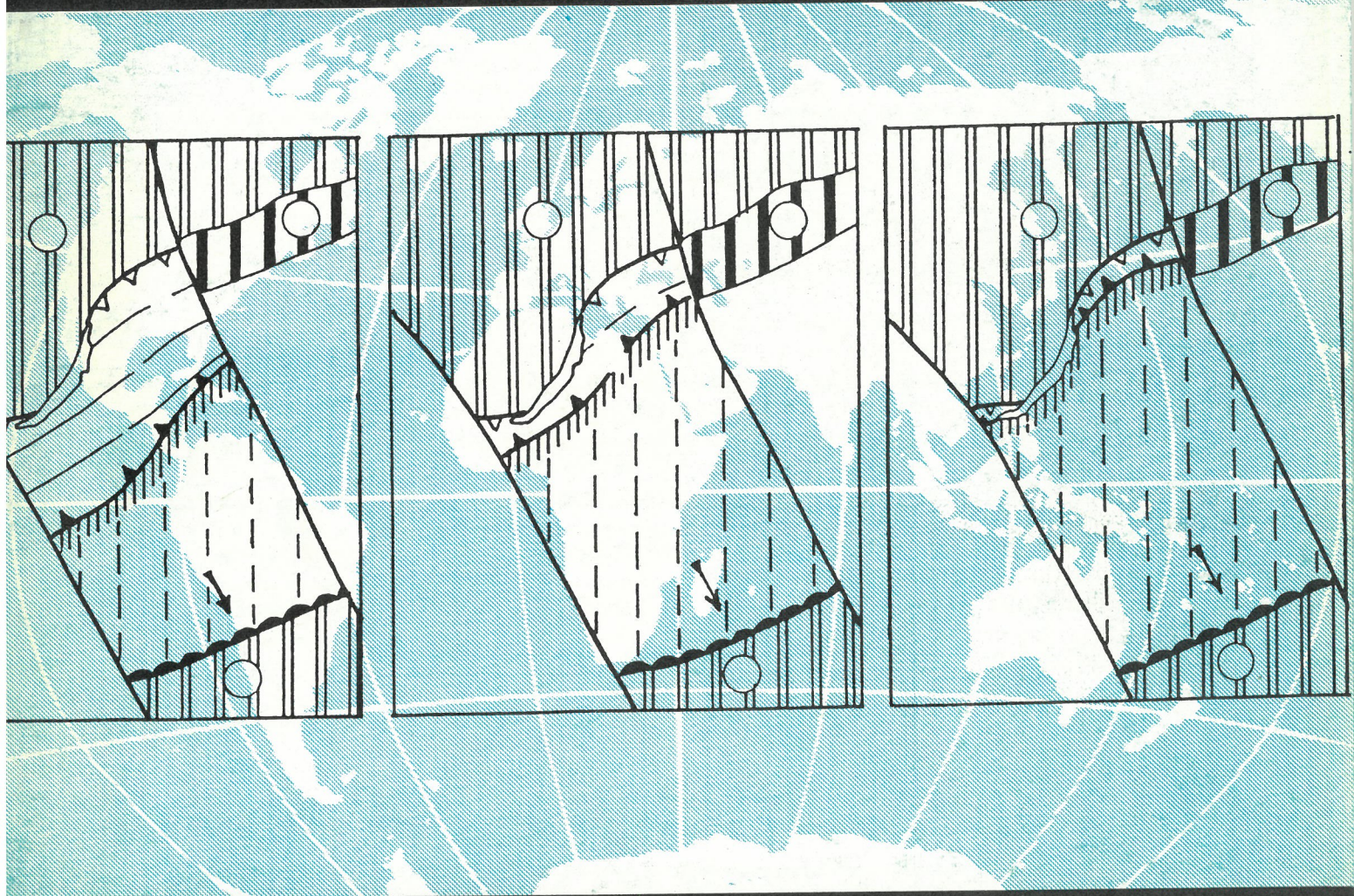


Отечественная ГЕОЛОГИЯ



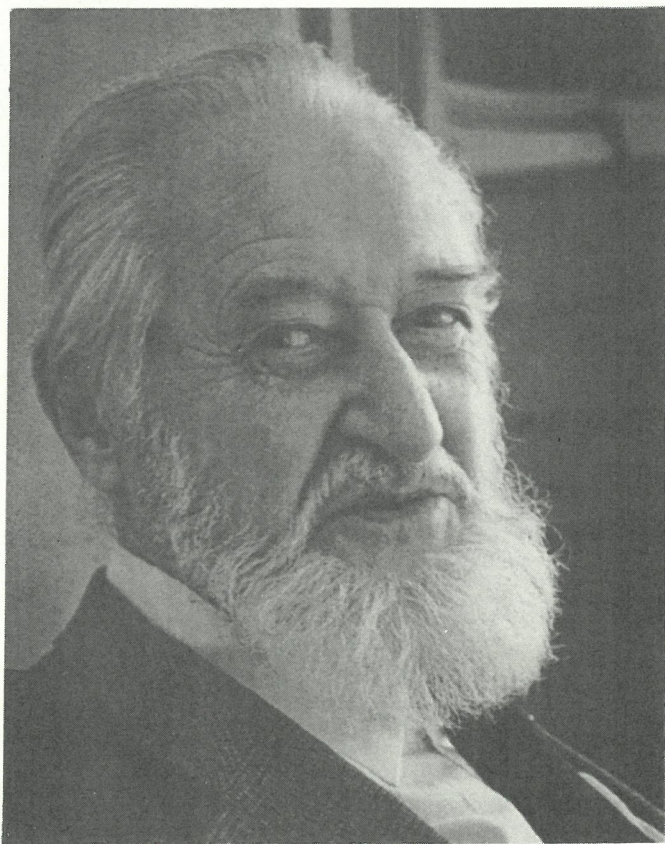
6/1997

ПРИРОДНЫЕ И ЭКОНОМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

РУДОНОСНОСТЬ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

МОНГОЛО-ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ ГЕОБЛОК

90-летие Георгия Павловича Воляровича



Известному геологу России, выдающемуся организатору геологической науки, золотоискателю Георгию Павловичу Воляровичу исполнилось 90 лет.

По окончании в 1930 г. Ленинградского горного института Г.П.Волярович работал начальником поисковых и геолого-съёмочных партий Дальневосточного геолуправления, а с 1935 г. — старшим научным сотрудником Дальневосточного филиала АН СССР.

Г.П.Волярович — один из первых отечественных геологов, начавших исследования по металлогении золота и цветных металлов, в первую очередь на Дальнем Востоке. В этом регионе в результате проведенных им поисковых работ были открыты месторождения свинца, цинка, золота и олова, в т.ч. группа оловорудных месторождений Кавалеровского (Лифудзинского) района. Открытие и исследование оловорудных месторождений на Дальнем Востоке, имеющих большое народнохозяйственное значение, в 1946 г. было отмечено присуждением Г.П.Воляровичу Государственной премии СССР.

Организованные Георгием Павловичем исследования золотоносности некоторых районов юга Дальнего Востока привели к открытию россыпных месторождений золота, а впоследствии и Токурского золоторудного месторождения.

Руководя с 1941 г. отделом перспективных разведок треста «Золоторазведка», Г.П.Волярович активно развивал проблемы металлогенического исследо-

вания, уделяя основное внимание изучению золоторудных районов и обобщению материалов по золотоносности страны, что привело к составлению «Карты золотоносных районов СССР», на которой были выделены перспективные площади, где впоследствии были открыты новые месторождения золота.

Работая в НИГРИзолото (впоследствии ЦНИГРИ) руководителем Геологического сектора и Поискового отдела, Г.П.Волярович составил первую «Карту золотоносности и платиноносности СССР м-ба 1:1 000 000». За эту работу ему в 1950 г. была присуждена вторая Государственная премия СССР.

В последующие годы Георгий Павлович занимался изучением закономерностей размещения золотоносных районов. По его инициативе со второй половины 60-х годов были развернуты поиски золотых и золото-серебряных месторождений в областях мезозойско-кайнозойского вулканизма на востоке страны. Его рекомендации по развитию геологоразведочных работ на рудное золото в этих районах привели к открытию крупных и богатых месторождений золота и серебра в Приамурье и Примагданье, на Чукотке и Камчатке. С 1971 г. Г.П.Волярович — заместитель директора ЦНИГРИ по научной работе. Он руководил крупными исследованиями по геологии и металлогении благородных металлов важнейших регионов страны, в качестве куратора Мингео СССР по золоту координировал деятельность научно-исследовательских и производственных организаций.

По инициативе Г.П.Воляровича и под его руководством подготовлены и изданы методические руководства и инструкции, которые широко используются в практике геологоразведочной службы; он автор более 200 научных работ. Особое внимание Г.П.Волярович уделяет подготовке научных кадров: более 50 специалистов — его учеников стали докторами и кандидатами наук.

Г.П.Волярович — автор научно-популярных и мемуарных книг, брошюр и статей, среди которых наиболее широко известны «Цветные камни Подмосковья» и «Наука — золоту», отражающие широту диапазона его творческих интересов.

Следует особо отметить неиссякаемый оптимизм Георгия Павловича, его доброжелательность и объективность.

Г.П.Волярович — доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки и техники Российской Федерации, почетный академик Международной Академии минеральных ресурсов.

Отмечая неоценимый вклад Г.П.Воляровича в развитие отечественной науки и открытие месторождений благородных металлов, развитие золотодобычи в стране, Коллегия Министерства природных ресурсов РФ, Ученый совет ЦНИГРИ, редколлегия журнала, многие его друзья, последователи и ученики сердечно поздравляют Георгия Павловича с юбилеем и желают ему доброго здоровья.

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

6/1997

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **А. И. Кривцов**

Бюро: *И. Ф. Глузов, Р. В. Добровольская* (зам. главного редактора),
В. А. Ерхов, В. И. Казанский, А. А. Кременецкий, Г. А. Машковцев,
Н. В. Милетенко, Л. В. Оганесян (зам. главного редактора), *М. В. Ро-*
гачева (отв. секретарь), *А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин* (зам. главного ре-
дактора), *Б. А. Соколов, В. И. Старостин, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов*
(председатель редсовета)

Редсовет: *А. Н. Барышев, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников,*
И. С. Грамберг, А. Н. Еремеев, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан,
М. М. Константинов, Т. Н. Корень, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межелов-
ский, И. Ф. Мигачев, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович,
В. С. Сурков, В. А. Ярмолук

ОРГАНИЗАЦИЯ, УПРАВЛЕНИЕ, ЭКОНОМИКА, НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

Неженский И.А.

Взаимосвязь природных и экономических характеристик
минерального сырья

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

Буренков Э.К., Морозова И.А., Гуляева Н.Г., Головин А.А.

Ландшафтная информация в решении задач регионального
многоцелевого геохимического картирования

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Соколов А.С., Фролов А.А.

Историко-геологические взаимоотношения апатитов и
фосфоритов

Прудников С.Г.

Условия образования и закономерности размещения рос-
сыпей Харальского золотоносного района

Илупин И.П.

Своеобразие кимберлитовой трубки Обнаженная и Куой-
ского поля

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Афанасьев Г.В.

Монголо-Забайкальский геоблок: дрейф континентальной
плиты в рифее-палеозое и его последствия

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Жабин А.Г.

Рудоподготовительные процессы в черносланцевых осадоч-
ных формациях

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Масляев Г.А.

Геологическая природа геофизических аномалий Балтий-
ского щита

75-летие Игоря Сергеевича Грамберга

К 300-ЛЕТИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ РОССИИ

О чем писал наш журнал

Редакция: *Р.В.Добровольская, Г.В.Вавилова, М.В.Рогачева*
Компьютерный набор *В.К.Комарова*
Верстка и оригинал-макет *А.Н.Щендригин*

Сдано в набор 05.05.97. Подписано в печать 22.05.97. Формат 60 × 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296.
Телефон: 315-28-47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием «Поликарт»

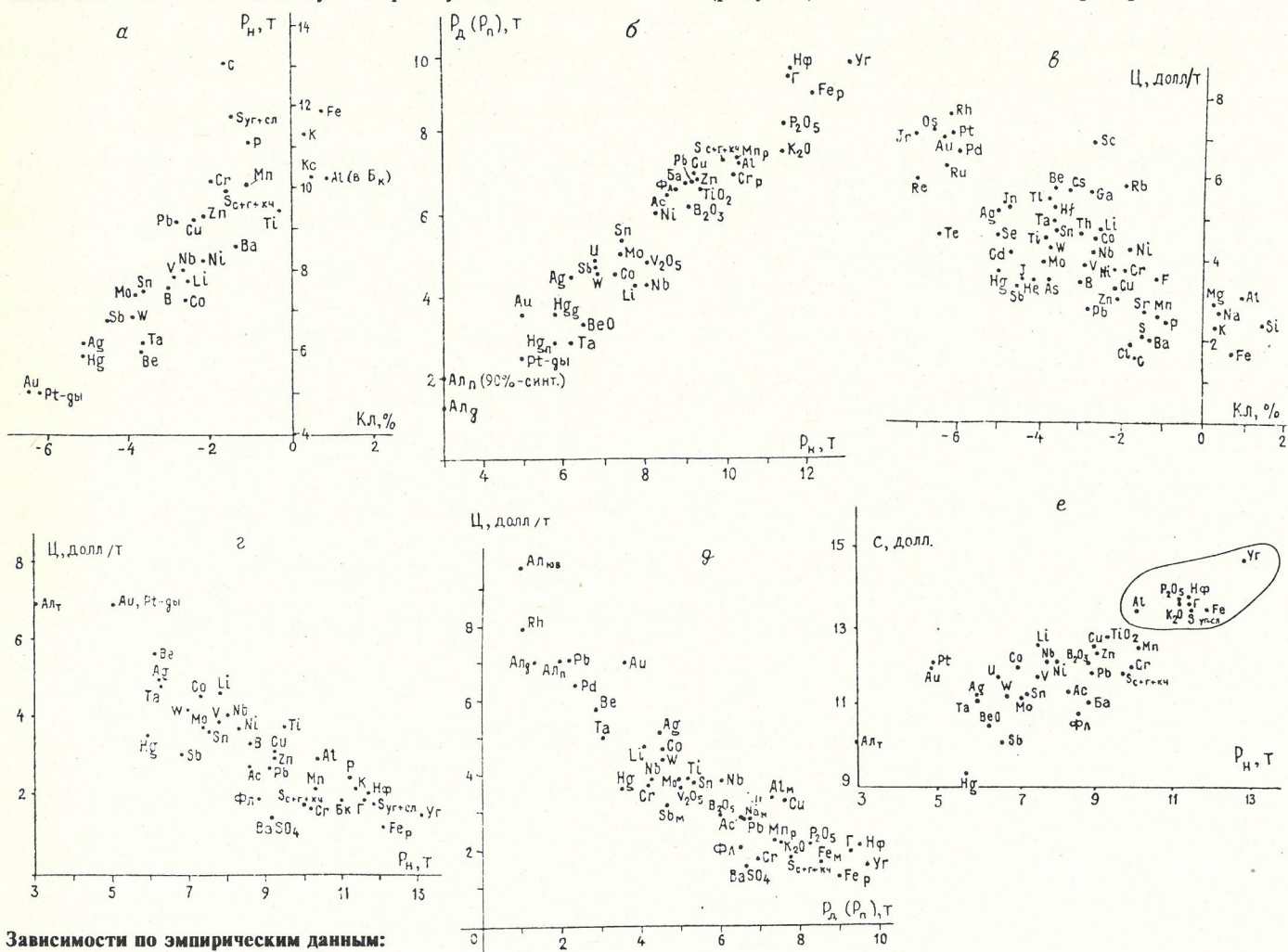
Взаимосвязь природных и экономических характеристик минерального сырья

И.А.НЕЖЕНСКИЙ (ВСЕГЕИ)

Данная проблема неоднократно обсуждалась [1—11 и др.]. Были попытки описания на теоретической или эмпирической основе взаимосвязей таких характеристик, как кларки элементов в земной коре, физико-химические свойства атомов элементов, промышленные концентрации элементов, запасы элементов в месторождениях полезных ископаемых, масса элементов в земной коре, начальные промышленные ресурсы, цены на минеральное сырье. Действительно, взаимосвязь этих характеристик, к которым можно добавить еще и годовую добычу (годовое потребление) полезных ископаемых, общую стоимость минерального сырья и т.д., очень интересна и не всегда "очевидна". При этом, если физико-химические характеристики элементов можно считать более или менее установленными и не подвергающимися существенной корректировке во времени, то экономические данные постоянно уточняются. Поэтому назрела необходимость представить современную, максимально обоснованную картину взаимосвязей

между основными природными и экономическими характеристиками минерального сырья: начальными мировыми ресурсами P_n и кларками элементов K_l , годовой добычей (годовым потреблением) минерального сырья P_d , P_n и начальными мировыми ресурсами, ценой на минеральное сырье C и кларками, ценой и начальными мировыми ресурсами, ценой и годовой добычей (потреблением), валовой стоимостью минерального сырья S и начальными (текущими) мировыми ресурсами. Последние опубликованные данные по мировым ресурсам минерального сырья, его добыче, потреблению и т.п. относятся к началу 1993 г. [12]. Соответственно все остальные необходимые составляющие проводимого анализа брались максимально приближенными к этому времени (кларки — по работе [13], цены — по работе [14]).

Для наглядного отображения соответствующих связей по эмпирическим данным были построены графики (рисунок). Учитывая большой разброс значений



Зависимости по эмпирическим данным:

a — между начальными промышленными мировыми ресурсами минерального сырья P_n и кларками элементов K_j ; b — годовой добычей P_d и годовым потреблением P_n минерального сырья и его начальными промышленными мировыми ресурсами P_n ; c — ценами на минеральное сырье C и кларками элементов; d — ценами на минеральное сырье C и его начальными промышленными мировыми ресурсами P_n ; e — ценами на минеральное сырье C и его годовой добычей P_d или потреблением P_n ; f — общей стоимостью минерального сырья S и его начальными промышленными ресурсами P_n .

Кларки химических элементов, мировые промышленные ресурсы минерального сырья и коэффициенты, характеризующие соотношения между ними

Химический элемент	Среднее содержание в земной коре, кларк, % [13]	Мировые начальные ресурсы элемента в месторождениях P_n , т [12]	a в уравнении $P_n = a + K_l$	$K = P_n/K_l$, 10^{10} т	K , 10^{10} т [6]
Алюминий	8,07	$2,1 \cdot 10^{10}$ (в бокситах)	9,4	0,26	0,1
Титан	$5,3 \cdot 10^{-1}$	$1,9 \cdot 10^9$	9,8	0,35	0,1
Бериллий	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^6$	9,8	0,6	0,06
Тантал	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^6$	9,8	0,7	0,2
Кобальт	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^7$	9,8	0,91	0,2
Барий	$4,7 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^8$	10	0,94	0,2
Литий	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^7$	10,5	2,6	0,3
Никель	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^8$	10,5	2,7	0,9
Ниобий	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^8$	10,8	4,8	0,9
Ванадий	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^7$	10,8	5,2	0,25
Вольфрам	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$8,8 \cdot 10^6$	10,8	6,3	1
Ртуть	$7,2 \cdot 10^{-6}$	$7,1 \cdot 10^5$	11	10	9,6
Калий	2,13	$2,4 \cdot 10^{11}$	11	11	2,2
Марганец	$9,0 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{10}$	11,2	12	7,5
Олово	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^7$	11,3	14	6,8
Железо	5,33	$9,0 \cdot 10^{11}$	11,3	17	8
Платина	$5,7 \cdot 10^{-7}$	$1,0 \cdot 10^5$	11,3	19	0,2
Молибден	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^7$	11,3	19	5
Серебро	$7,3 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^6$	11,3	20	6,6
Сурьма	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$6,5 \cdot 10^6$	11,3	22	4
Золото	$3,5 \cdot 10^{-7}$	$9,4 \cdot 10^4$	11,5	27	31,4
Цинк	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^9$	11,5	28	2,4
Сера	$3,3 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{10}$ (с+г+кч)	11,6	30	5,4
Медь	$5,3 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^9$	11,7	34	7,2
Хром	$9,3 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^9$	12,2	60	5,4
Свинец	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^9$	12,2	110	7
Фосфор	$1,0 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{11}$	12,2	150	7,2
Сера	$3,3 \cdot 10^{-2}$	$6,0 \cdot 10^{11}$ (уг+сл)	13,3	1800	—
Углерод	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{13}$ (уг)	14,8	70 000	—

всех характеристик, при построении графиков был выбран логарифмический масштаб. Интуитивно ясно, что связи между ценами и начальными ресурсами, ценами и добычей (потреблением), ценами и кларками должны быть обратными, а между начальными ресурсами и кларками, добычей (потреблением) и начальными ресурсами (менее очевидно), валовой стоимостью мировых ресурсов и их количеством в недрах (еще менее очевидно, поскольку малораспространенные виды сырья стоят дороже) — прямыми. Поэтому логичной представляется форма аппроксимации для обратных связей в виде уравнения $y = a - x$, для прямых связей — $y = a + x$ и $y = x - a$. Эти уравнения применимы для всех видов минерального сырья, однако величина a в каждом уравнении для разных видов сырья различна. Приведем значения параметра a для шести уравнений (см. рисунок).

(1) $\lg P_n = a + \lg K_l$ (см. рисунок, а); a 9,4 для Al в бокситах; 9,8 — Ti, Be, Ta, Co; 10 — Ba; 10,5 — Li, Ni; 10,8 — Nb, V, B, W; 11 — Hg, K; 11,3 — Mn, Fe, Sn, Pt, Mo, Ag, Sb; 11,5 — Au, Zn; 11,6 для $S_{c+г+кч}$; 11,7 — Cu; 12,2 — Cr, Pb, P; 13,3 — $S_{уг+сл}$; 14,8 — C_{уг};

(2) $\lg P_d(P_n) = \lg P_n - a$ (см. рисунок, б); a 1,2 для Алп; 1,6 — Au; 1,9 — Ag, Алд; 2,2 — U; 2,3 — Hф, Sb, Sn, Фл; 2,5 — Mo, Г, Hg, Cu, Ni, W, Pb; 2,8 — Pt, Zn, $S_{c+г+кч}$; 3 — Co, TiO₂; 3,2 — Mn_р, B₂O₃; 3,4 — Al, V₂O₅; 3,5 — Fe, Cr_р, P₂O₅, BeO, Ta; 3,8 — Yr, Li; 4 — Nb; 4,2 — K₂O;

(3) $\lg \Pi = a - \lg K_l$ (см. рисунок, в); a — 1,9 для Те; -1,3 — Sb, Hg; -0,9 — Re, J; -0,7 — Cd, He, Br; -0,5 — Se; -0,3 — Au; 0,1 — Jr, Ru, Ag, Mo, Cl, Pb, C_{уг}; 0,5 — S; 0,6 — Os, Au, Pd, Jn, Ti, W, B, Ba; 0,9 — Pt, Zn; 1,1 — Sn, V, Cu; 1,2 — Sr, U, Rh, Ta; 1,5 — P, Mn; 1,7 — Ge, Hf, Ni, Th, Nb; 2,2 — Be, Co; 2,5 — Fe, F, Cs, Zr, Li; 2,6 — K; 3 — Na, Ga; 3,2 — Mg; 3,6 — Ti; 3,8 — Rb, Al, Si; 4,2 — Sc;

(4) $\lg \Pi = a - \lg P_n$ (см. рисунок, г); a 9,2 для Hg; 9,9

— Sb, Ал_т; 10,6 — Ba; 10,8 — Фл; 10,9 — Ta; 11 — Ag, Mo, W, Sn; 11,2 — Ac; 11,7 — $S_{c+г+кч}$; 11,8 — Cr, Pb, Co, Be, Au, Pt, V; 12 — B, Ni, Nb; 12,2 — Zn; 12,5 — Mn, Li, Cu; 13,5 — Fe_р, $S_{уг+сл}$, Г, Hф, K, P, Al, Ti; 14,5 — Yr;

(5) $\lg \Pi = a - \lg P_d(P_n)$ (см. рисунок, д); a 7 для Hg, U; 7,6 — Cr_м, Sb; 8 — Ba, Nb, Ал_д, Ta; 8,5 — Cr_р, B₂O₃, Sn, Mg, Ti, Фл, W, Li, Be, Pd, Ал_п, Rh, V₂O₅; 9 — Co; 9,5 — Mn_р, Mn_м, K₂O, Ag, $S_{c+г+кч}$, Pb; 10 — Fe_р, Fe_м, Zn, Ni; 10,3 — P₂O₅; 10,5 — Al, Au, Ал_{юв}; 10,8 — Cu; 11,2 — Г, Yr; 11,5 — Hф;

(6) $\lg C = a + \lg P_n$ (см. рисунок, е); a 1,2 для Fe; 1,5 — Yr; 1,8 — Cr, $S_{c+г+кч}$, $S_{уг+сл}$; 2 — Hф, Mn, Ba, Фл, Г; 2,1 — P₂O₅, K₂O; 2,7 — Ac, Pb; 3 — Zn, Al; 3,2 — Hg, Sb, Cu; 3,8 — Ni, Ti, Mo, Sn; 4 — BeO, V; 4,1 — W, Nb; 4,7 — Co, Li; 5 — Ag, U, Ta; 6,9 — Au; 7 — Ал_т, Pt.

Анализ приведенных уравнений представляет собой самостоятельную задачу и может идти по разным направлениям. Отметим, например, следующее. Зависимость начальных ресурсов полезных ископаемых (на глубинах, доступных для их эксплуатации) от кларков соответствующих элементов в земной коре обычно описывалась уравнением типа $P_n = K K_l$ [1, 2, 6—11 и др.], где K — коэффициент пропорциональности, усредненный или имеющий значения для каждого элемента или групп элементов. По нашим данным, можно также, причем более обоснованно, рассчитать значения K как $K = P_n/K_l$, а затем сравнить с данными других исследователей, например, Л.Н.Овчинникова [6] (таблица). Интересно отметить, что рассчитанные нами значения K и a в первом уравнении полностью коррелируются между собой и в значительной мере с данными работы [6], однако иногда с существенными уточнениями, поскольку нами учитывались более полные и точные данные по состоянию на начало 1993 г. [12].

