРАЯХ

Ассоциация «ДАЛЬНЕДРА» это

информация о необходимых Вам полезных
ископаемых, о комплексном и рациональном
использовании недр Дальнего Востока

оперативное проведение геологоразведочных
работ на все виды полезных ископаемых в Во-
сточноазиатско-Тихоокеанском регионе

организация совместных предприятий по до-
быче полезных ископаемых

решение конкретных экологических проблем

репрезентация интересов советских и зару-
бежных компаний, реклама их деятельности в
области использования минерального сырья

туризм, посещение памятников природы, ме-
сторождений полезных ископаемых в различ-
ных районах советского Дальнего Востока

Ассоциация «ДАЛЬНЕДРА» — это доверие,
обоюдная заинтересованность и обоюдная вы-
года

Ассоциация «ДАЛЬНЕДРА» имеет возмож-
ность расширить виды деятельности и услуг и
приложит максимум усилий для предоставле-

ния партнерам больших возможностей для ра-
боты в нашей стране и за рубежом.

Ассоциация «ДАЛЬНЕДРА» предлагает:

производство геологоразведочных работ в
районах Восточноазиатско-Тихоокеанского ре-
гиона с оценкой перспектив территорий на раз-
личные полезные ископаемые на основе комп-
лекса геолого-геофизических исследований

новую технологию дистанционных гравимет-
рических съемок в условиях труднодоступной
местности, реализуемую в беспосадочном вер-
толетном варианте с использованием спускае-
мого аппаратурного комплекса, готова выпол-
нить гравиметрические исследования в горной,
интенсивно залесенной и заболоченной местно-
сти, а также на шельфе с высоким качеством и
в сжатые сроки

услуги по бурению глубоких скважин для
эксплуатации нефтяных и газовых месторожде-
ний, захоронения промышленных стоков, уст-
ройства вентиляционных шахт

услуги по разведке месторождений пресных
и минеральных вод, месторождений парогид-
ротерм для строительства электростанций

геологические карты масштабов 1 : 2 500 000—
1 : 500 000 острова Сахалин, Курильских ост-
ровов, Амурской области, Приморского и Ха-
баровского краев

геологические карты масштаба 1 : 200 000 по
листам международной разграфки и объясни-
тельные записки к ним

услуги по выявлению гербицидов, пестици-
дов, тяжелых металлов и источников ионизи-
рующего излучения, вредно влияющих на ок-
ружающую среду

Наш адрес: 680649, г. Хабаровск, ГСП ул. Льва Толстого, 8
Телефон 33-13-79, телекс 141184, Вигіа

**Far East Institute of Raw Materials,
Geological Ob'edineniya
„Kamchatgeologia“, „Sakhalingeologia“,
„Primorgeologia“, „Dal'geologia“,
and „Taezhgeologia“
announce the establishment
of multi-purpos
ASSOCIATION „DAL'NEDRA“**

INCORPORATES SIX LARGE
ESTABLISHMENTS
CARRYING OUT GEOLOGICAL
INVESTIGATIONS OVER
AN AREA OF NEARLY 2 MILLION
SQUARE KILOMETERS ON
KAMCHATKA, SAKHALIN AND KURIL
ISLANDS, IN AMURSKAYA OBLAST',
PRIMORSKIY KRAY, AND KHABAROVSKIY
KRAY.

Association „DAL'NEDRA“

•
provides you with all the information you
need on minerals, integral and efficient utili-
zation of mineral resources in the Far East

•
able of carrying out efficient geological
prospecting and exploration in the East Asi-
an—Pacific region

•
a joint venture for production of minerals

•
an establishment capable of solving specific
ecological problems

•
represents also the interests of Soviet and
foreign companies, advertises their activities in
the field of utilization of mineral resources

•
offers tours, sightseeing of natural monu-
ments and mineral deposits in various regions
of the Soviet Far East.