К интересным результатам приводит анализ описываемой в уравнении (6) зависимости между валовой

потенциальной стоимостью ресурсов минерального сырья в недрах С и их количеством R_n . Подавляющая часть валовой стоимости минерального сырья приходится на несколько его видов, при этом большая — на угли. На рисунке, *e* выделены виды сырья, суммарная стоимость которых составляет 96 % общей стоимости. Последняя равна примерно 900 трлн. долл. В целом стоимостной ряд полезных ископаемых (в %) для мира в целом имеет следующий вид: уголь — 62,3; нефть — 7,2; фосфатные руды — 5,7; газ — 4,7*; сера — 4,7, калийные соли — 4,4 в пересчете на K_2O ; железные руды — 3,3; бокситы — 3; пигментный диоксид титана и титан — 0,7 и т.д. Кстати, из общей стоимости минерального сырья на долю России приходится порядка 260 трлн. долл. (29 %). Это — валовая стоимость ее начальных ресурсов, которую не следует путать с товарной, рыночной стоимостью запасов и прогнозных ресурсов минерального сырья в недрах [15].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булкин Г.А. Количественная оценка прогнозных запасов руд. — М.: Недра, 1984.
2. Булкин Г.А., Неженский И.А. Модели для количественного прогнозирования минерального сырья. — Л.: Недра, 1991.
3. Иванов В.В., Панфилов Р.В. О геохимической корреляции минеральных ресурсов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 1. С. 193—196.
4. Канищев А.Д., Менакер Г.И. Средние содержания 15 химических элементов в земной коре Забайкалья // Геохимия. 1974. № 2. С. 187—202.
5. Квятковский Е.М., Новиков Г.Ф. Некоторые количественные литохимические критерии прогнозной оценки рудоносных площадей на различных этапах исследований // Зап. ЛГИ. 1974. № 2. Т. 67. С. 93—110.
6. Минеральные ресурсы зарубежных стран. — М.: ВНИИЗарубежгеология, 1994.
7. Неженский И.А., Павлова И.Г. Методические основы оценки стоимости российских недр // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1995. № 4. С. 13—18.
8. Овчинников Л.Н. Прогнозная оценка мировых запасов в месторождениях суши // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196. № 3. С. 683—686.
9. Овчинников Л.Н., Лутков Р.И. Металлы: кларки — запасы — цены // Редкие элементы в геологии. М., 1982. С. 5—9.
10. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. — М.: Недра, 1990.
11. Сафронов Н.И., Мещеряков С.С., Иванов Н.П. Энергия рудообразования и поиски полезных ископаемых. — Л.: Недра, 1978.
12. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. — М.: Недра, 1985.
13. Цены мирового рынка на минеральное сырье и продукты его переработки в 1992—1993 гг. — М.: ВНИИЗарубежгеология, 1993.
14. Allais M. Method of appraising economic prospects of mining exploration over large territories: Algerian Sahara case study // Management Sci. 1957. Vol. 3. P. 285—345.
15. McKelvey V.E. Relation of reserves of elements to their abundances // Amer. J. Sci. 1960. Vol. 258 A. P. 234—241.

Принята редколлегией 26 ноября 1996 г.

Геологическое картирование

УДК 550.84

© Коллектив авторов, 1997

Ландшафтная информация в решении задач регионального многоцелевого геохимического картирования

Э.К.БУРЕНКОВ, И.А.МОРОЗОВА, Н.Г.ГУЛЯЕВА, А.А.ГОЛОВИН (ИМГРЭ)

Несомненно, имеи и методы геохимии ландшафтов, вскрывающие прямые и обратные связи между природными телами и опирающиеся на принципы историзма, унаследованности, зональности и дифференцированности, составляют важную методологическую основу многоцелевого геохимического картирования. Однако разработанность методики ландшафтно-геохимического анализа в отношении разных прикладных задач неодинакова.

Ландшафтно-геохимические исследования сопровождают поиски полезных ископаемых практически с возникновения геохимических методов [4]. К настоящему времени ландшафтно-геохимическое районирование по условиям проявляемости вторичных геохимических ореолов рассеяния, а следовательно и применения геохимических методов поисков, оформилось в самостоятельное направление.

Многолетний опыт поискового геохимического картирования успешно реализуется и в эколого-геохимических исследованиях [1]. Методологическая основа этих исследований — геохимия ландшафта, основным положением которой является признание неоднородности территорий по ответной реакции на равное техногенное воздействие. Наименее разработаны приемы ландшафтно-геохимического анализа для агрохимии. Вместе с тем, уже сама топонимика сельскохозяйственных районов (“черноземье”, “нечерноземье” и т.п.)

указывает на их соответствие определенным ландшафтным условиям. Все перечисленные направления прикладной геохимии опираются на опробование и анализ компонентов ландшафта (почв, донных отложений, вод), что и выдвигает ландшафтно-геохимическую карту в качестве одной из важных (наряду с геологической) основ многоцелевого геохимического картирования (МГХК).

Общее представление о разнообразии условий миграции элементов можно составить по только что изданной обзорной карте “Условия формирования гипергенных геохимических полей России” масштаба 1:5 000 000 (автор И.Н.Крицук). Работа выполнена в рамках Федеральной программы “Геохимическая карта и Геоэкология России”, реализуемой под руководством ИМГРЭ. Не вдаваясь в подробности методики и содержания карты, заметим лишь, что техногенные аномалии в ней, так же как и рудогенные, рассматриваются как неотъемлемая часть ландшафта. В связи с этим реализуется возможность типизации территорий их формирования. В основе такой типизации лежит аналитическое сопоставление направленности поступления техногенных или рудогенных продуктов. Это дает возможность прогнозировать проявляемость вторичных ореолов рассеяния и особенности техногенного загрязнения.

В первом приближении можно говорить о трех типах районов. Первый охватывает главным образом горные сильнорасчлененные ландшафты и характеризуется формированием открытых контрастных вторичных ореолов рассеяния рудных объектов. Для района харак-

* Если учитывать не только самородную, газовую серу и серу в колчеданных месторождениях, стоимость которой составляет сотые доли процента от общей, но и серу, содержащуюся в углях и сланцах, данные по которой приведены в работе [12].

1. Краткая характеристика геохимических ландшафтов Восточно-Забайкальского и Московского полигонов МГХК-1000

Геохимические ландшафты	Число точек	Особенности поверхностных вод	Ведущие геохимические процессы	Геохимическая ассоциация элементов в гумусовом горизонте почв (в кларках концентрации)
<i>Восточно-Забайкальский полигон</i>				
Горно-таежные расчлененных средне-низкогорий с горными мерзлотно-таежными почвами на автохтонных щебнистых мало-мощных образованиях	230	M=0,5 г/л pH 7—7,6 YCO ₃ —SO ₄ —Cl	Криогенный механогенез, оксидогенез	F _{4,0} (Pb B) _{3,5} Zn _{2,2} Cu _{1,7} Ba _{1,4} (Mn Rb) _{1,3} Sc _{1,2} (Co Mo) _{1,1} V _{0,8} (Zr Ga Cr) _{0,7} (P Ni) _{0,6} Be _{0,5} Sn _{0,4}
Горные степные слаборасчлененных низкогорий с горными глубокопромерзающими черноземами на автохтонных щебнистых образованиях повышенной мощности	140	M=1 г/л pH 7,6—7,8 HCO ₃	Криогенный механогенез, гуматогенез	F _{3,8} Pb _{3,0} B _{2,5} Rb _{1,6} Cu _{1,5} (Zn Ba) _{1,4} Mn _{1,1} Mo _{1,0} (Sc Co) _{0,9} (Zr Ti V) _{0,8} Cr _{0,6} (P Ga Be Ni) _{0,5} Sn _{0,3}
Лугово-степные аккумулятивных равнин с глубокопромерзающими черноземами на аллохтонных суглинистых отложениях	210	M=1,7 г/л pH 7,6—7,8 HCO ₃ —SO ₄	Криогенез, гуматогенез, кальцитогенез	F _{3,5} Pb _{2,5} B _{2,5} Rb _{1,6} Cu _{1,3} Ba _{1,2} Mo _{1,0} Sc _{0,9} (Mn Zr V Co Zn Ti) _{0,8} (P Be Ga Ni) _{0,5} Cr _{0,4} Sn _{0,3}
Сухо-степные аккумулятивных равнин с глубокопромерзающими каштановыми почвами при участии солончаков на аллохтонных супесчано-суглинистых отложениях	220	M=5,7 г/л pH 8—8,5 Cl—HCO ₃ —SO ₄	Криогенез, кальцитогенез, галоогенез	F _{4,0} Pb _{3,0} B _{2,0} Rb _{1,4} Mn _{1,1} (Cu Mo) _{1,0} Ti _{0,9} Zr _{0,8} (Sc V) _{0,7} Zn _{0,6} (Co Ga Be) _{0,5} (Cr P Ni) _{0,3} Sn _{0,2}
<i>Московский полигон</i>				
Смешанные леса гляциальных реликтовых аккумулятивных равнин с дерново-подзолистыми почвами на конечно-моренных и покровных суглинках	317	M=0,4 г/л HCO ₃ —Cl—SO ₄	Опалогенез, оксидогенез, гуматогенез	B _{4,1} Pb _{3,9} Zn _{2,9} (P Cu) _{1,9} V _{1,2} Mn _{1,1} (Zr Co Ga) _{0,9} Ti _{0,8} (Cr Mo) _{0,6} Sn _{0,4} (Sc Ni Ba) _{0,3}
Смешанные леса флювиогляциальных реликтовых аккумулятивных равнин с болотно-подзолистыми почвами на водно-ледниковых песках	59	M=0,3 г/л HCO ₃ —SO ₄ —Cl	Опалогенез, глеогенез, гуматогенез	Pb _{3,2} B _{3,1} P _{2,3} Zn _{2,0} Cu _{1,6} (Mn V Mo) _{0,8} (Ti Zr) _{0,6} (Co Ga) _{0,5} Cr _{0,4} (Sc Sn) _{0,3} (Be Ni Ba) _{0,2} Sr _{0,1}
Болота флювиогляциальных реликтовых аккумулятивных равнин	46	M=0,4 г/л HCO ₃ —SO ₄	Детритогенез, опалогенез	Pb _{3,0} P _{3,0} B _{2,7} Zn _{1,7} Cu _{1,5} Mn _{0,9} (V Mo) _{0,6} (Zr Ga Co Ti) _{0,5} (Sc Cr) _{0,3} (Sn Be Ni Ba) _{0,2} Sr _{0,1}
Широколиственные леса аккумулятивно-денудационных флювиально-делювиальных равнин со следами реликтовых гляциальных равнин с серыми лесными почвами на покровных суглинках	51	M=0,4 г/л HCO ₃	Гуматогенез, опалогенез	B _{5,6} Pb _{4,2} Zn _{2,8} Cu _{2,1} P _{1,9} V _{1,4} Mn _{1,2} Co _{0,9} (Ti Zr) _{0,7} (Ga Mo Cr) _{0,6} (Sn Ni) _{0,4} Sc _{0,3} (Ba Be) _{0,2} Sr _{0,1}
Лугово-степные флювиально-делювиальных аккумулятивно-денудационных равнин с черноземами на покровных суглинках	7	M=0,5 г/л HCO ₃	Гуматогенез, (опалогенез)	B _{4,3} Pb _{3,8} Zn _{3,0} P _{2,5} Cu _{2,1} V _{1,8} Mn _{0,9} (Zn Co) _{0,8} Ti _{0,7} (Cr Mo Ni) _{0,5} (Sn Ga Sc) _{0,4} (Be Ba) _{0,2} Sr _{0,1}

терно обнаружение жесткой корреляции вторичных ореолов с первичными и активный вынос продуктов загрязнения.

Второй тип районов отвечает ландшафтам структурно-денудационных равнин, плоскогорий, плато и характеризуется благоприятными условиями для проявления геохимических аномалий техногенной природы и ограниченно благоприятными для ореолов рудной природы. Среди последних преобладают ореолы закрытого типа и открытые выщелоченные, слабо соответствующие составу первичных ореолов.

Третий тип отвечает ландшафтам аккумулятивных слаборасчлененных равнин. Аномалии рудных объектов в современных ландшафтах не выявляются. Особенности формирования загрязнения определяются преобладанием процессов аккумуляции, что приводит к прогрессивному накоплению техногенных продуктов.

Естественно, что масштаб ландшафтно-геохимической карты, как и само ее содержание (в рамках общей направленности) определяются в соответствии с конкретным объемом прикладных задач. Ландшафтно-геохимические карты мелкомасштабного многоцелевого геохимического картирования масштаба 1:1 000 000 (МГХК-1000) представляют собой результат системного анализа сведений о неотектонических, геоморфологических, биоклиматических особенностях, почвенном и четвертичном покрове; выявления устойчивых связей между перечисленными факторами и последующей характеристики выделенных комплексов, т.е. геохимических ландшафтов.

Геохимические свойства ландшафтов рассчитывались непосредственно по результатам систематического опробования (1 проба на 100 км²), выполненного в процессе МГХК-1000 и последующего анализа проб спектральным полуколичественным анализом. Расчеты выполнялись только для элементов, встречаемость которых составляет не менее 70 %.

Характеристика свойств геохимических ландшафтов для рассматриваемого масштаба осуществлялась на регионально-зональном уровне и складывалась из описания ведущих геохимических процессов, определяющих миграцию элементов, расчета фоновых содержаний и кларков концентрации элементов в разных ландшафтных средах, а также коэффициентов радиальной и местной миграции.

Рассмотрим результаты ландшафтно-геохимических исследований по двум полигонам: Восточно-Забайкальскому (ВЗП) и Московскому.

Первый расположен на юге Читинской области (северная половина листа М-50). Общая площадь полигона 78 000 км². Опробование осуществлено сотрудниками ГП "Читагеолсъемка" и ИМГРЭ. Общее число точек комплексного опробования (гумусовый и иллювиальный горизонты почв, донные отложения, коренные породы, воды) — 800. Территория Московского полигона соответствует Московской области. Общая площадь составляет 47 000 км². Опробование почв выполнено сотрудниками ИМГРЭ, вод и донных отложений специалистами ГГК "Геологоразведка". Общее число точек комплексного опробования 480. Распреде-

2. Регионально-зональные оценки фона микроэлементов в почвах, мг/кг

Элемент	Почвы мира		Восточно-Забайкальский полигон				Московский полигон				
	[2]	[5]	Мерзлотно-таежные	Горные черноземы	Черноземы	Каштановые	Дерново-подзолистые	Болотно-подзолистые	Болотные	Серые лесные	Черноземы
Цинк	50	90	110	70	40	30	147	101,5	84,5	141	150
Свинец	10	35	35	30	25	30	39,3	32	30,5	42	37,5
Фтор	200	200	800	750	700	800	—	—	—	—	—
Хром	200	70	60	50	40	25	53,9	32,8	28,3	55,4	42,5
Бор	10	20	35	25	25	20	40,8	31	27,3	56,6	42,5
Кобальт	10	8	11	9	8	5	9,1	4,7	4,9	9	7,5
Никель	40	50	25	20	20	10	10,3	8,9	8,9	16,7	20
Медь	20	30	35	30	25	20	38,3	32,7	30,5	42,4	42,5
Молибден	2	1,2	2	2	2	2	1,2	1,4	1,2	1,2	1
Ванадий	100	90	80	80	80	65	115	71	61,1	140	175
Марганец	850	1000	1100	900	700	900	934	639	766	1022	725
Барий	500	500	700	700	600	700	146	95	86,4	95	75
Бериллий	6	0,3	3	3	3	3	0,6	1,1	0,9	1,2	1,2
Титан	4600	5000	4500	3500	3500	3500	3671	2575	2250	3110	3000
Галлий	30	20	20	15	15	16	26,5	14	14,4	17,8	12,5
Скандий	7	7	8	6	6	5	2,6	2,2	2	2,3	2,8
Рубидий	100	150	130	160	160	160	—	—	—	—	—
Иттрий	—	40	3	25	25	25	12,2	9,8	8,9	13,1	14,5
Цирконий	300	400	200	250	250	250	276	173	159	201	225,0
Олово	10	4	3,5	3	2,5	2	4,3	2,5	2,2	4,3	4,0
Стронций	300	250	—	—	—	—	33,4	33,5	38,1	30,7	30
Фосфор	800	800	509	401	401	231	1553	1875	2364	1512	2000

ление точек опробования по отдельным геохимическим ландшафтам и их краткая характеристика приведены в табл. 1.

Одним из наиболее важных, на наш взгляд, не только практическим, но и научным результатом является получение фоновых регионально-зональных оценок содержания микроэлементов в почвах (табл. 2).

Строгое определение репрезентативных средних содержания химических элементов (кларков) в отдельных телах ландшафта в силу их значительной неоднородности — задача весьма сложная и до сих пор до конца не решенная. Хотя наиболее известные к настоящему времени расчеты кларков в почвах, выполненные А.И.Виноградовым [2] и Х.Бовеном [5] для многих элементов (цинк, фтор, кобальт, никель, медь, молибден, ванадий, марганец) оказались достаточно удовлетворительными, все же представление о кларках других элементов (бериллий, олово, хром, барий, бор, стронций) нуждаются в уточнении или могут рассматриваться как ориентировочные (ртуть, мышьяк, висмут, сурьма, серебро). Это объясняется тем, что систематических определений отдельных элементов недостаточно в связи со слабой геохимической изученностью отдельных типов почв, вынужденностью использовать материалы разной аналитической надежности.

Оценки фоновых содержаний микроэлементов в зональных почвах Восточного Забайкалья и Московской области, полученные по результатам МГХК-1000 отличаются следующие особенности:

достаточно высокая площадная представительность отдельных типов почв;

генетическая однородность проб выборки (погоризонтный расчет);

единовременный отбор и анализ проб;

единая аналитическая база — лаборатория спектрального анализа Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ.

Фоновые оценки содержаний элементов, кларки концентрации (K_k — отношение содержания элемента в почве к его кларку в почвах мира, по А.И.Виноградову [2]) и показатели взаимодействия сред, а именно, коэффициент радиальной дифференциации ($K_{за}$ — отношение фонового содержания элемента в гумусовом горизонте почвы А к его содержанию в иллювиальном горизонте В) и коэффициент местной миграции (K_m — отношение фонового содержания в донных отложениях к его содержанию в гумусовом горизонте почв), позво-

ляют охарактеризовать региональные геохимические свойства ландшафтов и их зональные особенности.

Расчет кларков концентрации позволяет провести сравнение распространенности микроэлементов и вывести типоморфные геохимические ассоциации различных ландшафтов (см. табл. 1), в которых отчетливо выделяются элементы-индикаторы, отражающие региональную специализацию, и элементы-индикаторы, отражающие зональную дифференциацию.

Например, к числу общих (региональных) геохимических характеристик всех ландшафтных комплексов Восточно-Забайкальского полигона отнесены существенно повышенные (против кларка) содержания во всех средах фтора (в 3,5—4 раза), свинца (2,5—3,5), бора (2—3,5) и пониженные олова (3—5), никеля, бериллия (2—3). Распределение этих элементов не обнаруживает прямой связи с зональными геохимическими эффектами. Зональные особенности отчетливо прослеживаются по другой группе элементов: цинку, кобальту, меди, никелю, скандию (рис. 1, а). Содержание этих элементов закономерно снижается от горно-таежных к горно-, лугово- и сухо-степным ландшафтам. Различия крайних аддитивных показателей кларков концентрации этих элементов составляют 2,2 раза для горизонта А₁, 1,8 — для горизонта В и 2,3 — для донных отложений.

Заметим, что группа элементов, на миграцию которых оказывают существенное влияние ландшафтные условия, с одной стороны, входит в состав элементов-индикаторов многих типов рудных месторождений, а с другой, характеризуется наибольшей частотой встречаемости и в промышленных производствах, нередко составляя основной удельный вес в суммарном загрязнении территорий.

Главные особенности рассмотренных ландшафтов предопределены протеканием на территории криогенных процессов почвы гор. А именно, глубокое промерзание почв и медленное оттаивание обуславливают сокращенный период почвообразования, неглубокое распространение корневой системы, снижение интенсивности микробиологической активности. Это выражено в повышенной минерализации вод; укороченном профиле всех типов почв; отсутствии оподзоленности, а следовательно и резкой дифференциации в распределении элементов по профилю таежных почв; невысокой гумусности и, в силу этого, слабой биогенной аккумуляции элементов в черноземах; отсутствию в профиле

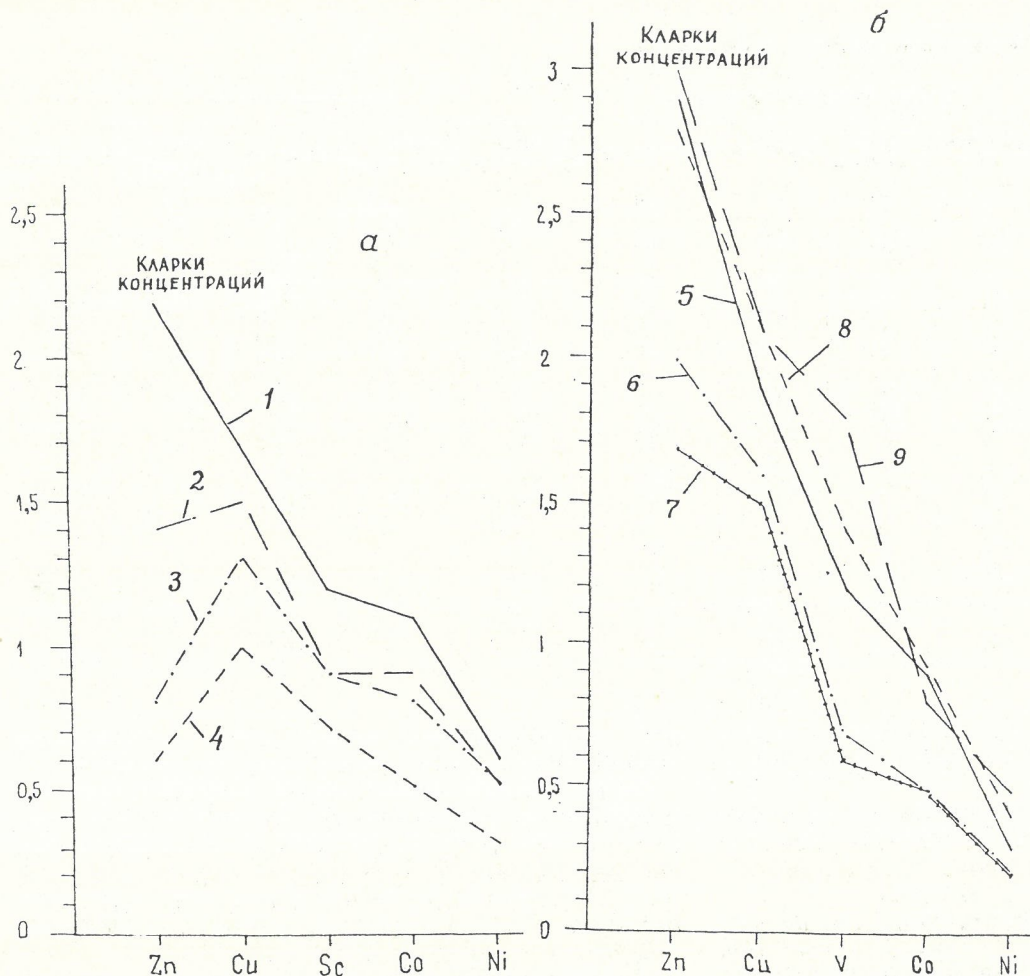


Рис. 1. Геохимические спектры элементов в зональных типах почв Восточно-Забайкальского полигона (а) и Московского полигона (б):

1 — горные мерзлотно-таежные; 2 — горные глубокопромерзающие черноземы; 3 — глубокопромерзающие черноземы; 4 — глубокопромерзающие каштановые; 5 — дерново-подзолистые; 6 — болотно-подзолистые; 7 — болотные; 8 — серые лесные; 9 — черноземы

степных почв белоглазки и гипса (характерных для степных почв западного региона России) и низкой контрастности карбонатного барьера. Формированию слабодифференцированного (как в морфическом, так и вещественном плане) почвенного профиля, способствуют и явление мерзлотного пучения, а также осыпания верхнего горизонта по морозобойным трещинам в глубокие части разреза.

Общие (региональные) черты геохимических ландшафтов Московского полигона выражены в высоких концентрациях фосфора и свинца во всех комплексах. Повышенные содержания фосфора предопределены геохимической специализацией литогенной основы Московского полигона. Косвенно на это указывает и заметное увеличение содержания этого элемента в донных отложениях по сравнению с почвами. Вследствие горизонтального залегания осадочных толщ именно в долинах выше вероятность вскрытия коренных и, в частности, фосфоритонесущих пород.

Повышенные содержания свинца, скорее всего, связаны со значительной урбанизацией рассматриваемой территории. Свинец является типичным элементом техногенных процессов городов и главным элементом транспортных выбросов; характеризуется высокими содержаниями в атмосферных выпадениях средней полосы России.

Наиболее отчетливо зональные эффекты дифференциации прослеживаются по следующей группе положительно коррелирующих элементов: ванадий, кобальт, цинк, медь, никель. Аддитивный показатель кларков концентраций этих элементов для дерново-подзолистых почв 8,3, подзолисто-болотных — 5,8, болотных — 4,4, серых лесных — 8,8, черноземов — 9,1.

Геохимические спектры этих элементов в почвах указывают на близкое генетическое родство дерново-подзолистых и серых лесных, болотно-подзолистых и болотных почв. При этом уровни содержания элемен-

тов в дерново-подзолистых и серых лесных почвах несколько выше, чем в болотных и болотно-подзолистых, но ниже, чем в черноземах (см. рис. 1, 2). Это объясняется характером ведущих геохимических процессов (гумато- и опалогенеза), интенсивность и приоритетность которых несколько изменяются от комплекса к комплексу.

Значение приведенных выше ландшафтно-геохимических характеристик для выявления и интерпретации вторичных геохимических ореолов рассеяния рудных объектов достаточно подробно описано в литературе и особенно широко используется при крупномасштабных поисках. Величина коэффициента радиальной дифференциации указывает на наличие или отсутствие гипергенных геохимических процессов, ослабляющих в той или иной степени проявленность вторичных остаточных ореолов рассеяния конкретных элементов на дневной поверхности. На этом основании обычно выбирается представительный горизонт опробования.

Данный коэффициент, выражая суммарный эффект перераспределения элементов в результате протекания почвообразующих процессов, имеет численную оценку интенсивности и направленности общего эффекта. При преобладании процессов, снижающих миграцию элементов и ведущих к их аккумуляции (например, процессы гумато-, кальцитогенеза и др.) — он больше 1. При преобладании выноса элементов из профиля почвы (например, процессы опало-, глеегенеза и др.) — меньше 1. При неявно выраженных тенденциях — близок к 1. Соответственно, в первом случае можно ожидать формирование ослабленных и выщелоченных ореолов, а во втором — контрастных.

Коэффициент местной миграции используется при сравнительной оценке контрастности, а следовательно и эффективности вторичных ореолов и потоков рассеяния конкретных элементов.

Вместе с тем, мелкомасштабные поисковые исследо-

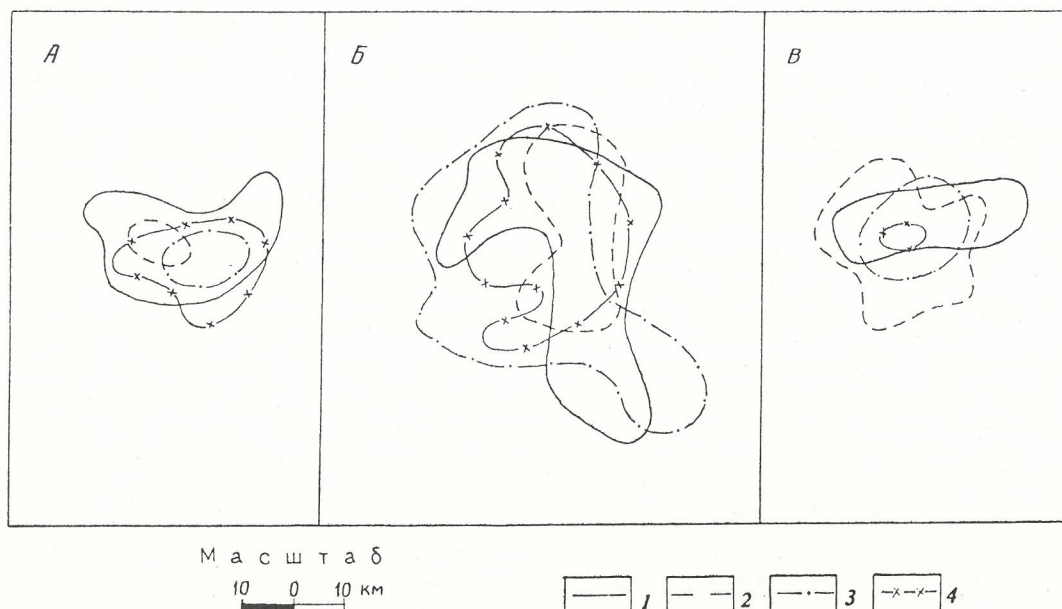


Рис. 2. Структуры интегральных геохимических аномальных полей, формирующихся в горно-таежных ландшафтах Восточно-Забайкальского полигона:

$A - K_{\text{за}} < 1, K_{\text{м}} \leq 1$; $B - K_{\text{за}} \geq 1, K_{\text{м}} < 1$; $B - K_{\text{за}} > 1, K_{\text{м}} \geq 1$; 1 — коренные породы; 2 — донные отложения; горизонты почв: 3 — А, 4 — В

вания имеют и свои особенности использования ландшафтно-геохимической информации. В процессе регионального геохимического картирования исследователь сталкивается с достаточно большим разнообразием ландшафтов, и учет фоновых дифференцированных оценок при оконтуривании объектов становится даже более важным, чем при крупномасштабных. Это объясняется тем, что уровень аномальности региональных объектов существенно ниже (2—3-кратный) и вполне сопоставим флуктуациями фона в разных ландшафтах.

Другая особенность — более четкая картографическая выраженность гипергенного рассеяния, заключенная лишь в частичном или даже ограниченном пространственном перекрытии оконтуренных аномальных полей, сформировавшихся в разных средах.

Иллюстрацией сказанного является структура интегральных геохимических аномальных полей (ИГАП), представляющих собой совокупность аномальных полей, выявленных в отдельных компонентах ландшафта [3].

Анализ показывает, что, хотя каждое из составляющих ИГАП полей может отличаться как числом, так и набором аномалиеобразующих элементов, общая структура, т.е. соотношение размеров отдельных гипергенных полей хорошо согласуется с коэффициентами радиальной дифференциации и местной миграции.

Три наиболее распространенных варианта структуры ИГАП в пределах горно-таежных мерзлотных ландшафтов Восточного Забайкалья в зависимости от значений $K_{\text{за}}$ и $K_{\text{м}}$ для аномалиеобразующих элементов приведены на рис. 2.

Первый вариант A отвечает следующим значениям: $K_{\text{за}} < 1, K_{\text{м}} \leq 1$. Максимальная площадь соответствует аномальному полю в горизонте почв В, минимальная — в донных отложениях. Вторым вариантом B согласуется с $K_{\text{за}} \geq 1, K_{\text{м}} < 1$. Максимальная площадь соответствует аномальному полю в гумусовом горизонте, а минимальная — в донных отложениях. Вариант B согласуется с $K_{\text{за}} > 1, K_{\text{м}} \geq 1$. Максимальная площадь соответствует аномальному полю в донных отложениях, а минимальная — в горизонте В почв.

Наличие сложной и разнообразной структуры ИГАП указывает на меньшую вероятность оконтуривания поискового объекта при использовании только одной среды и повышение надежности этого в случае привлечения нескольких сред. Показатели фона и коэффициенты, описывающие распространенность и перераспределение элементов в ландшафте, необходимы и при анализе уровня техногенного загрязнения. Дифферен-

цированный фон по сути является главным и универсальным показателем (мерилом) естественного состояния различных природных систем, отправной точкой мониторинга. Универсальность фона определяется несовершенством современной нормативной базы: ПДК и ГОСТы разработаны далеко не для всех элементов, к тому же их перечень неодинаков по различным ландшафтным средам.

Фоновые содержания подавляющей части распространенных элементов в пределах разных ландшафтов Московского и Восточно-Забайкальского полигонов различаются в 1,5—2,5, по бериллию и цинку — в 5, а по фосфору и барии — в 10 раз (см. табл. 2). Соответственно изменяются и базовые экологические состояния разных ландшафтов. Для его оценки был использован показатель природной (потенциальной) экологической опасности — ПЭО (табл. 3). Он рассчитывается как сумма кларков концентрации (нормированные на кларк А.И.Виноградова) элементов I — III классов опасности минус число элементов, участвующих в расчетах без одного. По сути это “природный” аналог известного суммарного показателя химического загрязнения Z , характеризующего степень химического загрязнения почв (Ю.Е.Сает и др., 1990).

Совершенно очевидно, что один и тот же объем техногенной нагрузки в разных ландшафтах вызовет неодинаковые изменения экологической обстановки. Они тем больше, чем выше природный фон отдельных элементов и показатель природной экологической опасности.

О характере ответной реакции конкретного ландшафта на определенный объем загрязнения можно составить представление, опираясь на рассмотренные выше ландшафтно-геохимические коэффициенты следующим образом. Сначала выясняются направление и интенсивность перераспределения токсичных элементов в ландшафтных средах в процессе гипергенной миграции. На вынос элементов указывают значения $K_{\text{за}}$ и $K_{\text{м}}$ менее 1, на накопление — больше 1. В первом случае, на ранних (или малоинтенсивных) стадиях загрязнения может формироваться даже по скрытому типу в почвах с перекачкой загрязняющих веществ в воды и растения. Во втором случае, проявляется наибольший отрицательный эффект загрязнения.

Далее определяется уровень превышения техногенной нагрузки над фоном (например, в пределах ВЗП она в разных ландшафтах составляет от 0,7 до 13). Полученная величина сопоставляется с интенсивностью и направленностью природных процессов. Только

3. Показатели природной (потенциальной) экологической опасности почв и донных отложений Восточного Забайкалья и Московской области

Геохимические ландшафты	Природная экологическая опасность	
	гумусового горизонта почв	донных отложений
<i>Восточное Забайкалье</i>		
Горная тайга (горные мерзлотно-таежные почвы)	11,7	11,2
Горная степь (горные глубокопромерзающие черноземы)	8,6	9,3
Луговая степь (глубокопромерзающие черноземы)	7	7,6
Сухая степь (каштановые глубокопромерзающие почвы)	7,5	6,6
<i>Московская область</i>		
Смешанные леса (дерново-подзолистые почвы)	10,1	4,1
Смешанные леса (болотно-подзолистые почвы)	6,9	4,1
Смешанные леса (болотные почвы)	5,9	2,4
Широколиственные леса (серые лесные почвы)	12,3	2,4
Луговые степи (черноземы)	11	4,8

в случае, когда природные процессы ориентированы на вынос элементов, а интенсивность выноса сопоставима с таковой поступления, можно говорить о возможности саморегуляции ландшафтом процессов загрязнения. Такие ситуации реально существуют как пределах ВЗП, так и в Московской области. Однако, в силу длительного и интенсивного освоения этих районов все же преобладают территории, где природа давно исчерпала свои возможности противостояния загрязнению.

Господствующие типы ландшафтов России, их почвенно-геохимическая характеристика (типы почв, обстановки водной миграции) и группировка ландшафтов по потенциалу самоочищения от загрязняющих веществ являются главным содержанием ландшафтно-эколого-геохимической карты России масштаба 1:5 000 000 (авторы Е.П.Сорокина, Е.М.Никифорова, 1994). Эта карта выполнена также в рамках упоминавшейся выше Федеральной программы "Геохимическая карта и Геоэкология России".

В основу карты положены теоретические разработки М.А.Глазовской (1976, 1978, 1979, 1980, 1983) по изучению и анализу степени устойчивости отдельных природных ландшафтно-геохимических систем к разного рода техногенным воздействиям и их способности к самоочищению. В частности, факторами, определяющими возможность загрязнения почв — главного компонента ландшафта — являются их щелочно-кислотные, сорбционные и окислительно-восстановительные условия. Именно эти показатели в конечном счете определяют скорость разложения и особенности миграции различных загрязняющих веществ.

Рассматриваемая карта выявила отчетливую связь потенциала самоочищения почв с ландшафтно-геохимической зональностью, отметила особенно высокую уязвимость ландшафтов Севера, отразила в целом преобладание на территории России ландшафтов с ограниченными возможностями самоочищения.

В настоящее время большое значение придается вопросу выяснения плодородия и на основании этого принятию мер по сохранению или восстановлению природного состояния почв (Комплексная Федеральная программа "Плодородие" на 1990—2000 гг.). Материалы МГХК-1000 позволяют выполнить ориентировочную сравнительную оценку обеспеченности зональных почв разных регионов биологически активными элементами как составной части плодородия. Точная категоризация осуществляется, как известно, по содержанию подвижных форм и потребует дополнительных аналитических определений.

Изменение суммы валовых содержаний (в кларках концентрации) биологически активных микроэлементов в гумусовом горизонте почв равнин Московского и Восточно-Забайкальского полигонов полностью согласуется с биоклиматической зональностью и увеличивается от почв смешанных лесов к почвам широколиственных лесов и луговых степей в пределах Московского полигона и от почв сухих степей к почвам луговых степей в пределах Восточного Забайкалья (табл. 4).

Полученные данные позволяют также выполнять сравнение содержаний элементов в одноименных типах почв разных полигонов, например, черноземах луговых степей Московского и Восточно-Забайкальского полигонов. Суммарная обеспеченность опорными биологически активными элементами черноземов юга Московской области почти в 2 раза выше, чем черноземов Восточного Забайкалья. При этом обеспеченность черноземов Московской области выше в 2,5 раза по бору, в 3,8 раза по цинку, в 1,6 раза по меди.

Кроме этой основной информации полезно привлечь данные о $K_{за}$ для биологически активных элементов. Этот коэффициент менее 1 указывает на необходимость корректировки доз внесения удобрений соответствующего элемента с учетом не только его фоновой уровня в почвах, но и наличия систематического выноса в нижние горизонты почв и в воды. Покидая ландшафт, такие элементы становятся источниками загрязнения среды.

Таким образом, роль геохимии ландшафта в многоцелевом геохимическом картировании можно определить следующим образом: установление границ ландшафтно-геохимических систем, определение дифференциации в них геохимического фона и фоновой структуры, выявление геохимических процессов, определяющих своеобразие миграции элементов и, на этой основе, районирование территорий по типу возможных ответных реакций окружающей среды как на хозяйственную деятельность, так и на наличие рудогенных источников.

Изложенные материалы позволяют сделать некоторые научно-практические выводы.

1. Привлечение ландшафтно-геохимических карт при МГХК-1000 позволяет не только получить достоверные регионально-зональные оценки фоновых содержаний элементов в разных ландшафтных средах, но и уточнить представление о кларках элементов в почвах.

2. Вторичные ореолы охватывают разные компоненты ландшафта и формируются в соответствии с главными

4. Содержание биологически активных микроэлементов в гумусовом горизонте почв ландшафтов Восточно-Забайкальского и Московского полигонов (в кларках концентрации)

Почвы	Микроэлементы						Сумма
	В	Zn	Mo	Mn	Cu	Co	
Восточно-Забайкальский полигон							
Горные мерзлотно-таежные (горная тайга)	3,5	2,2	1	1,3	1,7	1,1	10,8
Горные глубокопромерзающие черноземы (горная степь)	2,5	1,4	1	1,1	1,5	0,9	8,4
Черноземы глубокопромерзающие(луговая степь)	2,5	0,8	1	0,8	1,3	0,8	7,2
Каштановые глубокопромерзающие (сухая степь)	2,0	0,6	1	1,1	1	0,5	6,2
Среднее содержание микроэлементов по полигону в целом	2,6	1,2	1	1,1	1,4	0,8	8,1
Московский полигон							
Дерново-подзолистые (смешанные леса)	4,1	2,9	0,6	1,1	1,9	0,9	11,5
Болотно-подзолистые (смешанные леса)	3,1	2	0,7	0,8	1,6	0,5	8,7
Болотные (смешанные леса)	2,7	1,7	0,6	0,9	1,5	0,5	7,9
Серые лесные (широколиственные леса)	5,6	2,8	0,6	1,2	2,1	0,9	12,3
Черноземы (луговые степи)	6,3	3	0,5	0,9	2,1	0,8	13,6
Среднее содержание микроэлементов по полигону в целом	4,3	2,5	0,6	1,0	1,8	0,7	10,9

ми геохимическими процессами конкретного ландшафта. Техногенные потоки трансформируются под влиянием тех же геохимических процессов.

3. Все ландшафтные тела связаны миграцией элементов, поэтому соотношения между ореолами, формирующимися в разных средах, вполне закономерны для каждого ландшафта. Ландшафтно-геохимические коэффициенты радиальной дифференциации и местной миграции позволяют объяснить структуру интегральных геохимических аномальных полей.

4. Разные ландшафты реагируют на равное техногенное загрязнение неадекватно. Изменения геохимической обстановки тем больше, чем выше показатель природной экологической опасности конкретного ландшафта. Нередко природная экологическая опасность ландшафтов отвечает уже напряженному экологическому состоянию.

5. Учет законов миграции химических элементов в современных ландшафтах при анализе проявляемости вторичных геохимических ореолов рассеяния, формирования загрязнения, а также предпосылок аграрного

потенциала, позволяет существенно продвинуть и повысить эффективность решения этих прикладных задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буренков Э.К., Морозова И.А., Смирнова Р.С. и др. Использование методологии прикладной геохимии в экологических исследованиях // Геохимические методы в экологических исследованиях. М., 1994. С. 3—11.
2. Виноградов А.И. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. — М.: Изд-во АН СССР, 1957.
3. Головин А.А., Гуляева Н.Г., Морозова И.А. Интегральные аномальные поля как объект многоцелевого геохимического картирования // Разведка и охрана недр. 1996. № 6. С. 3—4.
4. Морозова И.А. Ландшафтно-геохимические основы многоцелевого геохимического картирования // Прикладные аспекты геохимических исследований. М., 1993. С. 9—17.
5. H.J.M. Bowen. Environmental Chemistry of the Elements. Academic Press 1979. London—New-York—Toronto—Sydney—San Francisco. P. 250

Принята редколлегией 27 мая 1996 г.

Рудные и нерудные месторождения

УДК 563.64

© А.С.Соколов, А.А.Фролов, 1997

Историко-геологические взаимоотношения апатитов и фосфоритов

А.С.СОКОЛОВ (ГИГХС), А.А.ФРОЛОВ (ВИМС)

Фосфор нередко и вполне обоснованно называют “элементом жизни”. Он составная часть белка, любой живой клетки, основа энергетической жизнедеятельности растений, на питание которых в виде фосфорных удобрений направляется 90 % добываемого человеком фосфора. А добывается его немало: за последнее десятилетие в среднем за год 150 млн. т фосфатов. Их нарастающая важность проявилась, например, в том,

что за последнюю четверть века фосфатов добыто 2,6 млрд. т, тогда как за предшествующее столетие менее 1 млрд т.

Все это и ряд других особенностей обусловили высокий интерес к фосфору, содержащим его породам, особенно к носителям повышенных концентраций — фосфатным рудам. Они разделены на две главные группы — апатитовые, преимущественно эндогенные, и

фосфоритовые — экзогенные. Это генетическое различие обусловлено тем, что изучением апатитов и фосфоритов занимаются геологи разных специализаций, литература по ним обособлена. Исключением из этого явилась работа [6] с обобщенным возрастным сопоставлением накоплений апатитов и фосфоритов, связанных со вспышками магматизма, активизировавшего поступление эффузивного фосфатоносного материала в океаны, возрастание в них резерва фосфора и формирование фосфоритоносных формаций. Полностью разделяя эти общие положения и используя накопления новой информации, мы попытались в настоящей статье вскрыть конкретно расширенное и углубленное геохронологическое и генетическое взаимоотношение апатитового и фосфоритового рудообразования.

Широко распространено представление о совершенном разных источниках фосфора, формирующих апатитовые и фосфоритовые руды: у первых — это, не вызывающие сомнений эндогенные выделения, а у вторых — снос с континентов; причем считается, что вулкано-генные поступления его в океаны ничтожны. Как бы подтверждением этого явились данные о весьма подчиненной роли поступлений вулкано-генного фосфора в современный океан [1]. Однако не было учтено, что нынешняя эпоха отличается весьма ослабленным вулканизмом, а еще совсем недавно — в начале антропогена и в плейстоцене — вулканизм был гораздо интенсивней, о чем свидетельствуют такие недавно потухшие вулканы, как Арарат, Эльбрус и др. В более давние времена, особенно в эпохи тектоно-магматической активности, вулканизм проявлялся еще интенсивней, и поступления глубинного эндогенного фосфора в океаны были гораздо значительней. И вполне естественно, что немало исследователей фосфоритов эндогенному источнику фосфора придавали важнейшее, а для некоторых эпох и типов фосфоритонакоплений, даже первостепенное значение [3, 10, 27 и др.].

Таким образом, становится ясно, что эндогенный фосфор приводил к образованию не только апатитовых руд, но и участвовал в формировании древних фосфоритов, и, следовательно, в накоплении тех и других должна проявляться историко-геологическая взаимосвязь. Для ее обоснования необходим анализ обстановок образования этих руд, сопоставление геохронологии их накоплений и вскрытие геолого-генетических взаимоотношений.

Основой для сопоставления геохронологии накоплений тех и других фосфатных руд являются их мировые запасы и распределение их по возрасту. Мировые запасы фосфатов приведены во многих работах [7, 35—39], однако данные эти разноречивы, что обусловлено многими причинами, в т.ч. отсутствием единой классификации запасов, учетом их в ряде стран не в недрах, а в получаемой продукции (концентратов) и т.п. Мы попытались, преодолевая разные подходы, оценить запасы в унифицированном виде, приняв за основу классификацию США, действующую во многих странах, и сориентировались в ней на группу “выявленные запасы” (identified resources). В принятой у нас классификации этой группе соответствуют запасы категории А, В, С₁, С₂ и часть Р₁; последняя на разведанных месторождениях очень близка к С₂, также представляя экстраполяционные прирезки на флангах и на глубину. Правильность ориентации на группу “выявленные запасы” подтверждается также и тем, что именно она приведена в последней, наиболее капитальной работе по мировым ресурсам фосфатов [39], которой мы постоянно пользовались наряду с другими источниками. Заметим, что к группе “выявленные запасы” весьма близки “общие запасы”, приведенные в последнем обзоре ВНИИЗарубежгеологии [7].

Нами учтены данные по более 60 государствам.

Общие мировые запасы оценены в 63076,4 млн. т Р₂O₅, в т.ч. 5259 апатитовых и 57817,4 млн. т Р₂O₅ фосфоритовых. Для общей ориентировки укажем запасы некоторых государств (в млн. т Р₂O₅, в скобках — апатиты):

Марокко	15 810 (10)
США	15 028 (20)
Китай	9530,4 (10)
Россия	4827,5 (3410)
Казахстан	4306 (30)
Мексика	1683 (5)
Западная Сахара	1020
Тунис	999
Ирак	850
Эстония	826
Египет	742
Австралия	670 (100)
Бразилия	609,6(495)

В перечисленных странах сосредоточено 56901,5 млн. т Р₂O₅, что составляет 90 % общемировых запасов.

Все учтенные месторождения расположены на континентах. Однако кроме них в океанах имеются еще островные фосфориты и промышленно оцененные залежи фосфатоносных пород на шельфах. Их запасы оцениваются в 240 и 7271 млн. т Р₂O₅ соответственно. В наших дальнейших сопоставлениях они не учитываются. Апатитовые месторождения в океанах неизвестны.

На континентах в многообразии апатитоносных месторождений выделены три главных генетических класса: магматические, карбонатитовые и коры выветривания. Среди магматических особое место занимают месторождения, связанные с анортозитовой формацией, формировавшейся в самые древние эпохи, а в фанерозое практически исчезнувшей. Примером являются месторождения хр. Джугджур, возраст которых 2700 млн. лет. Магматические месторождения связаны также с габброидами; все они докембрийские (2700—800 млн. лет), с широким металлогеническим профилем (Р, Fe, Ti, Cu, V); локализованы преимущественно в меланократовых мафит-ультрамафитовых интрузиях. Содержание Р₂O₅ в рудах 2,5—8 %; запасы 80—100, редко до 150 млн. т Р₂O₅. В России их потенциал 250—300 млн. т Р₂O₅; разрабатывается только Волковское апатит-медно-титаномagnetитовое месторождение, дающее 60—80 тыс. т попутного апатитового концентрата. Предварительно разведаны Кручининское, Гремяха-Вырмес, Ощурковское, группа Джугджурских месторождений [25].

Самые многочисленные в мире и России и заключающие более 70 % мировых запасов апатитовых руд — месторождения, связанные с ультраосновными-щелочными породами и карбонатитами (УЩК). К этой группе тяготеют и уникальные Хибинские месторождения, обычно трактуемые как магматические, но, по-видимому, принадлежащие сложному полиформационному комплексу. И те и другие образуют массивы центрального типа с зонально-кольцевым строением, с серией последовательно сформированных пород: ультрамафиты, фойдолиты, меллитовые и нефелиновые щелочные породы, карбонатитоиды и карбонатиты [2, 11, 16 и др.]. Глубинное происхождение щелочно-ультраосновной магмы, давшей эту серию дифференциатов, убедительно показано в работах [32, 33]. Выплавка ее из подкорковых горизонтов мантии связана с резким падением давления в зонах глубоко проникающих рифто-генных структур растяжения. Последние наиболее характерны для позднего докембрия и мезокайнозоя — периодов наивысшей деструкции земной коры. Крупные рифтовые пояса меридиональной ориентировки (Восточно-Африканский, Восточно-Бразильский, Ангаро-Таймырский и др., протяженностью тысячи кило-

1. Распределение мировых запасов апатитовых руд по эпохам их накопления

Геохронологический интервал эпох накопления апатитовых руд, млн. лет	Главнейшие месторождения эпохи	Запасы апатитовых руд, млн. т P_2O_5	Тектоно-магматические эпохи, с которыми связаны накопления апатитовых руд
2700—2600	Джунгджур	150	Кеноранская
2065—2000	Палабора, Маунт-Вельд, Новополтавское	385	Карельская
1800—1740	Гремяха-Вырмес, Стремигородское, Укдуска	200	Готская
1300—1140	Гленовер, Селигдар	230	Гренвилльская
700—650	Томтор, Татарское, Арбарастан, Ошурково	650	Байкальская
600—500	Белозиминское, группа Норвежских	320	Байкальская (завершение)
390—360	Хибинские, Ковдор, Сокли	1415	Каледонская (завершение)
260—210	Маймеча-Котуйские, Дорова и другие в Замбии	530	Герцинская (завершение)
150—110	Группы Бразильских, Малавийских месторождений	295	Киммерийская (завершение)
85—25	Группа Бразильских, Сукулу, Букусу	230	Альпийская
200—0	Месторождения коры выветривания	828	

метров), контролируют многие десятки массивов УЩК, а также кимберлитовые трубки мантийного происхождения с повышенным содержанием фосфора. Геотектонические позиции поясов внутри- и периконтинентальные. Массивы УЩК строго приурочены к рифтам, узлам их сочленения, пересечениям поперечными разломами; в таких условиях сосредоточено более 300 рудоносных карбонатитосодержащих комплексов, обогащенных фосфором в виде апатита. Содержание P_2O_5 в них 3,5—10 %, в среднем 5—6 %. В 30 % массивов УЩК апатитоносность имеет практический интерес, ассоциируясь с магнетитом, пироксеном и другими ценными компонентами. Они представляют собой ведущий апатитовый потенциал мира. В России разрабатываются Ковдорское, уникальные Хибинские месторождения, много разведанных (Вуориярви, Себлярви, Томтор, группа Маймеча-Котуйской провинции, Белозиминское, Татарское и др.). За рубежом разрабатываются 10 месторождений в Бразилии, в восточно-африканских странах. На руднике Палабора в ЮАР получают ежегодно до 3 млн. т апатитового концентрата (с 36—38 % P_2O_5), а также циркониевый, магнетитовый, медный и др.

В отличие от магматических месторождений группа, связанная с УЩК, имеет более широкий геохронологический диапазон формирования — от протерозоя до неогена.

Третья генетическая группа апатитовых месторождений связана с корами выветривания карбонатитов. Выщелачивание карбонатов приводит к увеличению рудных концентраций, в т.ч. фосфора в 2—3 раза. Это и приповерхностное залегание руд обуславливают приоритетность разработки месторождений данной группы, что и осуществляется на многих месторождениях Бразилии, Африки.

По нашей оценке, мировые запасы апатитовых руд составляют 5347 млн. т P_2O_5 , в т.ч. магматические 665, карбонатитовые (включая Хибинские) 3854 и коры выветривания 828 млн. т P_2O_5 . Общий потенциал апатитоносности превышает 10 млрд. т P_2O_5 .

Образование месторождений апатитосодержащих руд проявилось на всех платформах в связи с процессами тектоно-магматической активизации. Докембрийские, преимущественно магматические, геотектонически приурочены к троговым структурам: позднеархейским зеленокаменным поясам (Джунгджур), ранне- и среднепротерозойским протогеоинклиналям (Гремяха-Вырмес, Ельтозерское). Позднепротерозойско-венские

карбонатитовые месторождения (Восточные Саяны, Енисейский край, Алдан, Канада) связаны с рифтами и авлакогенами. Докембрийские троговые многими тракуются как древние рифтоподобные структуры. Все это представляется как единый процесс деструкции земной коры со специфическими магматизмом и металлогенезом. В фанерозое в рифтовые периоды развития земной коры деструкция достигла максимума.

На континентах, в основном на платформах установлено до 10, в т.ч. 4—5 глобальных накоплений апатитовых руд, приуроченных к тектоно-магматическим эпохам, в основном к их завершающим этапам.

К настоящему времени установлен абсолютный возраст большинства месторождений. Геохронологическое распределение накоплений апатитовых руд показано в табл. 1. Главные апатитонакопления формировались в байкальскую, в конце каледонской и герцинской, а также в киммерийскую и альпийскую тектоно-магматические эпохи. Самые значительные запасы связаны с границей каледонской и герцинской эпох; в это время образовались в числе других уникальные Хибинские месторождения, в которых сосредоточено 800 млн. т P_2O_5 .

Все апатитоносные массивы УЩК приурочены к материковым структурам растяжения — рифтам. Только в условиях мощной материковой коры мантийная магма в ходе длительного подъема с остановками в промежуточных камерах могла испытать дифференциацию и дать широкую гамму последовательно сформированных петрографических серий пород. Из них наиболее насыщены апатитом самые поздние образования — камафориты и карбонатиты. Большая часть массивов УЩК расположена в зонах периконтинентальных рифтов, примыкающих к акваториям Атлантического, Индийского океанов и др. Максимальные проявления щелочно-ультраосновного магматизма происходили синхронно с формированием мировой океанической рифтовой системы. Интенсивный рифтогенез проявился расколом Протопантеи, а позднее Гондваны, Африкано-Южно-Американского блока [21]. Ось раздвижения последнего представлена в настоящее время Южно-Атлантическим срединным хребтом.