•
Association „DAL'NEDRA“ is a confidence,
mutual interest and profit.

•
Association „DAL'NEDRA“ has an opportuni-
ty of extending its activities and services and

will do its best to provide the partners with
greater facilities to work in our country and
abroad.

•
Association „DAL'NEDRA“ offers

•
to implement geological exploration through-
out the East Asian—Pacific region for the
purpose of estimation of prospects of the ter-
ritories for various minerals on the basis of
integral geological and geophysical studies

•
a new technology of remote gravity surveys
over the landscape difficult of access by means
of helicopters with no landing through the re-
lease of an instrument set. The Association is
ready to make gravity measurements over mo-
untain regions intensively covered with forests.
as well as to carry out offshore operations of
a high quality within a short time, it offers

•
services in drilling deep boreholes for oil
and gas production, burying industrial waste,
and constructing ventilating shafts

•
services in prospecting fresh and mineral
groundwater pools, steam hydrothermae pools.
for the purpose of constructing electric power
stations

•
geological maps on scales of 1:2 500 000 to
1:500 000 of Island Sakhalin, Amurskaya ob-
last', Primorskiy kray, and Khabarovskiy kray

•
geological maps on a scale of 1:200 000 ba-
sed on International sheet division as well as
explanatory descriptions to them

•
services in revealing herbicides, pesticides,
heavy metals, and radiation sources disastro-
us to the environments.

IF INTERESTED, YOU MAY OBTAIN DETAILED INFORMATION
FROM HERMAN USANOV, DIRECTOR, ADDRESS:
680649, KHABAROVSK, GSP, LEV TOLSTOY STREET, 8,
TELEPHONE 33-13-79,, TELEX 141184, BURIA

Contents

At the Board of the Ministry of Geology of the USSR	3	structures over the Caucasus territory through the use of space imageries	46
ENERGY RESOURCES			
<i>Botneva T. A., Nechaeva O. L., Greizer E. M.</i>		<i>Borisov S. O.</i>	
Geochemical features and prediction of the composition of hydrocarbon fluids in subsalt sediments occurring in the Lena—Tungusskaya oil and gas province	5	Chatkal'skiy megaoverthrust	51
<i>Kurilyuk L. V., Vakarchuk G. I., Slobodyan V. P., Khmel F. F.</i>		MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY	
Paleozoic halogen formations	15	<i>Ledneva V. P., Belyakov L. P., Ryabchenko A. A., Yakushkina L. M.</i>	
METALS AND NON-METALS			
<i>Zakharevich K. V., Zakharevich A. A., Volchenkova T. A.</i>		The Erbeiekskaya differentiated intrusion in the Viluy basin	58
Magmatogene-hydrothermal system in Kyzylkumy	22	<i>Khitrinov A. T., Kumin E. A., Yudin V. T.</i>	
<i>Shmariovich E. M., Vasil'eva E. G., Yashunskiy Yu. V., Krichevets G. N.</i>		Mesozoic magmatic formations in the Sutam river basin	68
Effect of reduction of the pH medium when formational oxidation of pyrite-bearing rocks occurs and its ore-formation value	29	GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE	
<i>Avetisov G. P., Guseva Yu. B.</i>			
Depth structure of the Lena delta region, based on seismic records			
73			
SCIENTIFIC FINDINGS AND INVENTIONS			
<i>Voskresenskaya I. E., Tyminskiy G. A.</i>			
On new findings in the field of crystallographic sciences			
81			
DISCUSSIONS			
<i>Naidenov V. M., Nezhin Yu. Sh., Bochkarev A. V., Ershovskiy V. G.</i>			
On the manifestation of centrifugal effects caused by the Earth's revolution			
85			
<i>Likhachev A. P.</i>			
Injection and formation of the Noril'sk type ore-bearing intrusions			
88			
The 80-th anniversary of Kurban Latypovich Babaev			
93			
STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY			
<i>Minaeva M. A.</i>			
Cambrian sections types and sedimentation environments in the Anabar region	36		
REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS			
<i>Zhdanov S. M., Nechaev Yu. V., Favorskaya M. A.</i>			
Identification of transorecontrolling			