Главные этапы заложения рифтогенных структур байкальской и киммерийско-альпийской тектонических эпох отвечают основным фазам расширения Земли в ходе ее пульсационного развития. Ю.М.Пущаровский видит в этом две возможные причины: бурную вспышку энергии ядра и мантии или внеземной импульс

2. Стратиграфическое распределение мировых запасов фосфоритов

Стратиграфические подразделения	Главнейшие фосфоритоносные бассейны и месторождения	Мировые запасы фосфоритов, млн. т P_2O_5
Плиоцен	Мексиканский (Санто-Доминго и др.)	766,7
Миоцен	Флорида, Северная Каролина	7613,3
Эоцен	Западно-Африканский	9756,6
Палеоцен	Марокканский Алжиро-Тунисский,	4624,5
Поздний мел	Актюбинский, Днепров-Донецкий Саудовская Аравия Колумбийско-Венесуэльский	Восточно-Среднеземноморский 9235,1
Поздняя юра — ранний мел	Волжский	515
Юра — поздний триас	Мексиканский (Центральное плато) Аляска (США)	65 684
Пермь	Фосфория	7556
Ранний карбон	Штат Юта, США	208
Поздний девон	Эльбрус (Иран)	6,3
Ордовик	Прибалтийский, Лено-Тунгузский	1454
Средний кембрий	Джорджина (Австралия)	570
Ранний кембрий	Каратауский	Янцзы (Южно-Китайские) 9464,7
Поздний венд	Лаокай	Окино-Хубсугульский 4735,7
Венд	Патос-ди-Минас (Бразилия) Центрально-Африканский	227
Протерозой средний ранний	Удайпурский (Араваллийский) Прибайкальский (Слюдянка) Шиньдун-Корейский	30,4 25
Фосфориты не выясненного возраста		63,9
Фосфориты коры выветривания — остаточно-метасоматические	Алтае-Саянский (Телокская и др.) Теннесси-Кентукский (США) Маукок (Вьетнам)	216,2

воздействия на глубинный режим магматизма планеты [20]. Заметное преобладание меридиональных рифтов, возможно, обусловлено ротационным эффектом, вызванным ускорением или торможением вращения Земли вокруг своей оси.

Как уже отмечалось, общий потенциал апатитоносности оценивается в 10 млрд. т P_2O_5 . Такого весомое фосфорное “дыхание” мантии на континентах. Надо полагать, что еще более значительные выделения фосфора имели место в океанах, существенно повышая в них резерв и концентрации фосфора.

В океанских рифтовых структурах современных срединных хребтов находят выход гидротермы “курильщиков”, отлагающих рудное вещество; выделяющиеся термальные растворы, смешиваясь с морской водой, создают дымоподобную сульфидную взвесь. Формируются конусные постройки, внутренние части которых состоят из сульфидов — пирита, халькопирита. Постройки группируются в протяженные гряды холмов. Интересно, что подобные образования распознаются в древних медноколчеданных залежах [19].

С эпохами рифтогенеза в фанерозое совпадают пики щелочно-ультраосновного и базальтового магматизма, максимальная дегазация примантийных и мантийных горизонтов. Тепловой поток в зонах спрединга вызывал конвективный ток вод, выщелачивающих океанические базальты, всегда обогащенные фосфором.

Все это обуславливало крупные поступления фосфора в океанические воды, повышая в них его концентрации, резервы. Прямым показателем данного процесса, например, для венд-кембрийского океана является развитие брахиопод и гастропод, со скелетом из карбоната не кальция, а фосфора. Сохранность же раковин от

растворения свидетельствует о концентрациях фосфора в океанских водах, близких к насыщению.

Таким образом, тектоно-магматическая активность, интенсивный рифтогенез, обусловившие формирование апатитовых месторождений, вместе с тем подготавливали условия для образования и накопления фосфоритов.

Стратиграфическое размещение фосфоритов изучено достаточно надежно, что позволяет установить распределение мировых запасов фосфоритовых руд по стратиграфическим подразделениям (табл. 2). Резко выделяются две крупнейшие эпохи — поздненеандерсдорфская и позднемеловая-палеогеновая. Они не только заключают огромные запасы (25 и 35 % мировых соответственно); бассейны и месторождения донного возраста распространены на многих континентах, что позволяет относить эти эпохи к глобальным. Почти синхронное образование в это время фосфоритов в весьма удаленных регионах свидетельствует, что первопричиной фосфоритогенеза явились общие условия планетарного масштаба. Таковыми, надо полагать, были повышенные концентрации и ресурсы фосфора в океанских водах всей планеты.

Крупные накопления фосфоритов фиксируются также в перми, неогене, ордовике. Однако большая их часть концентрируется не только в локальных, хотя и очень крупных бассейнах (Фосфория, Флорида — Северная Каролина, Прибалтийский), но и в других регионах: пермские в Приуралье (Селеук), неогеновые в Мексике (Санта-Доминго и др.), в Перу (Сечура), ЮАР; ордовикские в Лено-Тунгузском бассейне, а в последнее время выявлены в Аргентине и смежных

районах Боливии. Так что эти эпохи фосфоритообразования имеют тенденции относиться к глобальным.

Фосфориты остальных стратиграфических подразделений носят локальный характер, хотя некоторые из них распространены на значительных площадях (например, желваковые границы юры и мела).

Обращают на себя внимание весьма ограниченные запасы в протерозое, хотя установлено [34], что фосфатоносные породы (метаэкогенные фосфатоносные комплексы) этого возраста широко распространены и включают крупные массы фосфора. Однако его низкие концентрации (первые проценты P_2O_5) не позволяют относить их к фосфоритам. Причины весьма ограниченного фосфоритообразования в протерозое требуют выяснения.

Тектонические условия образования и нахождения фосфоритов изучены недостаточно. Предложенное А.В.Казаковым [12] выделение двух основных групп фосфоритоносных фаций — платформенные и геосинклинальные — сначала широко были восприняты [14, 19]. К геосинклинальным он отнес Фосфорию, Каратау, а также североафриканские фосфориты. Однако Н.С.Шатский [31] убедительно показал, что последние — типично платформенные образования. А вскоре Г.И.Бушинский, детально изучив материалы по Фосфории [4], установил, что в палеозое этот регион характеризовался платформенным режимом, и лишь в мезокайнозое здесь проявились резкие тектонические движения, обусловившие складчатость и разрывные нарушения. Это, а также излияния андезитовой лавы, дезориентировало многих исследователей, считавших фосфориты Фосфории геосинклинальными. Трактовку, подобную трактовке Г.И.Бушинского, дали В.Е.Хаин и Е.Е.Милановский [29], охарактеризовавшие этот регион как зону кайнозойского горообразования в областях докайнозойских материковых платформ.

Вслед за Фосфорией платформенные условия были убедительно показаны [13] в отношении образования и фосфоритов Каратау, формировавшихся в платформенную стадию развития геосинклинальной области [4, 5].

Таким образом, тенденция “оплатформливания” фосфоритовых месторождений, начало которой положил Н.С.Шатский, получило дальнейшее развитие не только для Фосфории и Каратау, но и в отношении других бассейнов и месторождений, ранее считавшихся геосинклинальными.

Можно считать установленным, что образование всех сколько-нибудь значительных месторождений фосфоритов происходило в платформенных условиях. Геосинклинальные же условия с их интенсивным прогибанием, ускоренным накоплением мощных, преимущественно терригенных осадков, противопоказаны для сколько-нибудь значительных накоплений фосфоритов.

Структурной ареной формирования большинства, в т.ч. всех крупнейших фосфоритоносных бассейнов, являлся шельф, преимущественно мелководный. Развитие шельфовых зон — необходимое условие для фосфоритообразования. В глобальные эпохи фосфоритогенеза этому условию благоприятствовали тектонические события.

С конца рифея в венд-кембрии проявилась, как уже отмечалось, мощнейшая общепланетарная байкальская складчатость, сопровождавшаяся интенсивным рифтогенезом и раздроблением раннепротерозойского материка Протопангея на сравнительно небольшие континенты — Сибирский, Сино-Корейский, Янцзыйский и др. По их окраинам широко развились шельфы, расположенные к тому же в низких широтах с аридным климатом. Все это благоприятствовало фосфоритогенезу.

Деструкция Протопангеи сопровождалась интенсивными магматическими выделениями щелочных, базальтоидных и других пород, обогащенных фосфором. Это и непосредственные фосфорсодержащие эманации из примантийных зон по глубинным расколам и рифтам, обусловили крупные поступления в океан эндогенного фосфора, концентрации и резервы которого в океанских водах значительно возросли. Все это и определило формирование крупномасштабной поздневендско-раннекембрийской глобальной эпохи фосфоритообразования. Подобная же картина имела место при формировании другой крупнейшей глобальной эпохи фосфоритогенеза — поздне меловой-палеогеновой. В киммерийско-альпийскую тектоно-магматическую эпоху произошел грандиозный раскол и разъединение Лавразии и Гондваны с образованием огромного древнего океана Тетис с глубоководными желобами, островными вулканическими дугами. Он протягивался через Гималайско-Средиземноморскую зону, отделившую в мезозое Лавразию от Африки и Индостана. Атлантики тогда еще не было. Южная Америка причленялась к Африке, а Тетис продолжался на запад по южной части нынешнего Карибского моря.

На южном борту Тетиса протягивался на тысячи километров шельф, продолжавшийся на западе по нынешним Венесуэле и Колумбии. Он находился на тектонически устойчивой платформе в условиях аридного климата. Это благоприятствовало фосфоритообразованию за счет апвеллинга глубинных вод Тетиса, обогащенных фосфором. В позднем мелу и раннем палеогене сформировались многочисленные, очень крупные североафриканские месторождения зернистых фосфоритов. Такие же по возрасту и типу, но несколько бедней и мелкомасштабней, сформировались и на западном фланге шельфа в нынешних Венесуэле и Колумбии.

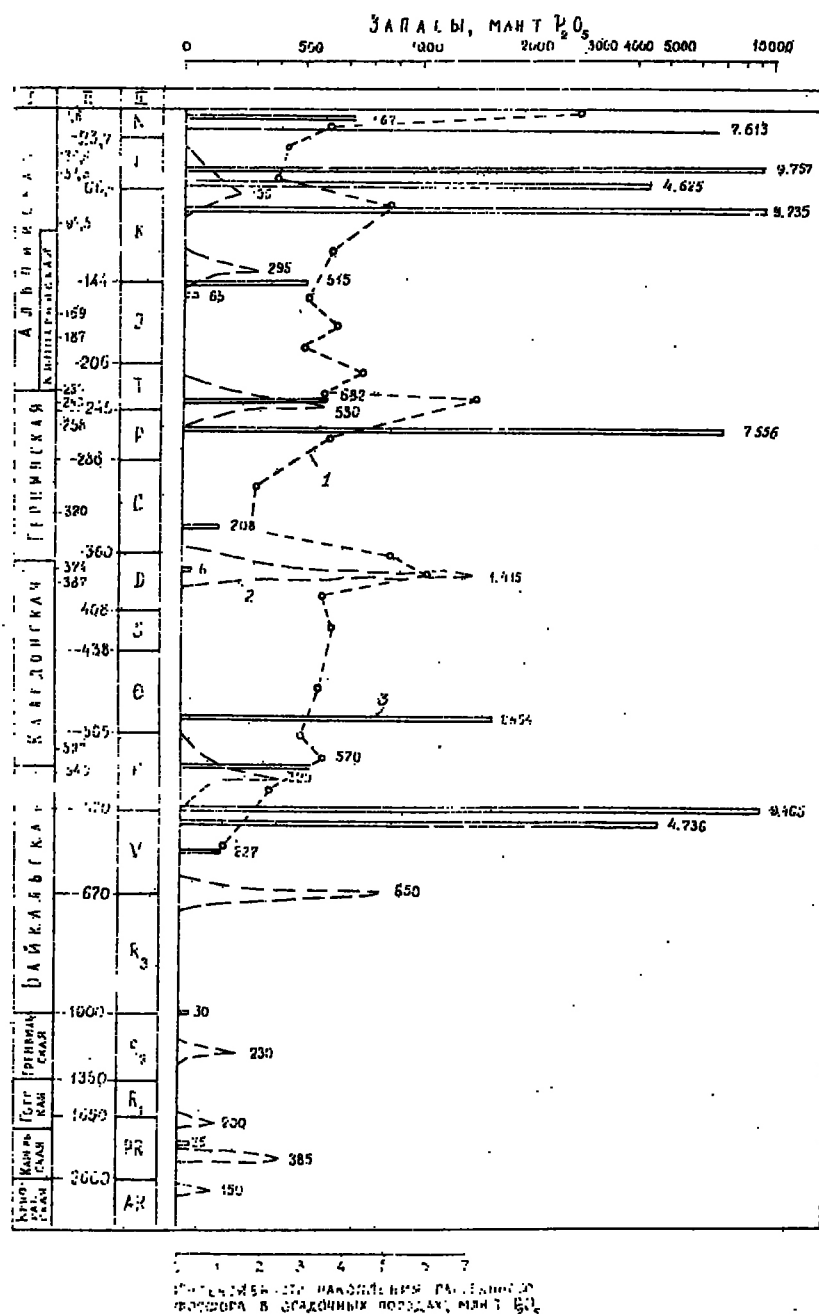
Фациально-литологическая характеристика фосфоритов разных бассейнов и месторождений, фосфоритоносных формаций достаточно освещена в литературе [8, 22 и др.]. Отметим лишь, что среди фосфоритов мы выделяем следующие основные литолого-генетические и геолого-промышленные типы, связанные с определенными формациями [8].

Микрозернистые V—Є, PZ	Кремнисто-карбонатная
Ракушечные. O	Органо-терригенная
Желваковые, J ₃ —K	Глауконит-терригенная
Зернистые K ₂ —P, N ₁ —N ₂	Терригенно-кремнисто-карбонатная
Остаточно-метасоматические MZ—KZ	Коры выветривания

Эта типизация положена в основу Государственного баланса запасов и широко используется в отечественной литературе.

Заметим, что даже в очень кратких приведенных сведениях четко прослеживается эволюция типов фосфоритогенеза — от микрозернистых в палеозое, ракушечных в ордовике через юрско-меловые желваковые к поздне меловым-палеогеновым и миоцен-плиоценовым зернистым.

Мы не рассматриваем весьма дискуссионный вопрос генезиса фосфоритов в части механизма осаждения фосфора, роли и значения в этом хемогенного и биогенного факторов. Наши представления об этом частично изложены в работе [23]. Здесь важно подчеркнуть, что фосфориты — морские осадочные образования, а их фосфор заимствовался из океанских вод. Естественно, что его концентрации в них имели первостепенное значение для фосфоритогенеза, и эпохи накопления фосфоритов связаны с этапами повышенных



Геохронологическое размещение и сопоставление эпох накопления апатитовых и фосфоритовых руд:

I — тектоно-магматические эпохи; II — возраст границ периодов (цифры справа) и эпох (цифры слева), млн лет; III — периоды; эпюры накопления руд: 1 — апатитовые; 2 — фосфоритовые; 3 — средняя интенсивность накопления рассеянного фосфора в осадочных породах, млн т P_2O_5 за 1 млн лет; геохронологическая шкала для дофанероза и шкала запасов более 1 млрд т P_2O_5 даны в логарифмическом масштабе

концентраций и резерва фосфора в Мировом океане. Эпохи фосфоритогенеза были весьма короткими и в общем довольно редкими в истории Земли. А каковы же были концентрации фосфора в океанских водах в гораздо более продолжительные интервалы между эпохами? Изучение фосфоритов не дает ответа на этот вопрос. Однако его можно решить, если обратиться к другой форме нахождения фосфора в осадочных породах — рассеянной, содержащейся в них в околосларковых концентрациях.

В исследованиях последних 20—35 лет содержание рассеянного фосфора в осадочных породах определено для всех стратиграфических подразделений венд-фанероза. Оказалось, что общая масса рассеянного фосфо-

ра на много порядков превышает его запасы в фосфоритах. Последняя оценка показала [24], что масса рассеянного фосфора в осадочных породах составляет $19\ 384\cdot 10^{14}$ т P_2O_5 ; она рассчитана для каждого стратиграфического подразделения, но при этом подчеркнута [24], что масса фосфора определяется не столько его содержанием в породах, сколько массой последних, зависящей от ряда факторов и в значительной степени от весьма различной длительности эпох и периодов. Поэтому для историко-геологического анализа гораздо более показательна не масса фосфора в том или ином подразделении, а интенсивность его накопления, т.е. масса, осаждавшаяся за единицу времени, например, за 1 млн лет. Именно интенсивность фосфоронакопления отражает его концентрацию в океанских водах той или иной эпохи, а это для задач настоящей статьи имеет первостепенное значение. Средняя интенсивность для всех эпох венд-фанероза определена в той же работе [24]. В ней, кроме того, показано важное значение тенденций изменения интенсивности от эпохи к эпохе и установлено, что ее нарастание приводит к эпохам фосфоритообразования и накопления. Это, конечно, легко объяснимо. Поскольку интенсивность отражает концентрацию фосфора в океанских водах, то ее нарастание свидетельствует об увеличении этой концентрации, и в пики (максимумы) интенсивности концентрации фосфора в океанских водах достигали тех значений, которые необходимы для образования фосфоритов. Оно происходило синхронно в разных регионах, отражая глобальность главных эпох фосфоритонакопления.

Все это очень важно для решения нашей главной задачи — установить, как тектоно-магматические эпохи с интенсивным рифтогенезом, приводившие к формированию апатитовых руд, сопровождались крупными поступлениями фосфора в океаны, повышением в них его концентраций и образованием фосфоритов. Синхронные накопления последних возникали, однако, не повсеместно, а лишь там, где проявлялся комплекс и других условий, необходимых для фосфоритогенеза.

Образование и накопление апатитов началось в конце архея (группа магматических месторождений хр. Джугджур) и прерывисто продолжалось в протерозое, будущим связанным с карельской, готской, гренвилльской тектоно-магматическими эпохами (рисунок). В это время преобладали апатиты магматической группы (кроме месторождений Джугджура, Укдуска, Стремигородское, Гремяха-Вирмес и др.). Постепенно все большие масштабы приобретали карбонатитовые месторождения. Если в раннем протерозое они были единичны (Палеобора, Новопоплавское), то в среднем число их возрастает (Гленовер, Карджил, Лекнер-Дейк и др.). Масштабы древних апатитонакоплений сравнительно небольшие. Еще более мелкими и редкими были формирования фосфоритов; об их сопоставлении с апатитами в протерозое говорить даже не приходится.

В байкальскую тектоно-магматическую эпоху картина существенно меняется. Почти полностью исчезают магматические апатитовые месторождения, резко преобладают карбонатитовые, масштабы их возрастают.

Крупные накопления апатитов произошли в рифее — венде, когда формировались такие крупные месторождения, как Томтор, Мабуни в Габоне и др. Запасы апатитов, сформировавшихся в эту эпоху, равны всему, что сформировалось ранее.

С завершением байкальской эпохи связано следующее апатитонакопление, включающее Белозиминское, Фён и Кодал в Норвегии, Кокчетавское месторождения и др. Интенсивный рифтогенез и другие тектоно-магматические события байкальской эпохи привели не только к крупным накоплениям апатитов, но и значительным поступлениям эндогенного фосфора в океаны. В результате проявились крупнейшие накопления фосфоритов на границе венды и кембрия — сформировалась глобальная поздневендско-раннекембрийская эпоха фосфоритообразования; как отзвуки ее можно рассматривать накопления фосфоритов в среднем кембрии и раннем ордовике. То, что от венды к кембрию концентрации и резервы фосфора в океанах возрастали четко отражает нарастание интенсивности накопления рассеянного фосфора в осадочных породах (см. рисунок).

Следующая и самая крупная эпоха апатитонакопления связана с завершением каледонской и началом герцинской тектоно-магматических эпох. В сравнительно короткий отрезок времени сформировались такие масштабные апатитовые месторождения, как Хиби́нские, Ковдор, Vuoriaarvi, Себляarvi, Сокли, Сиилиarvi и др. С девоном связано следующее резкое нарастание интенсивности накопления рассеянного фосфора. Однако, сколько-нибудь значительным образованием фосфоритов это не сопровождалось, за исключением бедных и мелкомасштабных на хр. Эльбурс в Иране. Остается невыясненным, почему в длительное время от ордовика до перми (а это почти треть фанерозоя) фосфоритообразование не происходило, хотя “противопоказаний” этому не отмечено. Фосфориты Эльбурса и Скалистых гор (США) этой проблемы не снимают.

На рисунке хорошо видны следующие, почти синхронные накопления и апатитов, и фосфоритов в пермо-триасе с предшествующим резким увеличением интенсивности фосфоронакопления. Подобное же, но менее четко выраженное сочетание зафиксировано для границы юры и мела. А вот к позднему мелу и половине палеогена приурочена самая крупная глобальная эпоха накопления фосфоритов. Она синхронна с эпохой апатитонакоплений, проявившихся в Бразильской (Якупиранга, Сероте, Ипанема) и Восточно-Африканской (Чилва, Тундулу, Панда-Хилл) провинциях, а предшествовало ей, как и в других случаях, нарастание от юры к позднему мелу интенсивности накопления рассеянного фосфора.

Таким образом, вся “фосфатная история” венд-фанерозоя отчетливо свидетельствует о закономерной геолого-генетической связи образования и накопления апатитов и фосфоритов с тектоно-магматическими эпохами, преимущественно с их завершающими этапами, сопровождавшимися интенсивным рифтогенезом, деструкциями земной коры, активным ультращелочным магматизмом с карбонатитообразованием на континентах и базальтоидными излияниями в океанах, и крупными выделениями глубинного мантийного фосфора. Это привело к повышению в них концентраций фосфора и обусловило формирование глобальных эпох фосфоритообразования. Повышение концентраций фосфора в океанских водах убедительно подтверждается данными о его содержании в осадочных породах и особенно интенсивностью фосфоронакоплений и ее нарастанием, предшествующим эпохам фосфоритообразования.

В заключение следует сказать, что, устанавливая решающую роль глубинного мантийного фосфора в образовании апатитов и его важное значение в формиро-

вании фосфоритов, мы, конечно, не сбрасываем со счета другие источники его поступлений в древние океаны и, прежде всего, его снос с континентов. Он и в те древние эпохи имел важнейшее значение, а количественно зависел от многих условий, в особенности от меняющегося характера питающих провинций [30]. Установление соотношений, баланса всех источников питания фосфором древних океанов требует специальных непростых исследований, являющихся одной из задач будущего. Однако роль эндогенного фосфора для образования древних фосфоритов несомненно более значительна, чем это обычно трактуется.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батури́н Г.Н. Фосфориты на дне океана. — М.: Наука, 1978.
2. Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченко А.Г. Редкометалльные камафориты. — М.: Наука, 1973.
3. Бродская Н.Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. — М.: Наука, 1974.
4. Бушинский Г.И. Формация Фосфория. — М.: Наука, 1969.
5. Бушинский Г.И. Биохимическая теория происхождения фосфоритов // Тез. докл. к семинару “Условия образования геосинклинальных фосфоритов”. Каратау, 1970. С. 6.
6. Валеев Р.Н., Файзуллин Р.М., Языр М.М. Глобальный рифтогенез и процессы фосфатного рудообразования // Докл. АН СССР, 1979. Т. 249. С. 934—937.
7. Минеральные ресурсы зарубежных стран (на начало 1992 г.). — М.: Роскомнедра, 1993.
8. Геология месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков / Под ред. А.С.Зверева, А.С.Михайлова. — М.: Недра, 1980.
9. Гиммельфарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. — М.: Недра, 1965.
10. Дзюценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. — М.: Недра, 1969.
11. Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутоизм. — Л.: Недра, 1991.
12. Казаков А.В. Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений // Тр. НИИУФ. 1939. Вып. 45.
13. Королев В.Г., Джамалиев Т., Киселев В.В. и др. Особенности геологического развития и условия фосфатонакопления в Таласо-Каратауской зоне // Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М., 1983. С. 62—70.
14. Красильникова Н.А. Геотектонические условия размещения фосфоритовых месторождений СССР // Проблемы прогноза, поисков и разведки месторождений горно-химического сырья. М., 1971. С. 8—13.
15. Кук П.Д., Макелхинни М.У. Переоценка пространственного и временного распределения месторождений фосфоритов в свете тектоники плит // Геология месторождений фосфоритов. М., 1983. С. 7—34.
16. Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.Л. Металлогенетические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита // Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт. 1971. Т. 72. Вып. 2.
17. Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. — М.: ИЛ, 1955.
18. Лисицын А.П. Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М., 1981. С. 20—45.
19. Лисицын А.П., Богданов Ю.П., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. — М.: Недра, 1990.
20. Пушаровский Ю.М. Мировая рифтовая система — редкое событие в геологии // Тихоокеанская геология. 1986. № 6.
21. Равич М.Г. Загадки Гондваны. — М.: Знание, 1972.
22. Соколов А.С. Классификация и закономерности размещения месторождений фосфатов // 27-й Междунар. геол. конгресс. Неметаллические полезные ископаемые. 1984. Т. 15. С. 48—58.
23. Соколов А.С. Генетическая классификация месторождений фосфатных руд // Изв. вузов. Геология и разведка. 1995. № 5. С. 57—67.
24. Соколов А.С. Фосфор в стратосфере // Докл. АН. 1995. Т. 344. № 3. С. 370—373.
25. Файзуллин Р.М. Минератения и прогноз месторождений апатита. — М.: Недра, 1991.
26. Фролов А.А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. — М.: Недра, 1975.
27. Фролов А.А. Рудоносные вулканогенные структуры. — М.: Недра, 1994.
28. Фролов А.А., Соколов А.С. Роль глубинного фосфора в формировании месторождений фосфатных руд // Международный

- симпозиум "Проблемы фосфатной геологии": Тез. докл. М., 1995. С. 16—17.
29. Хаин В.Е., Милановский Е.Е. Тектоническая карта мира // БСЭ. 1972. Т. 9. С. 488.
 30. Хлодов В.Н. Эволюция питающих провинций — важнейший фактор осадочного рудообразования // 27-й Междунар. геол. конгресс. Литология (осадочные породы). 1984. Т. 4. С. 75—84.
 31. Шатский Н.С. Фосфоритовые формации и классификация фосфоритовых залежей // Совещание по осадочным породам. М., 1995. Вып. 2. С. 7—100.
 32. Шейнман Ю.М. Очерки глубинной геологии. — М.: Недра, 1968.
 33. Эпштейн Е.М. Геолого-петрологическая модель и генетические особенности рудоносных карбонатитовых комплексов. — М.: Недра, 1994.
 34. Юдин Н.И. Дорифейский фосфогенез // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 3. С. 321—328.
 35. Яншин А.Л. Эволюция фосфоритообразования // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М., 1993. С. 158—174.
 36. Яншин А.Л., Жарков М.А. Фосфор и калий в природе. — Новосибирск: Наука, 1986.
 37. Louis P.L. Availability of Fertilizer Raw Materials Paper read at the International Conference in Cambridge on 8—9 December 1993. The Fertilizer Society, 1993.
 38. Notholt A.J.Q., Highley D.E. World phosphate resources, with particular reference to potential lowgrade ores. Transactions, of the Institution of Mining and Metallurgy. 1986. Vol. 95. July. P. A124—A132.
 39. Phosphate deposits of the World. Vol. 2. Phosphate rock resources. Cambridge University Press. 1989.
 40. Slansky M. Geology of sedimentary phosphates Elsevier. 1986.
 41. World survey of phosphate deposits. Fourth edition. The British Sulphur Corporation Limited. London. 1980.

Принята редколлегией 27 января 1997 г.

УДК 553.068

© С.Г.Прудников, 1997

Условия образования и закономерности размещения россыпей Харальского золотоносного района

С.Г.ПРУДНИКОВ (ТУВИКОПР СО РАН)

Вопросы россыпеобразования в настоящее время находятся на весьма высоком уровне научного обобщения. Вместе с тем, в Туве они рассмотрены в самых общих чертах и в литературе почти не освещались. Основные факторы россыпеобразования — геологические, неотектонические, геоморфологические и палеогеоморфологические — редко рассматривались в комплексе в их тесной взаимосвязи. В результате этого из поля зрения геологов выпали целые эпохи россыпеобразования, неверно оценивались перспективы древнеледниковых районов. В данной статье на примере Харальского золотоносного района Тувы рассмотрены особенности неотектоники, развития рельефа, рыхлых отложений и россыпей как единой пространственно-временной среды.

Подобное изучение имеет еще и важное практическое значение. Многие из ранее выявленных россыпей в настоящее время в значительной мере отработаны. Перспективы прироста запасов золота как традиционных, так и "сложных" типов россыпей, особенно на флангах исследуемого района, невозможны без изучения пространственных закономерностей и особенностей их размещения, степени влияния ледниковых процессов на их распределение, уничтожение и захоронение. Кроме того, нами поставлена задача выбора геоморфологических и структурно-тектонических критериев поисков дочетвертичных россыпей, связанных с отложениями древней гидросети.

Харальский золотоносный район характеризуется отчетливо проявленным линейным размещением золотоносных россыпей (рис. 1). Ведущий элемент линейной локализации — Бийхемская межблоковая зона, представленная серией параллельных тектонических швов и зон трещиноватости шириной несколько километров, возникающая на стыке Харальско-Билинского и Кызыл-Хемского жестких блоков [12]. В межблоковой зоне известно шесть позднепротерозойских вулканических центров, имеющих преимущественно субвулканический уровень среза. Золотое оруденение района тяготеет преимущественно к субвулканическим интрузиям и жерловинам этих палеовулканов, к низам вулканогенных отложений и толще графитистых сланцев, и относится к золото-кварцевой, золото-кварцитово-и золото-сульфидно-углеродистой формациям [5, 12].

В морфоструктурном отношении Харальско-Билин-

ский и Кызыл-Хемский блоки представляют собой соответственно структуры третьего порядка: Восточно-Тувинское нагорье и сводово-глыбовое поднятие хр. Академика Обручева. К межблоковой зоне приурочена Серлигхемская впадина, расположенная восточнее района исследований и выполненная юрской молассой (рис. 2).

Влияние структурных и рудноформационных факторов на особенности формирования аллювиальных россыпей золота осложнено наложением палеогеоморфологических, неотектонических и экзогенных факторов. Среди последних наиболее существенными являются: террасированность долин, неоднократные четвертичные оледенения, широкое развитие нивальных процессов. Сложное взаимодействие этих факторов определяет следующие характерные особенности россыпей Харальского района: все известные золоторудные проявления и золотороссыпные месторождения расположены в пределах зоны субширотного простираания шириной до 10 км. Эта локальная структура выделяется в рамках Бийхемской межблоковой зоны, ограничена глубинными разломами и получила название Центральной морфоструктуры (см. рис. 1). В центральной части морфоструктуры расположены известные россыпные месторождения Ойна, Демирчи, Харал. Восточный ее фланг перекрыт сложным комплексом ледниковых отложений средне-позднеплейстоценовых оледенений и не изучен. На юге Центральная морфоструктура отчетливо ограничена разломом Южный (Ойнинско-Демиржинский), контролирующим размещение головных частей всех россыпей района, выше которого долины ручьев золотоносны в единичных случаях. Северная граница выражена менее отчетливо, проходит по разлому Северный и контролирует нижние части россыпей, имеющие тенденцию к выклиниванию и разубоживанию; россыпи отличаются однообразием генетических типов — это простые аллювиальные россыпи долин и террас, сосредоточенные в главных долинах третьего порядка с уклоном 0,012, реже — в нижних частях их крупных боковых притоков; золото россыпей хорошей и средней окатанности, комковидно-угловатой и прожилково-трещинной форм. Довольно часто золото в сростках с кварцем, реже — с отпечатками граней других кристаллов. Золотинки покрыты пленками гидроксидов железа, оксидов марганца и носят

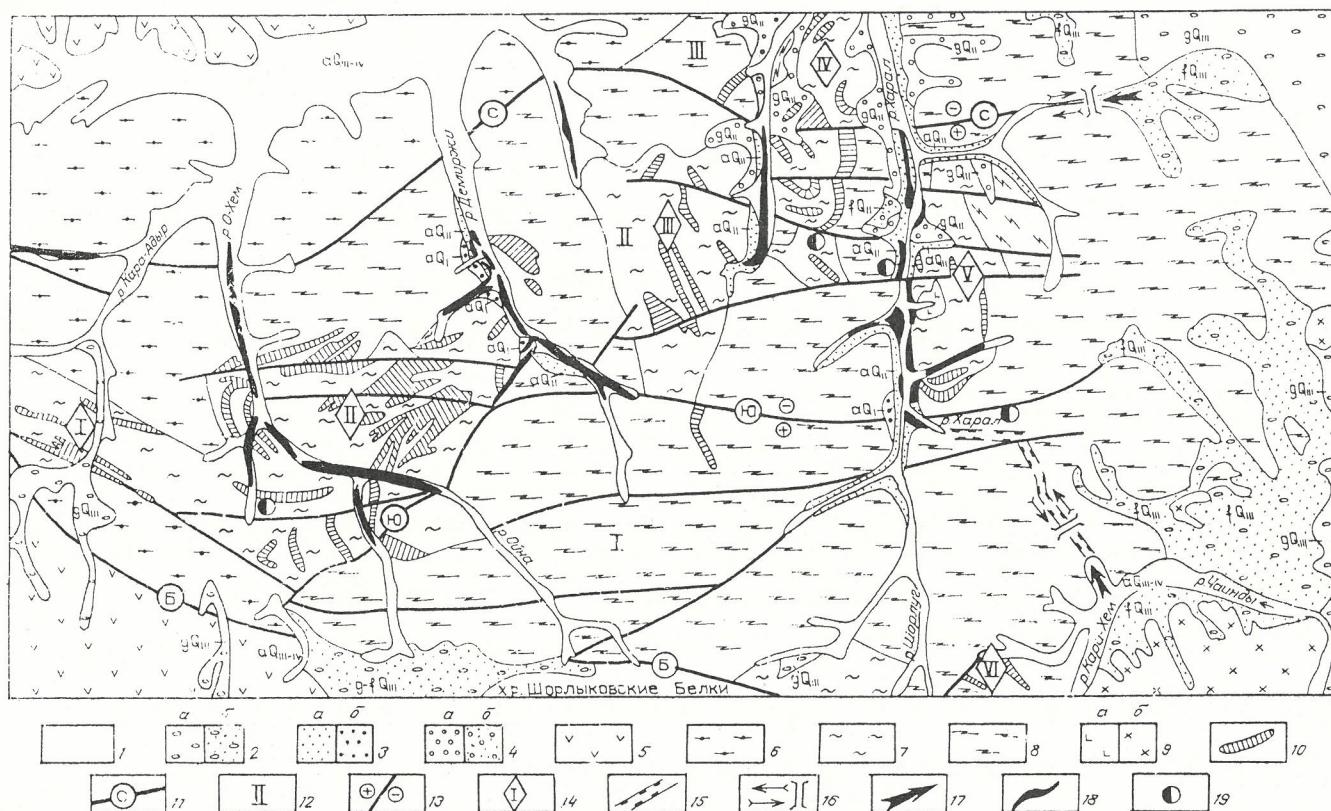


Рис. 1. Схема геологического строения района, с использованием материалов работ [4, 5]:

1 — аллювиальные отложения первой надпойменной террасы, пойменные и русловые нерасчлененные; 2 — ледниковые (а) и флювиогляциальные (б) отложения позднеплейстоценового (Азасского) оледенения; 3 — аллювиальные отложения второй (а) и третьей (б) надпойменных террас; 4 — ледниковые (а) и флювиогляциальные (б) отложения среднеплейстоценового (кахемского) оледенения; 5 — туматтайгинская свита нижнего кембрия (вулканогенные и вулканогенно-терригенные породы); 6 — охемская свита нерасчлененная (метапесчаники и металевоалюиты с горизонтами углистых сланцев, конгломератов, филлитов), PR₂ oh; 7 — харальская свита верхнего протерозоя (метаморфизованные эффузивы и туфы базальтового состава, песчаники и алевролиты, PR₂ hr; 8 — демиржинская свита верхнего протерозоя нерасчлененная — кварц-биотит-гранатовые сланцы, кварц-серцитит-гранатовые сланцы, PR dmi; 9 — интрузивы диоритов δ (а) и плагиигранитов γδ (б) таннуольского комплекса, Є₁₋₂ tn; 10 — позднепротерозойские субвулканические интрузии метагаббро и метагаббро-диабазов, v PR₂; 11 — основные разломы: Б — Бийхемский, Ю — Южный (Ойнинско-Демиржинский), С — Северный; 12 — морфоструктурные блоки: I — интенсивных поднятий, II — умеренных поднятий (Центральная морфоструктура), III — относительных опусканий; 13 — направление движения морфоструктурных блоков; 14 — вулканические центры: I — Кара-Адырский, II — Ойнинский, III — Ольховский, IV — Хадынский, V — Харальский, VI — Кара-Хемский; 15 — ущельевидные отрезки долин; 16 — участки перехвата рек и направление движения древней гидросети; 17 — направление стока талых ледниковых вод; 18 — россыпи; 19 — золоторудные проявления

следы механических деформаций, вызванных неоднократным переотложением.

Время формирования и эволюция россыпей. Формирование рельефа Бийхемской тектонически активной зоны в течение длительного геологического периода происходило в условиях преобладающего неоднородного вертикального растяжения и последующего сжатия при разнонаправленных, часто знакопеременных движениях жестких блоков [12], в связи с этим в истории развития района имели место две основные эпохи, благоприятные для россыпеобразования: среднемезозойская (J) и олигоцен-голоценовая (P₃—Q₄). Первая изучена слабо. Золото установлено лишь в отдельных пробах из юрских конгломератов. Ко второй относятся все известные долинские и террасовые россыпи района.

Для каждой из двух эпох россыпеобразования характерны свои бассейны осадконакопления: не совпадающие в пространстве. Для юрского времени это Серлигхемская межгорная впадина [3, 8], для четвертичного — долина р. Бий-Хем. В зависимости от направления стока гидросети по отношению к Бийхемской межблоковой зоне формировались и россыпи, которые условно можно объединить в две группы: продольные и поперечные.

Продольные россыпи, ориентированные вдоль межблоковой зоны и относящиеся к среднемезозойской

эпохе россыпеобразования, пока не установлены, хотя и имеются все предпосылки для их образования. В юрскую эпоху сложились для этого наиболее благоприятные условия: крупномасштабное высвобождение золота из коренных источников, обусловленное длительностью и интенсивностью процессов пенепленизации и глобального корообразования [7]; решающее значение для локализации месторождений приобрели индивидуальные особенности прогибов и поднятий, возраст и условия их сопряжения.

Серлигхемская впадина занимает центральную часть Бийхемской межблоковой зоны и в юрское время представляла собой озерно-аккумулятивную равнину для смежных поднятий [3, 4]. Питающей провинцией для впадины послужил, видимо, расположенный в непосредственной близости Харальский золотоносный район. Исходя из анализа имеющихся материалов, можно предположить, что вдоль Центральной морфоструктуры, ориентированной в субширотном направлении в сторону Серлигхемской впадины, в прошлом пролегла крупная золотоносная речная долина. Фрагменты палеодолины, прорезанной в юрских конгломератах и затем залитой базальтами ранне-среднеплейстоценового возраста и заполненной ледниковыми отложениями, известны в юго-западной части Серлигхемской впадины. В каньоне р. Хан, в 3 км выше ее

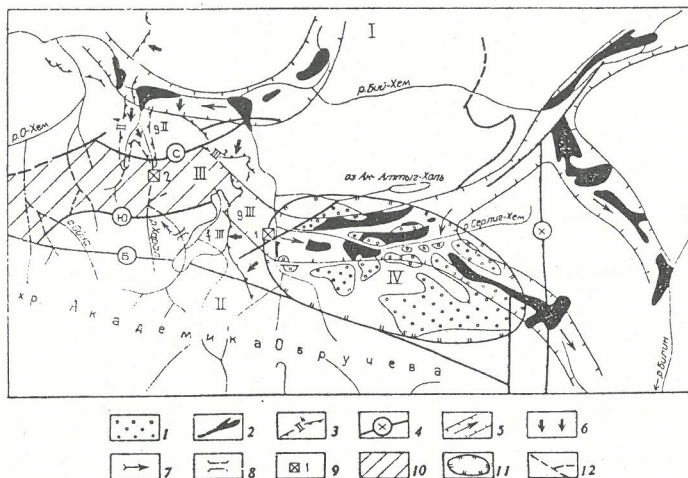


Рис. 2. Схема соотношения бассейнов осадконакопления в среднемезозойское и четвертичное время с использованием материалов работы [4]:

1 — серлигемская свита нижней юры (сероцветные песчаники, гравелиты, конгломераты); 2 — потоки антропогенных базальтов; 3 — границы распространения ледников: II⁴ — Кахемский эпохи второго среднеледникового оледенения, III² — позднеплейстоценовое оледенение; 4 — основные разломы: Б — Бийхемский, Х — Сурхайнский, С — Северный, Ю — Южный (Ойинско-Демиржинский); 5 — древние долины, образовавшиеся до излияний эоцено-раннеледникового оледенения; 6 — направление движения ледников; 7 — направление стока талых ледниковых вод; 8 — участки перехвата речных долин; 9 — опорные разрезы: 1 — р. Хан, 2 — р. Харал; 10 — контуры Центральной морфоструктуры; 11 — контуры Серлигемской впадины; 12 — россыпи; gII — ледниковые отложения среднеледникового оледенения; gIII — ледниковые отложения позднеплейстоценового оледенения; морфоструктуры: I — Восточно-Тувинское нагорье, II — хр. Академика Обручева, III — Бийхемская межблоковая зона, IV — Серлигемская впадина

устья (см. рис. 2, опорный разрез 1), на конгломератах серлигемской свиты (J₁ sr) с размытом залегают мелкогалечные хорошо отсортированные конгломераты мощностью 2—6 м, которые постепенно переходят в кору выветривания — продукт химической дезинтеграции неогенового аллювия. Термический анализ определил монтмориллонитовый состав коры со следами гидрослюда, кальцита. Мощность коры выветривания 4 м. Разрез перекрыт потоком базальтов мощностью 20 м, который, в свою очередь, несет ледниковую покрывку мощностью 2—3 м (С.П.Демьянов, 1991).

К группе поперечных россыпей отнесены все известные современные россыпи района. Они приурочены к сравнительно коротким долинам, расчленяющим систему среднегорных хребтов поперек их склонов. Формирование их связано с новейшим орогенным поднятием хр. Академика Обручева, обусловившим резкую перестройку плана речной сети и изменение направления долин. На образование поперечных россыпей есть две точки зрения. Согласно первой, они образовались в процессе трансформации древних мезозойских россыпей палеодолины на завершающих этапах развития. Понижение абсолютных отметок головных частей россыпей с запада на восток (Ойна — 1290 м, Демиржи — 1250 м, Хайдын — 1190 м, Харал — 1170 м), видимо, служит косвенным доказательством понижения продольного профиля древней долины вниз по течению. Скатывание всех рек района к правому борту долин также объясняется общим уклоном местности с запада на восток. В этом случае можно ожидать новые россыпи по простиранию Центральной морфоструктуры на восток под отложениями позднеплейстоценового оледенения. Причем, возможно, обнаружение как древних юрских, так и четвертичных россыпей, возникших за счет перемива последних. Подобные россыпи, связанные с нижнеюрскими золотоносными конгломератами унаследованных впадин, давно известны в Алтае-Саянской провинции, Приамурье и других районах Сибири и Дальнего Востока [6, 7]. Согласно второй точке зрения, современные россыпи сформировались в резуль-

тате размыта продуктивной линейной коры выветривания в ее же контурах. Остаточные коры выветривания не установлены. Они оказались снесенными и перетолженными в области аккумуляции крупных речных долин. Во втором случае имеются перспективы выявления новых россыпей золота по простиранию Центральной морфоструктуры в обе стороны. Возможно и совмещение роли линейных кор выветривания в питании аллювиальных россыпей и россыпей древней гидросети, выступавшей в качестве промежуточного коллектора.

Неотектонические движения и их роль в формировании террасового ряда и размещении россыпей Харальского района. История долины р. Харал и особенности ее строения изучались многими исследователями. Так, коленообразный речной перехват в верховье р. Харал и узкое ущелье в средней части долины некоторые ис-

следователи объясняли неотектоническими движениями (В.М.Рожанец, А.П.Божинский и др., 1963). М.Г.Гросвальд [4], отвергая неотектонический фактор, решающую роль отводил речной эрозии при стоке талых ледниковых вод позднеплейстоценового оледенения. По нашему мнению, определяющее влияние на формирование рельефа всего Харальского района оказали блоковые неотектонические движения. Это подтверждается хорошей корреляцией террасового ряда рек Ойна, Демиржи, Харал, расположенных в пределах единых неотектонических блоков. Некоторые отличительные особенности строения долины р. Харал объясняются последующим наложением эрозийной деятельности талых ледниковых вод. Поднятие района привело к вертикальному перемещению отдельных блоков вдоль субширотных разломов, что обусловило ступенчатость рельефа, к расчленению и глубокому врезанию современных рек и перестройке плана речной сети. М.Г.Гросвальд [4], а вслед за ним и О.А.Раковец [10] выделили три фазы неотектонических движений. Главная Саяно-Тувинская фаза датируется эоценом — ранним плейстоценом, вторая (мерзлостная) — второй половиной среднего плейстоцена и относится к межледниковой эпохе, и третья (жомбо-локская) — слабо выраженная голоценовая фаза. Анализ террасового ряда Харальского района свидетельствует о существовании еще одной фазы неотектонических движений, создавшей уровень второй надпойменной террасы и относящейся, по-видимому, к началу среднего плейстоцена.

Выделяются следующие основные неотектонические блоки, определившие формирование рельефа и россыпей района:

1) интенсивных поднятий — от осевой части хр. Шорлыковские белки до разлома Южный — охватывает верховья долин;

2) умеренных поднятий — в пределах Южного и Северного разломов — включает Центральную морфоструктуру;

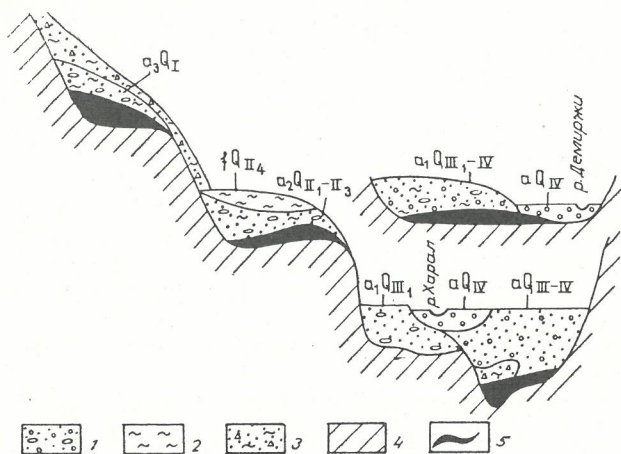


Рис. 3. Строение долин Харальского района:

1 — аллювиальные отложения пойм и террас; 2 — флювиогляциальные отложения среднего ледникового оледенения; 3 — делювиально-пролювиальные отложения присклоновых шлейфов; 4 — коренные породы; 5 — золотоносный пласт

3) относительных опусканий характеризует нижние отрезки долин ниже разлома Северный.

Первый тип морфоструктур характеризуется высоким энергетическим потенциалом рельефа, обусловившим высокую активность эрозионных процессов и отрицательный баланс обломочного материала. В осевой части хребтов сохранились древние поверхности выравнивания (итчглени) в виде выровненных, слабо всхолмленных поверхностей, видимо, неогенового возраста. Долины глубоко врезаны, с крутыми симметричными бортами. Относительные превышения составляют 550—750 м. В днище выделяются пойма и первая надпойменная терраса; в долине р. Харал — вторая надпойменная цокольная терраса. В пределах блока как основные долины, так и их боковые притоки в основном не золотоносны. Отмечаются точечная золотоносность и небольшие россыпи по рекам Демиржи и Ойна.

Второй тип морфоструктур включает Центральную морфоструктуру и характеризуется умеренными поднятиями. В его пределах размещены практически все россыпные месторождения района. Отчетливо выражен террасовый ряд трех уровней (рис. 3). Первая надпойменная терраса высотой 1—2 м является аккумулятивной. Расположена она вдоль пойменной части долин и ранее включалась в состав высокой поймы. Большинство исследователей принимает голоценовый возраст отложений террасы. По нашему мнению, формирование уровня террасы произошло раньше — в мерзлотную фазу неотектонических движений, и отложения террасы формировались в условиях начавшегося позднеплейстоценового оледенения. Мощность аллювиальных отложений террасы 2—2,5 м в долине р. Демиржи и до 20 м в долине р. Харал. К пойменной части долины р. Демиржи, ширина которой достигает 500 м, приурочены основные россыпи золота. Местами в разрезе пойменной части р. Харал отмечается погребенный врез, характеризующий этап эрозирующей деятельности талых ледниковых вод верхнеплейстоценового оледенения.

Вторая надпойменная терраса является цокольной. Высота ее в долине р. Демиржи 6—14 м, в долине р. Харал от 12 м в нижней части блока до 50 м в верхней. Этот уровень террас вмещает основные россыпи р. Харал и часть россыпей р. Демиржи.

Третья надпойменная терраса в виде сильно эродированных фрагментов прослежена по левому борту р. Демиржи в средней ее части. Ширина фрагментов 50—200 м, протяженность до 2 км. Терраса является цокольной. Высота цоколя над уровнем поймы от 20 м

в верхней части до 30 м в нижней. Мощность аллювия 0,5—7 м. В 1995 г. В.С. Горшков впервые установил ее золотоносность.

В долине р. Харал третья надпойменная терраса выделяется в виде фрагмента в левом борту долины. Высота террасы над уровнем поймы 80 м. Ширина фрагмента до 130 м, длина до 1 км. Золотоносность террасы не изучена.

Еще один фрагмент террасы установлен в левом борту р. Харал в районе узла Мозгалеvский. Здесь до отметки 1200 м выявлены отложения, по составу и строению напоминающие флювиогляциальные образования и отчетливо коррелирующиеся с ледниковыми отложениями среднеплейстоценового оледенения. На 80 % они состоят из слабо структурированного песка с нечетко обособленными илистыми линзочками.

Морфоструктурный блок относительных опусканий характеризует нижние участки долин до их впадения в р. Бий-Хем. Широкие долины имеют трапецевидный поперечный профиль. В долинах рек Ойна и Демиржи нет явно выраженных террас. Борта пологие, сильно залесены, лишены уступов. Днища долин шириной 300—700 м включают пойму и плохо выраженную первую надпойменную террасу. По долинам рек Харал и Хайдын имеются явные следы ледниковой и водноледниковой деятельности. В приустьевой части отмечается конечноморенный вал хорошей сохранности позднеплейстоценового оледенения. Выше отмечены следы оледенения меньшей сохранности. Это холмисто-западинный рельеф вдоль обоих бортов долин, наличие крупных экзотических валунов в русле и на склонах, флювиогляциальные отложения террас и задров. Долины рек в пределах блока характеризуются избыточной мощностью аллювия (свыше 30 м по р. Харал), разубоживанием и выклиниванием россыпей.

Таким образом, четыре фазы неотектонической активизации сформировали в пределах Центральной морфоструктуры три уровня террас — пойму и первую надпойменную аккумулятивную, вторую и третью надпойменные цокольные террасы. Основным этапом формирования россыпей приходится на период образования отложений второй надпойменной террасы и относится к среднему плейстоцену. Золотоносность сохранившихся фрагментов третьей террасы дает основание на начальный этап россыпеобразования отнести к раннему плейстоцену.

Роль оледенений в истории Харальского района. В районе четко проявились две фазы оледенения: средне- и позднеплейстоценовая, разделенные активизацией тектонических движений. В большей степени следы оледенения выразились в рельефе рек Харал и Хайдын. Рельеф остальной части района в эти периоды формировался под воздействием перигляциальных процессов.

Ледниковые отложения позднеплейстоценового возраста являются маркирующими для территории Тувы. Оледенение довольно полно изучено, носило сетчатый характер [4, 8], характеризуется хорошей сохранностью моренных и флювиогляциальных отложений. Конечноморенный вал позднеплейстоценового возраста, отчетливо выраженный в рельефе, опоясывает долину р. Харал с севера на юго-восток от приустьевой части до ее верховья и далее прослеживается за пределами района на сотни километров. Вал характеризует длительное стационарное положение, имевшее незначительные размеры и не оказавшее существенного влияния на россыпеобразование в районе. В верхней части образовалось подпрудное Верхнехаральское озеро, в результате катастрофического стока которого произошел перехват верховья р. Кара-Хем и сформировалось глубоко врезанное ущелье р. Харал [4].

Второй тип оледенения носит горно-долинный характер и относится ко второму среднечетвертичному

ледниковью. На территории Восточно-Тувинского нагорья второе среднечетвертичное оледенение (каахемское) носило покровный характер, в краевых частях переходящее в сетчатое и долинное. В районе исследований среднечетвертичный ледник выделен по геоморфологическим признакам и по аналогии с горно-долинными ледниками южных склонов хр. Академика Обручева [2, 4, 8], имевшими, видимо, общий источник питания в бассейне р. Бий-Хем. От питающего покровного ледника в долине р. Бий-Хем горно-долинный ледник продвинулся вверх по долине р. Харал на 16 км до руч. Мозгалеvский. Отсутствие явно выраженной конечной морены объясняется непрерывным продвижением и последующим отступлением ледника без стационарной фазы стояния. В этом отношении ледник, видимо, относится к теплому или умеренному типу [11] с температурой, близкой к точке таяния льда, в результате чего талые воды присутствуют в нем в значительных количествах, накапливаясь в трещинах и озерах на поверхности ледника и под его основанием. Наличие талой воды под основанием и позволяет теплым ледникам перемещаться со значительной скоростью. С потоками талых вод, текшими между краем ледника и коренным склоном долины, видимо, связаны и камовые террасы в левом борту р. Харал на высоте до 1200 м. После себя ледник оставил отложения основных морен, небольших подпружных озер и флювиогляциальные отложения, отнесенные ранее большинством исследователей к озерно-ледниковым и флювиогляциальным отложениям позднеплейстоценового оледенения. Взаимоотношение отложений горно-долинного оледенения и аллювиальных отложений второй надпойменной террасы установлено в разрезе цокольной террасы р. Харал на увале Степановский в краевой части ледника (см. рис. 2, опорный разрез 2):

- 1) почвенно-растительный слой — интервал 0—0,2 м;
- 2) супесь буровато-серая, плотная, с редкой дрсвой; в подошве пласта горизонт тонкозернистых песков рыховато-бурого цвета мощностью 5 см (fQ_{II4}) — 0,2—3 м;
- 3) валуно-гравийно-галечниковые отложения с песчанистым заполнителем зелено-серого цвета, хорошо перебиты, сортированы, со слабо выраженной близгоризонтальной слоистостью, с небольшими линзами сортированного мелкозернистого песка (aQ_{II3}) — 3—5,5 м;
- 4) галька, гравий, редкие мелкие валуны в суглинке грязного буровато-серого цвета с рыжими пятнами; валуны и галька часто полуразложившиеся до рыхлого состояния (aQ_{III}) — 5,5—8,5 м;
- 5) трещиноватые коренные породы — 8,5—9,5 м.