Хотите хорошую графическую продукцию —
обращайтесь в Казанское производственное объединение «Терминал»

ТЕРМИНАЛ

вычерчивание многоцветной графической информации (конструкторская документация, графики, диаграммы), поступающей по интерфейсу RS-232C (Стык-С2) от ЭВМ и ПЭВМ с системой команд HP-GL

внешнее тестовое программное обеспечение функционального контроля, обеспечивающее проверку всех команд HP-GL формата A0 и вычерчивание информации автономно и в составе ЭВМ

встроенные средства самодиагностики неисправностей ОЗУ, ПЗУ интерфейса RS-232C, приводов X и Y, инструментальной головки и механизма фиксации кассет

соответствие образцам фирмы Hewlett-Packard (США) и других инофирм

Ориентировочная стоимость
45 тыс. руб.

ГРАФОПОСТРОИТЕЛЬ РУЛОННОГО ТИПА ЭМ-7061

ТЕХНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Рабочее поле записи А0, А1
(формат)

Максимальная скорость
вычерчивания в зависи-
мости от типа пишущего
устройства (ПУ)

рапидограф не менее 200 мм/с

фломастер не менее 500 мм/с

шариковое с избыточ-
ным давлением не менее 700 мм/с

Максимальная скорость не менее 900 мм/с
перемещения ПУ и бу-
маги

Максимальное ускорение 30 м/с²
при вычерчивании орто-
гональных отрезков по
каждой оси координат

Статическая погреш- не более $\pm 0,25$ мм
ность

Динамическая погреш-
ность

при максимальном ус- $\pm 0,15$ мм
корении

при ускорении до $\pm 0,1$ мм
10 м/с²

Повторяемость при вы-
черчивании

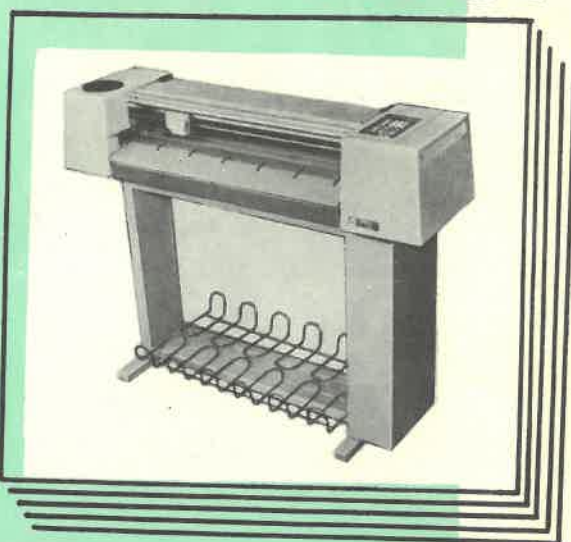
без смены ПУ $\pm 0,15$ мм

со сменой ПУ не более $\pm 0,25$ мм

Количество ПУ 8

Минимальный програм- 0,025 мм
мируемый шаг

Носители информации — 0,05—0,1 мм
пленка ПТЭФ, чертеж-
ная бумага, S



Потребляемая мощность 200 Вт

Питание от сети пере-
менного тока

напряжение 220^{+22}_{-33} В

частота 50 ± 1 Гц

Габаритные размеры $1365 \times 480 \times$
 $\times 1120$ мм

Масса 80 кг

Наш адрес: 420062, г. Казань, 62, ул. Халитова, 2.

Телефоны: по вопросам приобретения — 76-22-33, 76-12-73,

76-11-82; по техническим вопросам — 76-22-83, 76-22-63

1 р. 60 к.

Индекс 70824

ISSN 0038-5069. СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1991. № 4. 1-96.