Возраст отложений устанавливают следующим образом.

1. Верхняя граница оледенения устанавливается по соотношению с разломом Северный (см. рис. 1), отчетливо выраженным в рельефе в долинах рек Харал и Правая Тылба в виде сбросовой ступени и смещающим ледниковые и аллювиальные отложения второй надпойменной террасы с амплитудой 12 м. Известно, что активизация неотектонических движений произошла в межледниковье в конце среднего плейстоцена [3, 10], что подтверждается затуханием разлома под верхнеплейстоценовыми отложениями на востоке. Таким образом, флювиогляциальные отложения верхнего горизонта относятся к среднеплейстоценовому ледниковью.

2. Многочисленные находки млекопитающих специализированных перегляциальных видов (мамонтов, шерстистых носорогов) в галечниках цокольной террасы р. Харал [4] позволяют датировать возраст аллювиальных отложений второй надпойменной террасы второй половиной среднего плейстоцена, возможно, периодом начавшегося похолодания. Опорным для аллювия этого возраста в Туве является разрез Чингекат в Запад-

ной Туве [1, 8]: аллювиальный мелкий валунник с песчано-гравелитистым заполнителем мощностью 5 м залегает в основании разреза под толщей межледниковых делювиально-солифлюкционных образований. В аллювии обнаружен бивень мамонта.

3. В Восточной Туве аллювиальные отложения второй половины среднего плейстоцена установлены у восточного подножья гор Улуг-Арга в каньоне Шошпак-Холь-Танма [8, 9]. «Поскольку накопление аллювия происходило одновременно с вулканическими извержениями, в составе его наряду с хорошо окатанной галькой и косослоистыми песками присутствуют неокатанные и полуокатанные обломки базальтов, туфов, а также отдельные прослои базальтов. Из вулканогенно-осадочной толщи получены спорово-пыльцевые спектры, отражающие развитие смешанных и хвойных сосново-еловых лесов. Термолюминисцентный возраст обожженной подбазальтовой части этих отложений 160 ± 35 тыс. лет» [8, с. 57]. В нашем случае, в шлихах из второй надпойменной цокольной террасы р. Харал установлено большое количество шариков черного базальтового стекла, являющегося продуктом взрывного разбрызгивания еще жидкой лавы.

4. Возраст нижнего аллювиального горизонта на основании его расположения в разрезе предположительно может быть отнесен к первой половине среднего плейстоцена. Большое количество выветрелого обломочного материала в нижнем горизонте связано, в первую очередь, с разрушением и сносом рыхлых продуктов палеоген-неогеновой коры выветривания из областей поднятия. Расположение его в продольном разрезе долины р. Харал определяется геоморфологическим положением области осадконакопления: в виде маломощного прослоя он появляется в средней части долины (увал Ивановский), и вниз по долине его мощность постепенно увеличивается до 20 м.

История формирования современных россыпей Харальского района. В эоплейстоцене район представлял собой сводовое поднятие, высшая точка которого располагалась в районе Восточно-Тувинских вулканов [4] и с которого стекали крупные равнинные древние реки. Со стороны Харальского района, видимо, вдоль Центральной морфоструктуры, стекала палеорека, впадающая в Серлигхемскую впадину (см. рис. 2).

В главную фазу (Саяно-Тувинскую) неотектонических движений в конце эоплейстоцена произошло излияние базальтовых лав, заполнивших и бронировавших главные долины района, началось становление горного рельефа. Блоковые неотектонические движения заложили современный рельеф, произошла перестройка плана речной сети, началась эрозионная деятельность рек, размыв кор выветривания и древних речных долин. Сформировались основные долины района, заложились их крупные притоки, в которых перерабатываются непродуктивные горизонты площадной коры выветривания и частично верхний золотоносный материал линейной коры выветривания. К этому времени относится формирование уровня третьей надпойменной террасы. С ее формированием связан начальный этап россыпеобразования.

Дальнейшая активизация неотектонических движений в конце раннего плейстоцена привела к активизации морфоструктурных блоков. Эрозионный врез и последующий этап стабилизации формируют уровень второй надпойменной террасы. Перерабатывалась основная масса золотоносного материала линейной коры выветривания, формировались основные россыпи золота, приуроченные ко второй надпойменной террасе. Рыхлый материал коры выветривания сносился с верхних крутых, все время активно обновляющихся тектонических блоков и постепенно заполнял нижний блок, наращивая мощность аллювия и компенсируя пониже-

ние базиса эрозии. Закладывающиеся в дальнейшем многочисленные мелкие долинки золотоносны лишь в редких случаях размыва остаточных кор выветривания либо вскрытых эрозией золоторудных тел. В условиях начавшегося похолодания произошло накопление аллювия второй надпойменной террасы. Во второй половине среднего плейстоцена оледенение горно-долинного типа охватило приустьевые части рек Харал и Хайдын. Здесь формировались аккумулятивные ледниковые формы рельефа. В целом же район развивался в условиях перигляциальной области, эрозионная деятельность рек была сведена к минимуму.

Следующая фаза неотектонических движений (мерзлотрясая) проявилась в конце среднего плейстоцена. Возобновившиеся тектонические подвижки носили сбросово-сдвиговый характер. Начался подъем центрального и верхнего блоков вдоль разлома Северный и, соответственно, эрозионный врез во вторую надпойменную террасу по всем долинам района до уровня первой надпоймы. Наступившее похолодание в позднем плейстоцене вновь бронировало эрозионную деятельность рек. Ледник остановился в приустьевой части р. Харал, и стационарная фаза его стояния на этот раз была длительна. Образовавшийся при этом вал опоясал бассейн р. Харал в виде дуги от устья к верховьям. В верховье моренные отложения вызвали перестройку гидросети. В ходе таяния ледника здесь образовалось мощное подпрудное озеро, которое постепенно переполнилось и нашло сток через водораздел и небольшой приток р. Пра-Харал в его долину. Произошел перехват р. Пра-Харал верховьев р. Пра-Кара-Хем. Устремившиеся в долину р. Харал талые воды прорезали глубокую щель, значительно пересуглубив первую надпойменную террасу. В долине р. Харал произошла сортировка золота по крупности — мелкий материал потоком унесло вниз, крупный просел в трещины и западины плотика. После стока озера образовавшийся глубокий каньон заполнился аллювием до уровня остальных рек района. Этим объясняется его большая мощность по сравнению с другими реками.

В тех долинах, где не было оледенения, в это время действовала в основном боковая эрозия, подмывались надпойменные террасы, и основной золотоносный пласт переместился на уровень первой надпойменной террасы. В голоцене, в жомболокскую фазу неотектонической активности, произошел небольшой врез в первую надпойменную террасу, сформировались отложения пойм, золотоносные только в редких случаях подмывания цокольных золотоносных террас.

Изложенный материал позволяет существенно детализировать представления об условиях формирования и сохранности аллювиальных россыпей четвертичного возраста в Харальском районе. Можно выделить следующие узловые моменты, определившие условия локализации и строение россыпей.

1. На линейное размещение россыпей Харальского района ведущее влияние оказала Бийхемская межблоковая зона, возникшая на стыке Харальско-Билинского и Кызыл-Хемского жестких блоков. В пределах межблоковой зоны при формировании и локализации россыпей района определяющими были блоковые неотектонические движения, заложившие основу современных морфоструктур. Наиболее благоприятным для концентрации россыпей является блок, названный Центральной морфоструктура, испытавший умеренные поднятия с периодами стабилизации, имеющий субширотное простирание и ширину до 10 км. В его центральной части, оказавшейся в наиболее благоприятных геоморфологических условиях, образовались крупные россыпные месторождения золота. Фланги структуры погребены под осадками ледникового комплекса и имеют перспективы на россыпное золото.

2. Четвертичная стадия развития рельефа и россыпей охватывает четыре цикла врезания рек. Начальный этап россыпеобразования приходится на главную (Саяно-Тувинскую) фазу активизации неотектонических движений. В следующую фазу неотектонических движений, предположительно в начале среднего плейстоцена в результате переработки нижних, наиболее золотоносных горизонтов линейной коры выветривания сформировались основные промышленные россыпи района. В течение следующих циклов произошло интенсивное вертикальное и горизонтальное переотложение более древних россыпей из промежуточных коллекторов — террас.

3. Некоторые особенности формирования рельефа отразились на распределении золота по уровням террас. Так, в долине р. Харал, пережившей катастрофический сток талых ледниковых вод и интенсивную глубинную эрозию, основная россыпь расположена на второй надпойменной цокольной террасе. В долине р. Демиржи, где преобладала боковая эрозия, — в приплотиковой части первой аккумулятивной надпойменной террасы.

4. Средне- и верхнеплейстоценовые ледники получили широкое распространение в приустьевых частях долин за пределами золотоносного района и не оказали заметного разрушительного воздействия на россыпи. Более того, они способствовали повышению базисов эрозии этих рек и захоронению ранее образовавшихся россыпей.

5. В восточной части района могут быть широко распространены древние золотоносные россыпи среди юрских озерно-аллювиальных отложений Серлигемской межгорной впадины и в аллювии древней гидросети. Изменения в рельефе, происшедшие с тех пор в связи с новейшими сводово-глыбовыми поднятиями, значительно усложнили пространственное положение древних россыпей. Предполагается, что часть из них оказалась размывтой и переотложенной в аллювий современных рек, расчленяющих древние поверхности, другая — погребенной под четвертичными базальтами, элювиально-делювиальными и ледниковыми отложениями, что способствовало их полной сохранности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белостоцкий И.И. Очерки по истории рельефа Тувы // Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста. Вып. 4. С. 149—187.
2. Борисов Б.А., Минина Е.А. Стратиграфия и палеогеография плейстоцена Центральной Тувы // Четвертичный период. Статиграфия. М., 1989. С. 125—130.
3. Вдовин В.В. Основные этапы развития рельефа. — Новосибирск: Наука, 1979.
4. Гроссвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. — М.: Наука, 1965.
5. Зайков В.В. Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. — Новосибирск, Наука, 1976.
6. Нвенсен Ю.П. Основные типы древних золотоносных россыпей и их практическое значение // Геология россыпей. М., 1965. С. 105—114.
7. Казакевич Ю.П. Условия образования и сохранения сложных погребенных россыпей золота. — Москва, Недра, 1972.
8. Карта четвертичных отложений Тувинской АССР. (Объяснительная записка к "Карте четвертичных отложений Тувинской АССР" масштаба 1:500 000). — Л.: Мингео СССР, ВСЕГЕИ, 1988.
9. Куликов О.А., Мацера А.В. История антропогенного вулканизма Восточного Саяна // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1987. № 4. С. 70—76.
10. Раковец О.А. Неотектоника Тувы // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск, 1978. С. 48—58.
11. Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. — М.: Недра, 1981.
12. Рудные формации Тувы. — Новосибирск: Наука, 1981.
13. Шорыгина Л.Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы // Тр. ГИН АН СССР. 1960. Вып. 26.

Принята редколлегией 26 ноября 1996 г.

Своеобразие кимберлитовой трубки Обнаженная и Куойского поля

И.П.ИЛУПИН (ЦНИГРИ)

Среди большого числа публикаций на тему о кимберлитах Якутской провинции заметную долю составляют работы, посвященные глубинным ксенолитам (глубинным включениям, нодулям), встречающимся в кимберлитах. Исследователи приводят результаты изучения образцов прежде всего из трех кимберлитовых тел: трубок Мир, Удачная и Обнаженная — соответственно Мало-Ботуобинского, Далдынского и Куойского (Куойско-Беевичинского) полей. Из этих трубок собран обильный каменный материал, глубинные ксенолиты в них довольно многочисленны и весьма разнообразны, среди ксенолитов многие слабо изменены (слабо серпентинизированы и очень слабо карбонатизированы); все это делает работу с образцами из данных трубок весьма привлекательной.

Как известно, алмазонаосные трубки приурочены к южной, а убого-алмазонаосные — к северной части Якутской кимберлитовой провинции. Трубка Обнаженная оказывается единственной на севере провинции, для которой опубликованы многочисленные данные о составе глубинных ксенолитов и слагающих их минералов. Из-за очень частого упоминания в литературе может создаться впечатление, что эта трубка — типичная для севера провинции. В работе Н.В.Соболева [10] тр. Обнаженная вместе с тр. Удачная, Загадочная и Мир указана в списке “типичных”. А.В.Уханов, И.Д.Рябчиков и А.Д.Харьков [12, с.103] называют “...трубки Обнаженная, Удачная, Мир, каждая из которых по набору нодулей типична для своего района.” В работе А.Ф.Сафронова, В.Д.Суворова и А.И.Зайцева [9] говорится о сопоставлении глубинных ксенолитов из кимберлитов южной и северной частей Якутской провинции, и снова “все исследованные трубки” ограничены тем же стандартным списком: Мир, Удачная, Обнаженная.

Однако, материал, заимствованный из литературы и собранный нами в ходе собственных исследований, заставляет сомневаться в том, можно ли считать характерными для северной части Якутской провинции как тр. Обнаженная, так и кимберлиты Куойского поля в целом. Рассмотрим некоторые особенности этих объектов: вещественный состав самих кимберлитов, содержание хрома в важнейшем индикаторном минерале кимберлитов — пиропе, состав глубинных ксенолитов.

Трубка Обнаженная открыта в 1957 г. геологом Амакинской экспедиции И.А.Галкиным. С этого началось знакомство геологов с кимберлитами Куойского поля. Результаты детального петрографического изучения глубинных ксенолитов из тр. Обнаженная первым опубликовал В.А.Милашев [8], показавший, что большую долю в изученной коллекции ксенолитов составляют существенно пироксеновые породы — эклогиты и пироксениты. В работе [8] графически изображен минеральный состав нодулей (для 174 образцов — треугольник ортопироксен—клинопироксен—оливин, содержание граната показано векторами); на другой треугольной диаграмме (гранат—ортопироксен—клинопироксен) показан состав гранато-пироксеновых “сегрегаций” (более 60 точек). Позднее другие исследователи сообщали сведения о соотношении типов и разновидностей глубинных ксенолитов из этой трубки [12, 13], но треугольных (или иных) диаграмм для наглядного представления минерального состава не приводили.

Своеобразие самих кимберлитов Куойского поля

подчеркивалось неоднократно. Необходимо уточнить, что на территории этого поля, помимо трубок и даек, сложенных гранатсодержащими кимберлитами, присутствуют тела, выполненные беспиropовыми породами — пикритовыми порфиритами, по терминологии В.А.Милашева. По петро- и геохимическим характеристикам беспиropовые породы Куойского поля существенно отличаются от пиропсодержащих. Говоря об особенностях вещественного состава Куойского поля, мы здесь рассматриваем пиропсодержащие кимберлиты.

Сравнивая кимберлиты, минералы из кимберлитов и глубинные ксенолиты Куойского поля с образцами из других полей севера провинции, мы отдельно рассматриваем группу северо-восточных (СВ) полей (Чомурдахское, Западно-Укуитское, Верхне-Моторчунское, Мэрчимденское, Верхне-Молодинское, Толоупское; сюда же входит и Куойское) и группу северо-западных (СЗ) полей (Куранахское, Лучаканское, Средне-Куонамское, Нижне-Куонамское). Различия между этими группами полей показаны в работе [5].

В работе [3] отмечалось, что заслуживают особого внимания кимберлиты Куойского поля, химический состав которых смещен в сторону состава каменных метеоритов по сравнению с составом кимберлитов других полей Якутии; в частности, подчеркивалось низкое содержание в кимберлитах Куойки титана и повышенное — никеля. К настоящему времени в Куойском поле изучено значительно большее (по сравнению с 1970 г.) число кимберлитовых тел, но отмеченные особенности химического состава кимберлитов сохранились. Это хорошо иллюстрируется, в частности, сведениями о содержании титана (рис.1). Доля бедных титаном (менее 1 % TiO_2) объектов среди изученных тел Куойского поля — 43,8 % (14 из 32), что резко превышает соответствующие показатели и для остальных полей СВ части провинции (9,9 % — 15 из 151) и даже для южных полей (15,4 % — 26 из 169). Среди изученных кимберлитов СЗ части провинции объекты с содержанием TiO_2 менее 1 % вообще не встречены. В кимберлите тр. Обнаженная в среднем содержится 0,45 % TiO_2 .

С точки зрения минерального состава, Куойское поле выделяется среди других объектов севера провинции тем, что во многих трубках сохранились обильные реликты свежего оливина. Кроме того, многие кимберлитовые тела Куойского поля богаты пиропом — явление, сравнительно редкое для севера провинции.

Перейдем к глубинным минералам из тр. Обнаженная, прежде всего к гранату-пиропу. Оригинальность граната из этой трубки была показана еще до того, как появилась возможность выполнять многочисленные анализы (с помощью микрозонда). А.А.Панкратов изучил распределение по цвету гранатов из 21 объекта (из 19 трубок, в т.ч. в двух случаях — отдельно из разновидностей тр. Удачная и Дальняя)[1]. С помощью эталонной коллекции цветов гранаты были разделены на пять групп: фиолетово-красные, красные, розовые с фиолетовым оттенком, оранжево-красные, розовые с оранжевым оттенком. Гранаты каждой группы взвешивались, и определялось их процентное содержание по отношению ко всему отобранному гранату. Доля пиропов фиолетово-красных тонов в изученных кимберлитовых телах составила 14 — 93 %, и лишь в тр. Обнаженная типичные фиолетово-красные разновидности граната

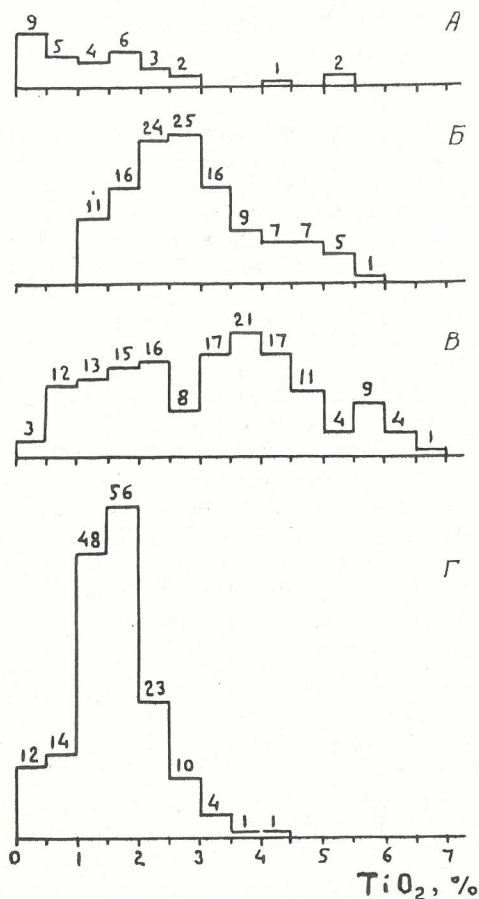


Рис. 1. Содержание титана в кимберлитах отдельных фрагментов Якутской провинции:

А — Куойское поле (n 32); Б — СЗ часть провинции (n 121); В — СВ часть провинции без Куойского поля (n 151); Г — южная часть провинции (n 169); цифры на рисунке — число образцов, приходящихся на данный интервал

не были найдены. Среди изученных А.А.Панкратовым трубок еще четыре (Чомур, Надежная и Дружба из Чомурдахского поля; Муза из Куойского поля) относятся к северной части провинции. Интенсивность фиолетово-красной окраски гранатов прямо связана с концентрацией хрома; таким образом, из приведенных наблюдений следует, что среди гранатов в тр. Обнаженная очень мало зерен, богатых хромом.

С этими наблюдениями вполне согласуются полученные позднее данные. В работе [11] приведены сведения о содержании хрома в гранатах из 27 трубок Якутской провинции, в т.ч. — из шести трубок севера провинции (табл. 1). Для каждой трубки указана доля гранатов с повышенными содержаниями хрома. Приведенные цифры хорошо иллюстрируют тот факт, что тр. Обнаженная резко выделяется на фоне других изученных трубок, в т.ч. Куойского поля.

Сведения о выборках, включающих большое число (сотни) зерен граната — это данные, в значительной степени основанные на результатах частичного микрорентгеноспектрального анализа. Обратимся к результатам полного анализа — не столь многочисленным, но зато более надежным. Будем придерживаться того же правила, что и Н.В.Соболев с коллегами [11] — гранаты, содержащие менее 0,2 % Cr_2O_3 , отбрасываются как возможный ксеногенный материал. Соответственно, упоминаемые ниже образцы граната, результаты анализа которых заимствованы из публикаций или из наших материалов, это только образцы, содержащие не менее 0,2 % Cr_2O_3 .

1. Хром в гранатах из трубок Якутской провинции, по данным работы [11]

Трубка	Число зерен	Число зерен (в% от числа изученных) с повышенным содержанием Cr_2O_3			Среднее содержание Cr_2O_3
		>5%	>7%	>10%	
<i>Куранахское поле</i>					
Университетская	118	22,9	1,7	—	3,84
Малокуонамская	156	19,2	1,9	—	3,64
Лось	74	16,2	2,7	—	3,64
<i>Куойское поле</i>					
Оливиновая	179	28,5	3,3	—	3,91
Муза	237	12,6	—	—	3,74
Обнаженная	252	2,4	—	—	2,45

Для тр. Обнаженная имеются результаты полного анализа гранатов из перидотитов и магнезиальных пироксенитов: 8 образцов из работы [10], 13 образцов из работы [12] и 4 образца — наши материалы. Из тр. Дьянга Куойского поля проанализированы 29 образцов граната — мономинеральные зерна из штуфов, наши материалы.

Обратимся к гранатам из других полей СВ части провинции. Результаты анализа 87 образцов граната из Верхне-Моторчунского, Мэрчимденского, Верхне-Молодинского и Толуопского полей приведены в работе [6]. 19 образцов из кимберлитов Чомурдахского поля проанализированы методом “мокрой химии” — материалы Амакинской экспедиции и НИИ геологии Арктики; эти данные заимствованы нами из нескольких публикаций. Всего для СВ части провинции (без Куойского поля) собраны данные для 106 образцов.

Перейдем к СЗ группе кимберлитовых полей. Результаты анализа 47 гранатов из Средне- и Нижне-Куонамского полей приведены в работе [2]. 131 образец из различных трубок Куранаского, Лучаканского и Средне-Куонамского полей проанализирован в ЦНИГРИ (микрозонд). Всего по этой группе полей мы имеем 178 образцов.

Содержания хрома в гранатах из тр. Обнаженная и других объектов северной части Якутской провинции сопоставлены на рис. 2. Может вызвать замечание то обстоятельство, что гранаты из глубинных ксенолитов тр. Обнаженная сравниваются с гранатами, образующими мономинеральные желваки (в штуфах) и заимствованными из концентратов других трубок. В этой связи напомним, что содержание хрома в гранатах “из кимберлита” как правило несколько ниже, чем в таковых из глубинных ксенолитов тех же трубок; это спра-

2. Химический состав гранатов с низким содержанием кальция из тр. Отрицательная Лучаканского поля, %

Оксид	Шурф 14060, обр. 90-1-104	Шурф 14062, обр. 90-1-116
SiO_2	40,95	40,43
TiO_2	0,18	0,08
Al_2O_3	18,54	18,69
Cr_2O_3	6,67	6,82
FeO	7,15	7,16
MnO	0,28	0,47
MgO	20,80	21,59
CaO	3,81	2,69
Сумма	98,38	97,93

Примечание: Анализ выполнен в ЦНИГРИ, микрозонд “Камебакс”

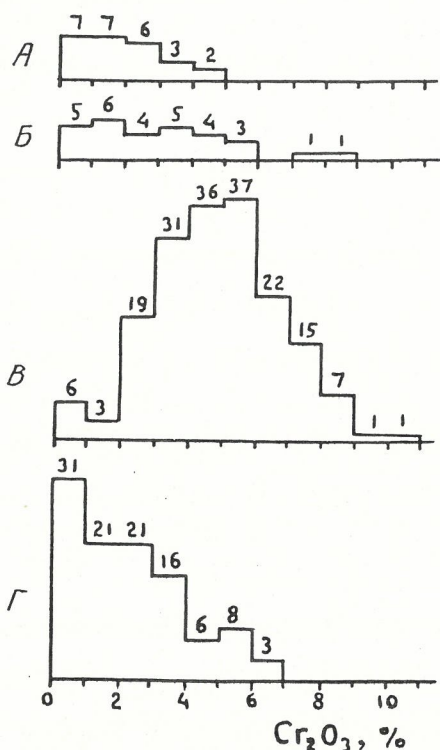


Рис. 2. Содержание хрома в гранатах из кимберлитов отдельных фрагментов северной части Якутской провинции:

А — тр. Обнаженная ($n = 25$); Б — тр. Дьянга Куойского поля ($n = 29$); В — СЗ часть провинции ($n = 178$); Г — СВ часть провинции без Куойского поля ($n = 106$)

ведливо, в частности, для Куранахского и Лучаканского полей [12]. Следовательно, если бы рассматривался гранат из глубинных ксенолитов тех же полей, то обогащенность хромом (по сравнению с гранатами из тр. Обнаженная), вероятно, была бы еще более заметной.

Гранаты из тр. Обнаженная отличаются от таковых из других фрагментов северной части провинции, а также тр. Дьянга практическим отсутствием зерен с повышенным содержанием хрома. В выборке из 25 образцов (см. рис. 2) ни один не превысил 4,5 % Cr_2O_3 . В упоминавшейся более многочисленной выборке (см. табл. 1) 2,4 % зерен (т.е., очевидно, 6 зерен из 252) показали более 5 % Cr_2O_3 . Но и этот показатель (2,4 %)

значительно меньше такового для гранатов из тр. Дьянга (17,2 % — 5 из 29); меньше, чем для образцов СВ части провинции (10,4 % — 11 из 106); резко уступает показателю для СЗ части провинции (46,6 % — 83 из 178).

То обстоятельство, что гранаты из СЗ группы полей заметно богаче хромом по сравнению с таковыми из СВ группы, возможно, является еще одной иллюстрацией различий между двумя группами полей севера провинции. В самих кимберлитах первой группы содержание хрома (0,119 % Cr_2O_3) выше, чем в кимберлитах второй (0,103 %) [5].

В кимберлитах севера провинции крайне редки гранаты “алмазной ассоциации” — хромистые низкокальциевые. Среди 348 гранатов из трубок Куранахского поля встречено всего одно зерно, относящееся к алмазной ассоциации [11, 12]. В изученной нами коллекции среди 35 зерен из Куранахского поля низкокальциевые гранаты не обнаружены; зато среди гранатов из трубок Лучаканского поля (41 зерно) два образца (тр. Отрицательная) оказались низкокальциевыми (табл. 2).

Если мы обратимся к составу хромшпинелидов (рис. 3), то увидим картину, близкую к той, которая получена для гранатов. Из тех же источников, что и результаты анализа гранатов, а также из работы [7] выбраны 55 образцов шпинелидов из глубинных ксенолитов тр. Обнаженная. Имеются малочисленные анализы шпинелидов из других трубок Куойского поля — Радуга, Ноябрьская [7]; Дьянга, Токур, Альфа. Сведения о хромшпинелидах СВ и СЗ частей провинции — из наших материалов. Во всех случаях рассматривались только шпинелиды, содержащие более 10 % Cr_2O_3 .

Снова доля высокохромистых (более 50 % Cr_2O_3) образцов в тр. Обнаженная низкая — ниже, чем среди образцов СВ, СЗ полей и других трубок Куойского поля. Как и в случае гранатов, высокохромистые шпинелиды чаще встречаются в кимберлитах СЗ, чем СВ групп полей.

Перейдем теперь к самим ксенолитам глубинных пород. Среди глубинных ксенолитов тр. Обнаженная весьма высока доля существенно пироксеновых пород (эклогитов и пироксенитов), соответственно снижена роль существенно оливиновых пород. По данным А.Д.Харькива, среди изученных ксенолитов эклогиты и пироксениты (суммарно) составляют в тр. Обнаженная более 40 %, тогда как в тр. Мир — 27,2 %, Удачная — 5,6 % [13]. Поэтому при вычислении среднего химичес-

3. Химический состав глубинных ксенолитов тр. Чолбон в сравнении со средним составом пород верхней мантии, %

Оксид	Трубка Чолбон		Данные из работы [13]		
	Среднее из 12 образцов	Пределы	Тр. Мир	Тр. Удачная	Тр. Обнаженная
SiO_2	29,56	15,95—37	44,40	42,50	44,60
TiO_2	0,113	0,03—0,25	0,70	0,30	0,30
Al_2O_3	1,34	0,30—3,13	4	2,60	5,30
Cr_2O_3	0,245	0,12—0,38	0,5	0,70	0,70
$\text{FeO}_{\text{общ}}$	6,45	4,28—7,69	8,06	8,54	7,03
MnO	0,092	0,046—0,13	0,15	0,15	0,15
NiO	0,224*	0,17 —0,292	0,15	0,20	0,20
MgO	26,70	12,36—36,28	39	41,70	35,50
CaO	14,59	4,08—34,02	2,20	2,20	5,20
Na_2O	0,049**	0,028—0,090	0,30	0,40	0,50
K_2O	0,08	0,03—0,13	0,20	0,30	0,20
P_2O_5	0,07	0,056—0,09	0,05	0,05	0,05
П.п.п.	20,36	13,98—30,80	Пересчитано на безводное бескарбонатное вещество		

* Никель определен в шести образцах. ** Натрий определен в четырех образцах.

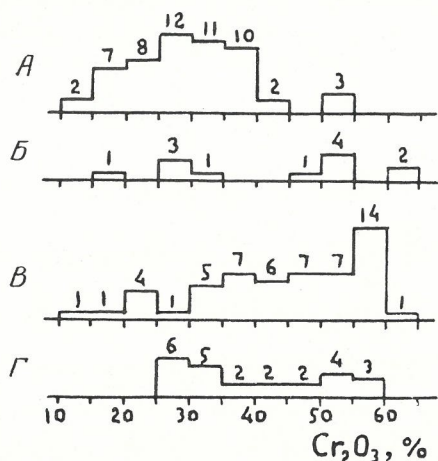


Рис. 3. Содержание хрома в хромшпинелидах из отдельных фрагментов северной части Якутской кимберлитовой провинции:

А — тр. Обнаженная (n 55); Б — тр. Радуга, Ноябрьская, Дьянга, Токур и Альфа Куойского поля (n 12); В — СЗ часть провинции (n 54); Г — СВ часть провинции без Куойского поля (n 24)

кого состава пород верхней мантии для района тр. Обнаженная получаются повышенные (по сравнению с районами тр. Мир и Удачная) содержания алюминия, кальция, натрия [13].

Сведения о соотношении разных типов глубинных ксенолитов в других трубках и полях севера Якутской провинции весьма малочисленны. Тем не менее, опубликованные данные свидетельствуют о том, что ничего близкого к тр. Обнаженная в кимберлитах других полей не обнаружено. Так, из 82 глубинных ксенолитов Укукитского поля пироксениты составляют 17 %, остальное — перидотиты; среди 64 образцов Куранахского поля пироксенитов — всего 6 (менее 10 %), эклогиты не отмечены [12].

Еще более явно отличаются от глубинных ксенолитов тр. Обнаженная изученные нами ксенолиты из тр. Чолбон Средне-Куонамского поля. Трубка Чолбон довольно богата глубинными ксенолитами, при этом нередко весьма крупные (20 см и более в поперечнике) образцы. Ксенолиты интенсивно серпентинизированы (хотя реликты свежего оливина, иногда также ортопироксена сохранились во многих образцах) и весьма сильно карбонатизированы. Карбонат присутствует в ксенолитах в виде жилков различной мощности ("продолжающихся" и во вмещающем кимберлите) и мелких неправильных выделений; судя по бурной реакции с HCl, карбонат представлен кальцитом. При отборе вещества ксенолитов на анализы удален лишь материал наиболее крупных (более 2 мм толщиной) жилков.

Собранные в тр. Чолбон ксенолиты представлены перидотитами — гранатовыми, шпинель-гранатовыми, редко шпинелевыми. Иногда присутствуют листочки слюды, измененной вторичными процессами; в результате даже в ксенолитах с заметным (первые проценты по объему) количеством слюды содержание K_2O не превышает 0,13 %. Пироксениты и эклогиты не найдены.

Выполнен анализ 12 ксенолитов. Результаты сопоставлены в табл. 3 с данными для районов тр. Мир, Удачная, Обнаженная из работы [13]. В работе [13] средние данные пересчитаны на 100%; в табл. 3 суммы несколько ниже (99,6 — 99,7 %), поскольку мы пересчитали все железо на FeO и не привели содержание серы. Большая часть образцов из тр. Чолбон проанализирована рентгено-флуоресцентным методом, при этом натрий оказывался ниже предела обнаружения. Для четырех образцов выполнен анализ методом ИНАА, результаты определения натрия этим методом использованы в табл. 3. В работе [4] показано, что в

ходе химического анализа концентрация натрия нередко завышалась. Не исключено, что завышенные данные использовались и при подсчете среднего состава глубинных ксенолитов [13], отсюда и резкие различия в средней концентрации натрия.

Для восьми образцов перидотитовых ксенолитов тр. Чолбон методом "мокрой химии" определено содержание углекислоты 3,73 — 25,88 %. Среднее по этим восьми образцам — 12,32 % CO_2 , для них же CaO — 16,11 %. Полагая, что вся углекислота присутствует в образцах в виде кальцита, подсчитываем связанное в кальците количество кальция: $12,32 \times 1,2742 = 15,70$ CaO . Следовательно, "некарбонатного" кальция остается всего $16,11 - 15,70 = 0,41$ % CaO .

Таким образом, в глубинных ксенолитах тр. Чолбон концентрации алюминия и кальция — исключительно низкие. Данные в работе [13] пресчитаны на безводное бескарбонатное вещество. В среднем для 12 образцов из тр. Чолбон получено 20,36 % потерь при прокаливании. Значит, для такого же пересчета нужно разделить полученные нами средние значения примерно на 0,8. Получим около 1,67 % Al_2O_3 и около 0,5 % CaO ; выводы о весьма незначительных содержаниях алюминия и кальция остаются в силе.

Проанализированы гранаты из восьми и хромшпинелиды из трех образцов перидотитовых ксенолитов тр. Чолбон. Содержания Cr_2O_3 (в %) в гранатах — 2,20; 5,82; 5,88; 5,96; 6,40; 7,42; 7,62; 7,89; в хромшпинелидах — 55,22; 59,57; 61,28. Следовательно, как по составу глубинных ксенолитов, так и по составу слагающих их минералов тр. Чолбон резко отличается от тр. Обнаженная.

Трубка Чолбон, видимо, самый наглядный из известных нам примеров, показывающих нетипичность трубки Обнаженная для севера Якутской кимберлитовой провинции. Но и другие приведенные выше данные говорят о том, что тр. Обнаженная — весьма оригинальный объект, отличающийся от подавляющего большинства трубок северной части провинции, в т.ч. и от изученных трубок своеобразного Куойского поля. Сведения о составе глубинных ксенолитов тр. Обнаженная, вероятно, могут характеризовать состав верхней мантии лишь для весьма ограниченного участка, но ни в коем случае не для всей северной части провинции, и даже не для всего Куойского поля.

Каменный материал из северной части Якутской кимберлитовой провинции предоставили автору Е.В.Карева, В.Ф.Кривонос, А.И.Крючков, Б.М.Никитин, Л.И.Николаев, В.Ф.Симоненко, В.Г.Черенков и другие коллеги.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобричев А.П., Илупин И.П., Козлов И.Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964.
2. Евдокимов А.Н., Багдасаров Э.А. Состав и типохимические особенности пироповых гранатов из кимберлитов Средне- и Нижнекуонамских полей (Якутия) // ЗВМО. 1979. Ч. 108. Вып. 6. С. 666—677.
3. Илупин И.П. Содержание фосфора и серы в кимберлитах Якутии // Геохимия. 1970. № 9. С. 1042—1052.
4. Илупин И.П., Витожнец Г.Ч., Кулигин В.М. Натрий, калий, цезий и барий в кимберлитах Сибири по данным инструментального нейтронно-активационного анализа // Геохимия. 1984. № 7. С. 1014—1019.
5. Илупин И.П., Гениаф Ю.С. Новые данные о различиях между кимберлитами северо-восточной и северо-западной групп полей Якутской кимберлитовой провинции // Докл.АН (Россия). 1994. Т. 338. № 2. С. 207—210.
6. Илупин И.П., Сандомирская С.М. Результаты изучения пиропов из кимберлитовых тел северо-восточной части Сибирской провинции // Геохимия и минералогия базитов и ультрабазитов Сибирской платформы. Якутск, 1984. С. 114—129.
7. Мацюк С.С., Платонов А.Н., Польшин Э.В. и др. Шпинелиды мантийных пород. — Киев: Наукова думка, 1989.
8. Милашев В.А. Родственные включения в кимберлитовой трубке

“Обнаженная” (бассейн р.Оленек) // ЗВМО. 1960. Ч.89. Вып.3. С. 284—299.

9. Сафронов А.Ф., Суворов В.Д., Зайцев А.И. Признаки кимберлитового магматизма в земной коре и верхах мантии Якутии // Докл.АН СССР. Т.312. № 5. С.1204—1206.
10. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974.
11. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Роль хрома в гранатах из кимберлитов // Проблемы петро-

логии земной коры и верхней мантии: Тр.Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1978. Вып.403. С.145—168.

12. Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. — М.: Наука, 1988.
13. Харьков А.Д. Состав ксенолитов верхней мантии в кимберлитах от протерозоя до мела // Изв.АН СССР. Серия геол. 1984. № 5. С.40—50.

Принята редколлегией 26 ноября 1996 г

Геодинамика и сейсмичность

УДК 551.242.5

© Г.В.Афанасьев, 1997

Монголо-Забайкальский геоблок: дрейф континентальной плиты в рифее — палеозое и его последствия

Г.В.АФАНАСЬЕВ (ВСЕГЕИ)

Между Сибирской и Северо-Китайской (Дунбэйской) древними платформами в рамках субширотной части Урало-Монгольского подвижного пояса существуют два крупных геоблока: западный Монголо-Забайкальский и восточный Хингано-Становой (рис. 1). Эти геоблоки, сменяющие друг друга по простиранию подвижного пояса, скорее всего, были сформированы в результате длительной и сложной переработки части некогда единого дорифейского Дунбэй-Сибирского кратона [2, 13, 14]. Генетическое родство с кратоном хорошо подтверждается для восточного геоблока преобладанием в его пределах крупных массивов раннедокембрийской консолидации (Станового, Хингано-Буреинского, Ханкайского и др.), активизированных в фанерозое и разделенных узкими межблоковыми складчатыми зонами различной ориентировки. Для западного Монголо-Забайкальского геоблока такое родство с кратоном менее очевидно, хотя также подтверждается как прерывистым кратонным окружением (древние платформы и массивы), так и наличием реликтов древнего основания внутри слагающих геоблок близширотных складчатых систем различного возраста. К таким реликтам относятся Байкальская, Муйская, Ама-латская глыбы в байкалидах, многочисленные выступы основания на юге салаирид (ранних каледонид) и Керулен-Аргунский срединный массив в герцинидах.

Геоблоки разделены субмеридиональной зоной планетарного плотностного градиента [3, 5, 9] и, несмотря на единство первичной кратонной основы, резко различаются по геологическому строению, что свидетельствует о различных путях развития в рифее — фанерозое [3—7]. Для наиболее переработанного Монголо-Забайкальского геоблока до настоящего времени остается неясным, какие процессы были ответственны за превращение крупного участка древнего кратона в своеобразную полициклическую складчатую область при фактической замене или полной трансформации верхней части континентальной коры мощностью порядка 10—15 км. Монголо-Забайкальский геоблок, таким образом, представляет собой одну из интереснейших загадок формирования континентальной земной коры. Разрешить эту проблему можно на основе углубленного анализа особенностей геологического строения и развития, отвлекаясь от традиционных для региона представлений и канонизированных тектонических схем.

Границы и тектоническое районирование геоблока. Монголо-Забайкальский геоблок имеет площадь около 2 млн. км² и криволинейные тектонические ограничения (см. рис. 1). На севере и юге он граничит с древними платформами, а на западе и востоке — со структу-

рами подвижного пояса. Западная и восточная боковые границы геоблока характеризуются торцовым сопряжением разнородных и разновозрастных региональных структур: складчатых систем (зон) и массивов. Эти

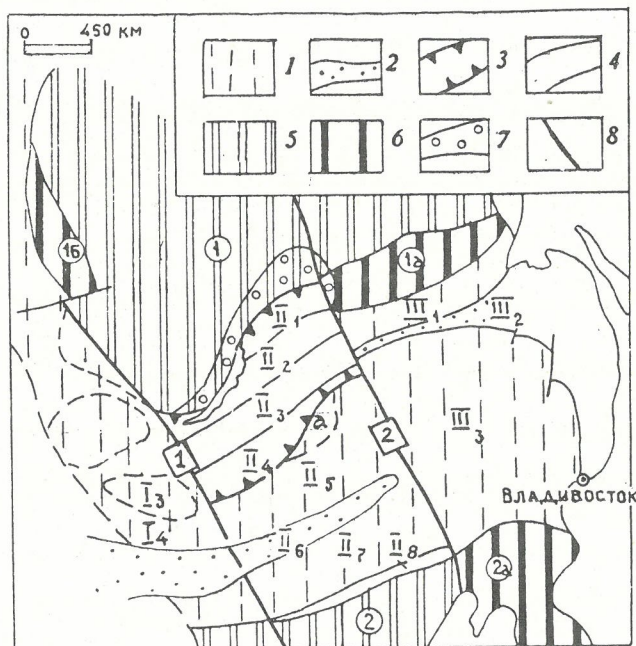


Рис. 1. Схема тектонического районирования восточной части Урало-Монгольского подвижного пояса и его обрамления:

подвижный пояс (переработанная часть кратона): 1 — активизированные массивы (литоплиты), 2 — геосинклинально-складчатые системы, 3 — зона полициклического раздвигания, 4 — раздвигово-сдвиговые складчатые системы; обрамление подвижного пояса (стабильная часть кратона): 5 — древние платформы, 6 — щиты, массивы, 7 — рифейский краевой прогиб; 8 — трансконтинентальные линейменты. Цифры на рисунке: I — Саяно-Енисейский геоблок (блоки-массивы: I₁ — Восточно-Саянский, I₂ — Тувино-Монгольский; I₃ — Хангайский, I₄ — Байдарикский); II — Монголо-Забайкальский геоблок (Забайкальский мегаблок: II₁ — Байкало-Витимская, II₂ — Баргузино-Витимская, II₃ — Селенгино-Яблоновая, II₄ — Хэнтэй-Даурская системы; Восточно-Монгольский мегаблок: II₅ — Керулен-Аргунский массив (а — Агинский, II₆ — Южно-Монгольская система, II₇ — Южно-Гобийский массив, II₈ — Солонкерская система); III — Хингано-Становой геоблок (III₁ — Становой мегаблок, III₂ — Амуро-Охотская система, III₃ — Хингано-Буреинский мегаблок). Цифры в кружках — древние платформы: 1 — Сибирская, 2 — Северо-Китайская (Дунбэйская); шиты, массивы: 1а — Алданский, 1б — Енисейский, 2а — Сино-Корейский. Цифры в квадратах — трансконтинентальные линейменты: 1 — Саяно-Енисейский (Ангарский), 2 — Восточно-Азиатский

боковые границы представляют собой фрагменты долгоживущих глубинных разломов планетарного масштаба, поперечных простиранию Урало-Монгольского подвижного пояса и продолжающихся далеко в пределы обрамляющих его древних платформ [3, 4, 9, 14].

Западная граница геоблока в историческом аспекте, скорее всего, соответствует зоне сопряжения Дунбэй-Сибирского кратона и его западного перикратонного прогиба (континентального склона). В современных структурах она хорошо фиксируется в магнитном и гравитационном полях и представляет собой продолжение на юг, юго-восток Саяно-Енисейского ограничения Сибирской платформы. Эта зона последовательно отсекает от Монголо-Забайкальского геоблока структуры Тувино-Монгольского, Хангайского, Байдарикского массивов, фиксируясь разломами и разновозрастными (V, PZ₁, PZ₂) прогибами северо-западного простирания, соответственно Прихубсугульским, Восточно-Хангайским (Хархоринским), Долиноозерским [3, 7]. Обновление этого крупнейшего трансрегионального разлома происходило многократно с рифея до кайнозоя [9].

Восточная граница геоблока, как уже отмечалось, соответствует отрезку субмеридиональной (северо-северо-западной) зоны крупнейшего плотностного градиента, которая фиксирует Восточно-Азиатский трансрегиональный линеймент протяженностью более 5 тыс. км [3, 4, 14]. На отдельных участках линеймент трассируется крупными разломами: Оленёвским, Удзинским, Ничатским (Жуинским), Восточно-Амалатским, Урюмским, Аникинским, Западно-Хинганским и др. Вместе с тем, значительные интервалы линеймента затушеваны тектоно-магматическими трансформациями позднего палеозоя — мезозоя. О масштабности и долгоживущем характере этой зоны свидетельствуют многообразие и разновозрастность региональных структур, торцово “упирающихся” в нее как в пределах подвижного пояса, так и в пределах древней платформы и не имеющих продолжение или аналогов по другую сторону линеймента (см. рис. 1). Зона Восточно-Азиатского линеймента не только разграничивает крупные и разновозрастные структуры Восточной Сибири, но и контролирует размещение древних прогибов и распространение магматических ареалов разных эпох — главным образом, эпохи мезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА). Вдоль этой зоны, в частности, трассируются Удоканский авлакоген (PR₁) и Березовский прогиб (R—E). На севере она контролирует распространение полей мезозойских алмазоносных кимберлитов (Якутский ареал протяженностью более 1000 км), а на юге — положение мезозойского Большехинганского вулканогенного пояса длиной более 1100 км, ограничивающего с запада Хингано-Буреинский массив. Эти особенности подчеркивают глубинную природу трансрегионального линеймента, ограничивающего с востока Монголо-Забайкальский геоблок.

В целом, ограничения геоблока имели весьма древнее, скорее всего, дорифейское заложение и оказывали существенное влияние на его формирование в течение более 1,5 млрд. лет. Фактически в сравнительно узком (1000 км) структурном коридоре между указанными субмеридиональными северо-северо-западными долгоживущими глубинными линейментами происходила трансформация участка консолидированного кратонного основания Дунбэй-Сибирского материка с образованием зональной субширотной складчато-блоковой структуры Монголо-Забайкальского геоблока, не имеющей продолжения ни на восток, ни на запад. Восточную границу геоблока “перешагивают”, “простреливают” только наложенные образования позднего палеозоя — раннего мезозоя, относящиеся к проявлениям тектоно-магматической активизации: пермские

плутонические структуры и юрские угленосные впадины, трассирующиеся из Забайкалья в пределы Станового хребта. Западная граница геоблока не является препятствием только для одной Южно-Монгольской герцинской геосинклинально-складчатой системы, которая имеет трансрегиональное продолжение на запад и является составной частью Зайсан-Гобийской геосинклинали [3, 6, 7, 14].

Распространение позднепалеозойских и мезозойских образований как активизационного, так и геосинклинального типов за пределы Монголо-Забайкальского геоблока, скорее всего свидетельствует о завершении к этому времени того длительного и специфического процесса трансформации континентальной земной коры, который происходил только в границах между субмеридиональными пограничными линейментами.

Определив границы изучаемого геоблока в пространстве и времени, необходимо остановиться на внутреннем тектоническом районировании территории. Геоблок разделен на два примерно равновеликих мегаблока*: северный Забайкальский и южный Восточно-Монгольский. Эти мегаблоки, как известно, отличаются друг от друга специфическим набором региональных структур, характером физических полей.

Забайкальский мегаблок является гетерогенным и включает пять разновозрастных субширотных (восточно-северо-восточных) складчатых систем (с севера на юг): рифейские Байкало-Патомскую, Байкало-Витимскую и Баргузино-Витимскую, венд-раннепалеозойскую Селенгино-Яблоневую и средне-позднепалеозойскую Хэнтей-Даурскую. Мегаблок характеризуется резко выраженной сиаличностью при необычайно широком развитии многоэтапного гранитоидного магматизма и фиксируется региональным минимумом силы тяжести. Мощность земной коры составляет 40—45 км при примерно равных мощностях (19—22 км) гранитно-метаморфического и базальтового слоев [3, 5, 9].

Восточно-Монгольский мегаблок является относительно гомогенным по характеру физических полей. Ему соответствует региональный максимум силы тяжести и сильно дифференцированное магнитное поле с положительными аномалиями до 2000 γ. Он отличается несколько сокращенной мощностью земной коры (36—43 км) и гранитного слоя (8—12 км). Все эти особенности, а также асейсмичность территории свидетельствуют о существовании в основании геоблока древнейшего (дорифейского) сиалически-фемического, т.е. гранулит-гнейсового фундамента типа Станового литоплита [7, 14], который перекрыт прерывистыми чехлами рифея — нижнего палеозоя. Северная и южная части этой древней плиты (платформы) представляют собой многократно активизированные приподнятые массивы: Керулен-Аргунский и Южно-Гобийский. Средняя часть плиты перекрыта Южно-Монгольской герцинской складчатой системой, представляющей собой восточное миогеосинклинальное окончание (залив) трансконтинентальной Зайсан-Гобийской ортогеосинклинали. От Дунбэйской древней платформы мегаблок отделен узкой Солонкерской зоной, в пределах которой верхний палеозой представлен не орогенными, как на плите, а рифтогенными формациями, с которыми ассоциируют крупные тела гипербазитов [6, 7, 14].

Оконтуривание и тектоническое районирование Монголо-Забайкальского геоблока позволяет перейти к анализу особенностей геологического строения и развития составляющих его элементов и главным образом структур наиболее гетерогенного Забайкальского мега-

* Иерархия делимости на литосферные блоки дана по Л.И.Красному [5, 8, 9] и включает геоблоки, мегаблоки, блоки. В числе последних автором выделены региональные структуры: складчатые системы, срединные и обособленные массивы.

Складчатые системы и срединные массивы	I цикл раннебайкальский		II цикл байкальский		III цикл салаирский		IV цикл герфинский		Этапы автономной ТМА
	1 этап R ₁	2 этап R ₁ ³	1 этап R ₂₋₃	2 этап R ₃ ³	1 этап V—C ₁	2 этап C ₂ —S	1 этап D—C ₁	2 этап C ₂ —T ₁	
Забайкальский мегаблок									
Байкало-Патомская байкальская краевая система	—	—	од	оп	од	—	—	—	—
Байкало-Витимская раннебайкальская система	Д	П(?)	Д+од	оп	од	оп	—	оп	N-Q
Баргузино-Витимская байкальская система (массив)	—	—	Д	П	од	оп	—	оп	N-Q
Селенгино-Яблоновая салаирская система	—	—	—	—	Д	П	—	оп	J, N-Q
Хэнтей-Даурская герцинская система	—	—	—	—	—	—	Д	П	J
Восточно-Монгольский мегаблок (северная часть)									
Керулен-Аргунский массив	од	—	од	оп	од	оп	од	оп	J, K ₁ , N-Q

П р и м е ч а н и я. Этапы формирования складчатых систем, Д — демиссионный, П — ТМ перестройки. Этапы отраженной активизации складчатых систем и массивов: од — отраженной демиссии, оп — отраженной ТМ перестройки.

блока. Эти особенности хорошо известны [1, 3, 5—8, 14], истолковываются обычно с позиций геосинклинально-платформенной (+ТМА) концепции и ее разновидностей, однако могут иметь и иное объяснение.

Особенности геологического строения и развития складчатых систем Забайкальского мегаблока. Складчатые системы этого мегаблока представляют собой субширотные (восточно-северо-восточные) региональные структуры, сформированные в рифее — палеозое и не продолжающиеся за его пределы (см. рис. 1). Границы между ними являются тектоническими — по зонам крупных разломов, сопровождаемых гипербазитами. Характерны сходные размеры складчатых систем: протяженность около 1000 км, ширина 200—250 км, мощность вулканогенно-осадочного выполнения 10—12 км.

Для систем этой части геоблока установлен целый ряд наиболее общих особенностей развития [3]: 1) каждая система формируется в результате определенного тектоно-магматического цикла длительностью от 600 до 150 млн. лет; 2) каждый цикл развития распадается на два этапа: начальный демиссионный этап и конечный (завершающий) тектоно-магматической (ТМ) перестройки; 3) за рамки такой цикличности выходят процессы отраженной и автономной ТМА.

Первый этап цикла обычно считается собственно геосинклинальным, включающим образование и заполнение соответствующих прогибов осадками и вулканами. Второй этап считается орогенным (геосинклинальным), объединяющим процессы сводово-глыбовых движений, складчато-разрывных деформаций и гранитоидного магматизма.

Специфическая черта рифей-палеозойского периода развития рассматриваемой части геоблока — многократность проявления процессов ТМ перестройки в каждой региональной структуре. Наиболее ранние из них следуют непосредственно за демиссионным этапом развития данной системы и относятся к завершающему орогенному этапу ее формирования. Более поздние синхронизируются с завершающими этапами ТМ перестройки соседних более молодых систем и должны относиться к проявлениям отраженной ТМА. Число этапов последней в каждой системе в принципе может соответствовать и в действительности соответствует числу более молодых систем в мегаблоке. Закономерны большие интенсивность и экстенсивность гранитообразования на этапах отраженной ТМА, что приводит к формированию крупнейших многофазных ареалов и поясов распространения гранитоидов. Процессы авто-

номной активизации проявляются преимущественно в мезозое — кайнозое на консолидированном основании складчатых систем.

Хронология циклического процесса формирования складчатых систем Забайкальского мегаблока и его южного Керулен-Аргунского обрамления отражена в таблице с выделением четырех циклов: раннебайкальского (допатомского), байкальского (патомского), салаирского (раннекаледонского) и герцинского*, а также выделением этапов автономной ТМА в мезозой-кайнозое [3, 5, 8]. Структурно-вещественное выражение циклов и этапов развития складчатых систем характеризуется в соответствии с материалами современных крупных сводок [1, 3, 5—8, 12—14]. При этом для анализа использованы содержащиеся в ряде сводок описания складчатых систем и срединных массивов [3, 5, 6, 14] и сопровождающие эти описания палеотектонические схемы и разрезы по циклам и этапам развития территории [3, 6].

Обобщение данных о структурно-вещественных и геосторических особенностях складчатых систем Забайкальского мегаблока позволяет отметить многие черты единообразия их геологического строения и истории формирования при некоторых различиях. Следует выделить пять наиболее важных общих черт (особенностей) складчатых систем, имеющих первостепенное значение для их тектонической диагностики.

Первая особенность складчатых систем состоит в их обособлении в рамках Монголо-Забайкальского геоблока с тупым выклиниванием у восточной его границы и сопряжением с Саяно-Енисейским перикратонным прогибом на западе.

Вторая особенность заключается в заложении систем на единообразном (едином) древнейшем гранулит-гнейсовом основании — “становидах”, “алданидах” при отсутствии отложений предшествующих циклов в основании разрезов. Эти отложения появляются только на крайнем западе систем в зонах их сопряжения со структурами Саяно-Енисейского перикратонного прогиба. Например, в Хангае к западу от Хэнтей-Даурской системы, в Джигинской зоне к западу от Селенгино-Яблоновой системы [3, 14]. Реликтами древнейшего дорифейского основания складчатых систем являются

* Использование общепринятых терминов классической геосинклинальной концепции (“байкальский”, “каледонский”, “герцинский”) связано с глобальным характером циклов (эпох) подвижности земной коры независимо от форм этой подвижности (геосинклинальной, активизационной, плейтотектонической).

Байкальская и Муйская глыбы в Баргузино-Витимской, выступы метаморфитов на юге Селенгино-Яблоновой системы, включая Нерча-Нерчуганский блок.

Третья особенность складчатых систем заключается в широчайшем развитии (преобладании) монотонных однообразных карбонатных с биогермами или терригенных аспидных (глинистых) формаций на демиссионном этапе развития при подчиненном распространении вулканогенных формаций среднего и основного составов в приразломных зонах. Эта особенность позволила В.Г.Беличенко ввести термин известняковые миогеосинклинали для характеристики систем байкальских и салаирского циклов. Синхронно с формированием известняковых миогеосинклиналей на южном склоне Сибирской платформы и ее Алданского фланга отлагались карбонатные толщи Байкало-Патомского и Кодаро-Удоканского перикратонных прогибов, отличающиеся существенно доломитовым составом. Подобные отложения были свойственны также северной окраине Керулен-Аргунского массива. Отличие герцинского цикла — преобладание тонкотерригенных глинисто-кремнистых отложений часто ритмичного строения (терригенные миогеосинклинали). На этом едином фоне выделяется наиболее ранняя Байкало-Витимская система, возникновение которой связано с интенсивным проявлением континентального рифтогенеза на границе между Ангаро-Ленским и Монголо-Забайкальским геоблоками кратона. По времени вспышка рифтогенеза следовала за формированием эпикратонного Аkitканского вулcano-плутонического пояса (протовулканогена). Расколы рифтовой системы, вероятно, проникали вплоть до кровли верхней мантии, с чем был связан интенсивный магматизм основного и ультраосновного составов. Бассейны седиментации этой системы были относительно дифференцированы. В узких приразломных трогах отлагались осадочно-вулканогенные формации типа килианской, муйской, пурпальской свит с вулканитами основного состава и карбонатно-кремнистыми осадками. На более стабильных межтроговых пространствах накапливались отложения вулканогенно-осадочных и осадочных формаций: горбылокской, мухтунной и других свит, серий. С вулканитами преобладающей спилит-диабазовой формации пространственно ассоциируют основные и ультраосновные интрузии муйского, кедровского и парамского комплексов. Следует отметить, что постепенно угасающие процессы рифтогенеза в пределах этой системы продолжались и в патомское время на фоне преобладающей монотонной терригенно-карбонатной седиментации с локализацией вдоль долгоживущих расколов — регматических зон.

Четвертая и пятая особенности складчатых систем — проявление процессов ТМ перестройки. В частности, четвертая особенность состоит в сильнейшем боковом сжатии с образованием результирующей мозаично-глыбовой структуры, в которой сочетаются складчатые и разрывные дислокации двух основных направлений: северо-восточного и северо-западного (складчатость сдвига, по А.В.Пейве). При этом складчатые структуры представлены как брахиальными, так и линейными формами, а разрывные нарушения — как сбросами, так и надвигами.

Пятая особенность состоит в массовом крупнообъемном и многоэтапном гранитообразовании с формированием грандиозных мигматит-плутонов, плутоногенных массивов и поясов. Относительно скромно эти процессы проявились в наиболее ранней Байкало-Витимской рифтовой системе, где концу раннего рифея принадлежат лишь небольшие интрузии габбро-плагиогранитовой формации, обычно относимые к вышеперечисленным комплексам. В более поздней Баргузино-Витимской системе начало мощного бато-

литообразования относится к самому концу рифея, после чего с перерывами оно проявлялось неоднократно на фоне геократического режима. К концу рифея здесь относится первое поколение гранитоидов баргузинского комплекса, слагающих часть крупнейшего Ангаро-Витимского батолита — ядро Баргузино-Витимского массива. Следующие поколения баргузинских гранитоидов относятся к раннему и среднему палеозою и представляют собой проявления отраженной активизации, синхронной завершающим этапам возникающих южнее более молодых систем. К последнему этапу массового — крупнообъемного гранитообразования относится более половины упомянутого батолита. Позднерифейская ТМ перестройка Баргузино-Витимской системы отразилась в структурах ранее сформированной Байкало-Витимской системы, а также в пределах Керулен-Аргунского массива. В первой зафиксированы как позднерифейские баргузинские гранитоиды, так и субэральные орогенные образования: кислые и редкие вулканиты и пестроцветные молассоиды (падринская серия, жанокская свита). В структурах Керулен-Аргунского массива к этой эпохе относится формирование урулхонгуйского комплекса автохтонных и отчасти реоморфических гранитных батолитов (800—850 млн. лет назад). Магматизм завершающего этапа следующей по времени Селенгино-Яблоновой системы охватывает конец кембрия, ордовик и, вероятно, силур. К нему относится массовое гранитообразование преимущественно палингенного характера, что позволило называть систему плутоногенной геоантиклиналью [3]. Связанные с этим этапом отраженные ТМ проявления в предшествующих более северных системах, как уже упоминалось, имели весьма значительную интенсивность. Геократический режим этого времени распространился на всю территорию байкалит-салаирид Забайкалья. Гранитоидный магматизм этого времени известен и в пределах Керулен-Аргунского массива.

Орогенный этап развития наиболее поздней герцинской Хэнтей-Даурской системы (PZ₃—T₁) проявился как в гранитообразовании, так и в интенсивном наземном вулканизме, с которым было сопряжено формирование молассовых (вулканогенно-молассовых) прогибов типа Предхэнтейского. Эти процессы отражаются также в соседних консолидированных структурах Селенгино-Яблоновой системы на севере и Керулен-Аргунского массива на юге. В первой наиболее ранние гранитоиды этого этапа (340—300 млн. лет) формируются путем ультраметаморфической ремобилизации древних гранитоидных куполов и входят в состав крупного Тувино-Забайкальского плутоноического пояса. Более поздние (P, P—T) магматиты представлены вулканитами Орхон-Селенгинского вулcano-плутоноического пояса, который смещен к южному краю системы. В пределах Керулен-Аргунского массива процессы отраженной активизации этого времени проявились достаточно интенсивно, что подтверждается картированием целого ряда пермских вулcano-тектонических структур в основании мезозойского Восточно-Монгольского вулcano-плутоноического пояса. Высокой мобильностью территория Хэнтей-Даурской системы характеризуется также на этапах автономной активизации в мезозое, когда формируются многочисленные наложенные впадины (T, J₁, J₂).

Подводя итог рассмотрению структурно-вещественных и геосторических особенностей складчатых систем Забайкальской части геоблока, следует выделить первые три особенности, позволяющие диагностировать депрессионные структуры демиссионных этапов. Эти особенности свидетельствуют: о тафтогенном (раздвиговом) происхождении структур и связи их с перикратонным прогибом, о заложении их на единообразном дорифейском кратонном основании, о слабой

дифференцированности прогибов и простой их морфологии. Эти особенности определенно свидетельствуют в пользу отнесения структур демиссионных этапов развития систем не к геосинклиналям, а к более простым по форме крупным линейным тафрогенным депрессиям типа интракратонных авлакогенов в понимании Н.С.Шатского и А.А.Богданова [10, 11]. Каждый такой авлакоген, вероятнее всего, в начале представлял собой единый слабо дифференцированный раздвиговой прогиб*, размерами 1000х(200+250) км, который на западе сопрягался с Саяно-Енисейским перикратонным прогибом, а на востоке тупо выклинивался в зоне Восточно-Азиатского линеамента. После заполнения стратифицированными образованиями этот прогиб подвергался интенсивной и неоднократной ТМ перестройке (4—5 особенности), не свойственной ни миеосинклиналям, ни тем более авлакогенам. Последовательное проявление растягивающих и сжимающих усилий при формировании этих своеобразных складчатых систем позволило Л.И.Красному [5, 8] отнести их к раздвигово-сдвиговому типу. После превращения авлакогена в такого рода складчатую систему происходило заложение нового авлакогена южнее и субпараллельно предыдущему с развитием по той же схеме. После начального раздвига (I цикл) отмечается сокращение длительности циклов вдвое (II — 600, III — 300, IV — 150 млн. лет)** при примерно равной ширине возникающих складчатых систем, что свидетельствует об ускорении процесса. Результатом такой последовательности событий явилось клавишное размещение разновозрастных складчатых систем, не перекрывающих друг друга и ограниченных рамками структурного коридора между субмеридиональными линеаментами.

Таким образом, в итоге весьма длительного и единообразного процесса трансформации земной коры возникла полициклическая тектоническая зональность Забайкальского мегаблока (ранние байкалиты — байкалиты — салаириды — герциниты), развивающаяся от края Сибирской в сторону Северо-Китайской платформы. Латеральным ограничением этой тектонической “клавиатуры” на юге является Керулен-Аргунский массив, т.е. край древнего Восточно-Монгольского литоплинта (плиты). Отражение ТМ перестроек всех циклов развития Забайкальского мегаблока в структурах этого массива (см. таблицу) позволяет предполагать активное участие литоплинта (плиты) в процессе трансформации земной коры. Это предположение подтверждается, с одной стороны, размещением Забайкальского мегаблока и плиты в едином структурном коридоре и, с другой, ограничением геоблока в целом рифтовыми зонами: рифейской Байкало-Витимской на севере и пермской Солонкерской на юге. Первая, вероятно, является начальной, а вторая — финальной для длительного процесса трансформации континентальной земной коры, в котором рифтогенез и крупнообъемное гранитообразование, т.е. явления-антагонисты играли весьма важную роль.

Геодинамические причины и механизм циклической и зональной трансформации земной коры (гипотеза дрейфа континентальной плиты). После рассмотрения особенностей геологического строения и развития региональных структур Монголо-Забайкальского геоблока можно сделать выводы о том, какого рода единый длительный процесс, совмещающий антагонистические тенденции, мог обеспечить, с одной стороны, последовательное и единообразное формирование серии

субпараллельных разновозрастных авлакогенов, а, с другой, превращение их в гранитизированные складчатые системы. Этот процесс, судя по приведенной выше информации, обладал следующими чертами: 1) происходил в течение 1,4 млрд. лет циклично с периодичностью (через 600—150 млн. лет) смещением на юг при шаге в 200—250 км; 2) ограничивался поперечным структурным коридором между трансконтинентальными долгоживущими линеаментами субмеридионального простирания (границами геоблока); 3) развивался на едином древнейшем сиалическом основании, залегающем на глубинах 10—12 км от современной дневной поверхности; 4) обладал постоянно высокой, хотя и пульсирующей энергетикой, связанной с движениями земной коры (рифтинг, деформации сжатия) и несомненным влиянием верхней мантии (тепловой поток, магматизм); 5) происходил в зоне циклического одностороннего раздвига между древними платформами при взаимодействии возникающих складчатых систем (на севере) и древнего литоплинта (на юге).

Всеми перечисленными чертами, скорее всего, мог характеризоваться процесс, обусловленный длительным и прерывистым горизонтальным движением — дрейфом континентальной плиты. Дрейф происходил по определенной поверхности раздела (расслоения) земной коры и в определенном направлении между двумя крупнейшими линеаментами. Латеральный отрыв Монголо-Забайкальской плиты от Ангара-Ленской части кратона (раздвиг, отторжение) произошел по Байкало-Витимской рифтовой зоне в раннем рифее, т.е. в глобальную эпоху авлакогена [10, 11]. Одновременно произошли вертикальное отслоение плиты и ее скольжение по некой границе раздела плотностных неоднородностей коры. В современных структурах Забайкалья поверхность скольжения плиты, являвшаяся днищем всех разновозрастных авлакогенов, скорее всего соответствует ступенчатой границе между верхним “гранитно-осадочным” и нижним “диорит-метаморфическим” слоями, на которые Г.И.Менакер делит условно “гранитный” слой классической модели земной коры [3]. По сейсмическим данным, эта граница может отвечать кровле волновода, залегающей на глубинах 10—14 км. В пределах Восточно-Монгольского мегаблока эта поверхность может соответствовать границе гранитного и базальтового слоев земной коры [7].

Дрейф континентальной плиты происходил с севера на юг (юго-юго-восток), вероятно, с поддвигом под Дунбэйский континент по Солонкерскому шву. По мере перемещения — дрейфа плиты в ее кильватере на освобождающемся пространстве и утоненной коре формировались крупные разновозрастные тафрогенные депрессии — авлакогены, а на их основе — складчатые системы, т.е. новая континентальная кора (гранитно-осадочный слой, по Г.И.Менакеру).

Результирующая однонаправленная тектоническая зональность и клавишная структура геоблока явились свидетельством как самого дрейфа плиты, так и прерывистости — циклическости этого процесса. Континентальная плита, некогда отторгнутая от тела кратона, за 1,4 млрд. лет прошла 700—750 км, освободив место для четырех складчатых систем.

В современной структуре геоблока северную тыловую часть плиты, скорее всего, представляет Керулен-Аргунский массив. По мере дрейфа он вместе с плитой перемещался на юг с шагом 200—250 км за один цикл. При этом массив последовательно ограничивал с юга каждую вновь возникавшую складчатую систему, а затем отрывался от нее по раздвигу в начале нового цикла. Явления отрыва, несомненно, сопровождалось частичным обрушением края плиты, особенно северо-восточного выступа, а также эскарпа кратона на востоке с образованием аллохтонных древних глыб типа

* Палеорекострукции для демиссионных этапов развития складчатых систем весьма затруднены в связи с неполнотой разрезов и распространением соответствующих отложений часто в виде ксенолитов среди преобладающих гранитоидов [1, 3].

** Приведена округленная длительность циклов.

Муйских, Амалатской, Нерчуганской, Агинской и др. При таком отрыве на краю плиты (массива) могли также сохраниться реликты образований отторгнутых систем. Такой реликт байкалитид, в частности, может представлять собой тектонизированная зеленокаменная толща ононской и кулиндинской свит. Тектономагматическая перестройка каждой системы, несомненно, отражалась в структурах сопредельного массива, в результате чего он испытал многократную отраженную активизацию, в том числе гранитизацию (см. таблицу).

По мере дрейфа плиты ее южная фронтальная часть постепенно исчезала в Солонкерской зоне поддвига, а оставшийся фрагмент плиты между этой зоной и Керулен-Аргунским массивом в среднем палеозое был перекрыт Южно-Монгольским геосинклинальным прогибом — заливом Зайсан-Гобийской ортогеосинклинальной системы. Эпиplatformенное (эпиплитное) положение этого залива подтверждается наличием в основании девонско-нижнекаменноугольного геосинклинального разреза субplatformенных терригенно-карбонатных отложений чехла (Е—S) при отсутствии выходов древнего сиалического фундамента. С возникновением наложенной герцинской геосинклинали было связано или совпало по времени завершение дрейфа континентальной плиты.

Мощность дрейфующей континентальной плиты, вероятно была соизмерима с таковой складчатого и гранитизированного вулканогенно-осадочного выполнения четырех разновозрастных примерно разновеликих авлакогенов, последовательно возникавших в ее кильватере. Освобождающееся пространство при этом компенсировалось не только вулканитами, осадками и гранитоидами, но и сводово-щитовым волнообразным “всплыванием” редуцированного древнего сиала на поверхности верхней мантии с соответствующим подъемом поверхности Мохо и повышением теплового градиента. То есть, компенсация пространства происходила как сверху, так и снизу.

Выдвижение гипотезы о прерывисто-циклическом дрейфе континентальной плиты в течение рифея — палеозоя с определенными последствиями: формированием линейных тафрогенных структур типа авлакогенов (растяжение, раздвиг) и их превращением в гранитизированные складчатые системы (сжатие, содвиг), требует теоретической разработки механизма соответствующих геодинамических процессов. Противоположность знака тектонических напряжений, включающих начальное растяжение и последующее сжатие, предполагает наиболее вероятное поступательно-возвратное движение плиты с образованием так называемых раздвигово-содвиговых структур [5, 8]. Механизм дрейфа при этом в каждом тектоническом цикле должен включать три главных элемента: а) отторжение (отрыв) плиты в начале дрейфа от края кратона, а затем от края возникшей складчатой системы; б) поступательное движение плиты до полной остановки (раздвиг); в) ограниченное возрастное движение плиты до новой остановки (содвиг). Элементы “а” и “б” входят в рамки первого этапа формирования складчатой системы, а элемент “в” — отвечает второму завершающему этапу ТМ перестройки, который, как правило, включает интенсивные деформации и массовое гранитообразование. Исключением из этого правила является первый раннебайкальский цикл, отличающийся особой интенсивностью рифтогенеза и мантийного магматизма, которые препятствовали массовому гранитообразованию и деформациям сжатия.

В развитие гипотезы следует привести некоторые соображения о причинах геодинамических событий. В качестве вероятных причин вертикального отложения плиты по некой крупной границе неоднородностей

коры могут быть упомянуты процессы пульсирующего неравномерного расширения Земли и различия скорости вращения разных оболочек литосферы. Отторжение и первоначальное отталкивание плиты (раздвиг) происходили, вероятно, в результате разуплотнения — расширения гранитизированных недр ранее возникшей складчатой системы. Роль такой системы в предрифее — раннем рифее, наверное, сыграл Ажитканский вулканоплутонический пояс, возникший вдоль южного края Ангаро-Ленского геоблока. Последующее медленное поступательное движение плиты, скорее всего, происходило под действием элементов “двойной тяги”, роль которых играли: сводово-волновое воздымание поверхности верхней мантии с редуцированным сиалом, которое расширяло зону раздвига в кильватере плиты; засасывание веществом верхней мантии фронтальной части плиты в зоне поддвига. Южная фронтальная часть плиты, кроме того, могла испытывать шарьяжное состругивание и (или) сводово-складчатое коробление. Не исключается движение плиты на “воздушной подушке”, т.е. на слое газов, выделявшихся при дегазации мантии. Торможение, остановка и ограниченное возвратное движение плиты могут объясняться либо временной сменой знака конвективных движений вещества верхней мантии в зонах раздвига и поддвига, либо разрядкой тектонических напряжений в зоне поддвига. Наиболее вероятно синэргическое (обобщенно усиливающее) взаимодействие указанных мантийных и коровых причин.

Коровая составляющая механизма возвратного движения плиты может быть обоснована наиболее реально. В ее основе лежит подмеченная тенденция ускорения движения континентальной плиты от более ранних к более поздним циклам развития полициклического раздвига, причем эта тенденция, вероятно, была характерна и для каждого цикла в отдельности. Теоретически ускорение было связано с усиливающейся в процессе движения плиты механической и термической обработкой поверхности скольжения (шлифовкой, разогревом). При ограниченной “пропускной способности” зоны поддвига такое ускорение приводило к нагромождению, скучиванию масс в южной фронтальной части плиты с накоплением тектонических напряжений, т.е. к эффекту сжимаемой пружины. Эти напряжения, достигнув в конце цикла определенной критической величины, реализовались (разряжались) в форме ограниченного возвратного движения плиты, ее отбрасывания, отката.

Возвратное движение плиты порождает сжатие и частичное раздавливание “начинки” [8] возникшего авлакогена с деформацией и гранитизацией его недр при развитии дислокаций двух главных направлений: северо-северо-западного и восточно-северо-восточного. При этом южная граница системы “штампуется” в соответствии с конфигурацией северной части плиты. Разрядка напряжений сжатия приводит к началу событий следующего цикла: отторжению (отрыву) и дальнейшему поступательному движению плиты с образованием в ее кильватере нового авлакогена, а затем на его основе — новой складчатой системы. При формировании каждого авлакогена отрыв северо-восточного выступа плиты (Приаргунского) приводил к образованию ниши (зияния), которая затем заполнялась всплыванием или обрушением глыб древнейшего основания с выравниванием границ системы. На месте такого рода зияний, вероятно, были сформированы Южно-Муйская, Амалатская, Нерча-Нерчуганская зоны развития аллохтонных дорифейских структур.

В связи с циклическим поддвигом южной фронтальной части плиты результаты ее трансформации доступны наблюдению (изучению) только для последнего — герцинского цикла. Поступательному движению плиты

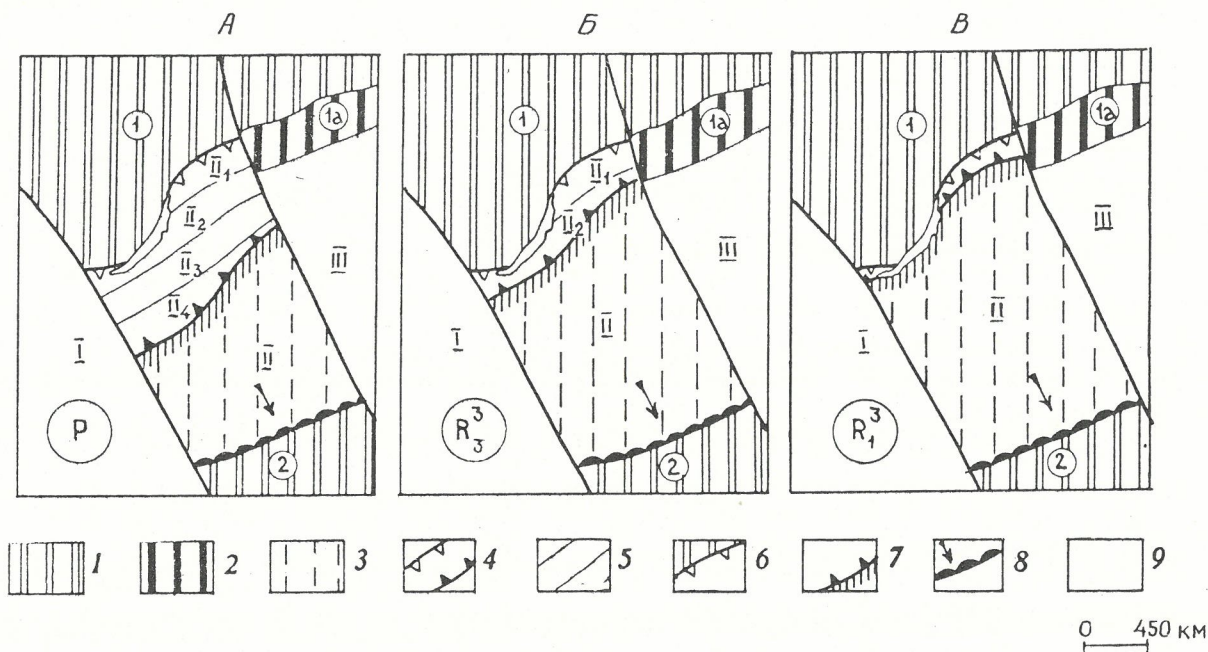


Рис. 2. Палеотектонические реконструкции зоны Забайкальского полициклического раздвига:

А — герцинский цикл (конец дрейфа плиты); *Б* — байкальский цикл; *В* — раннебайкальский цикл (начало дрейфа); 1 — древние платформы; 2 — Алданский щит; 3 — Монголо-Забайкальская плита; 4 — зона полициклического раздвига; 5 — раздвиго-сдвиговые складчатые системы Забайкалья; 6 — линия первичного отрыва плиты; 7 — тыловая часть плиты (Керулен-Аргунский массив); 8 — фронтальная часть плиты (Солонкерская зона поддвига); 9 — пограничные линейменты; остальные усл. обозн. см. рис. 1

и формированию в ее кильватере (зоне раздвига) Хэнтей-Даурского авлакогена соответствовало сильное сжатие фронтальной Южно-Гобийской части с массовыми излияниями порфиритов в девоне и образованием надвигов. Возвратное движение плиты сопровождалось отрывом от края Дунбэйской платформы и формированием пермской Солонкерской рифтовой зоны, а также орогенной коровой активизацией (граниты, вулканы, молассы) структур плиты и обрамляющих ее с севера систем. Распространение коровых магматических образований позднего палеозоя за пределы геоблока (Орхон-Селенгинский пояс) — в структуры Западного Становика четко фиксирует окончание дрейфа континентальной плиты.

Некоторые тектонические и металлогенические следствия дрейфа континентальной плиты. Наряду с формированием клавишной структуры Забайкальского мегаблока и гранитизацией возникших складчатых систем весьма важным следствием дрейфа является смещение Керулен-Аргунского массива, т.е. северного края плиты на 700—750 км в южном направлении. Палеотектонические реконструкции (рис. 2) методом “обратного дрейфа” (т.е. последовательного “изъятия” складчатых систем) позволяют определять первичное положение массива на крайнем севере геоблока вблизи с Алданским щитом — на месте новообразованной Байкало-Витимской складчатой системы. Эти построения косвенно подтверждаются подобием конфигурации двух ныне разобщенных линий: Прибайкальской дуги и северного края Керулен-Аргунского массива. Эти линии являются границами зоны полициклического раздвига, а в ретроспективе (в конце раннего протерозоя — начале рифея) составляли единое целое (см. рис. 2, *В*).

Весьма интересно, что обе упомянутые крупные структуры дорифейской консолидации (Керулен-Аргунский и Алданский массивы) в позднем мезозое, несмотря на пространственную разобщенность, испытали однотипную и интенсивную ТМА. При этом были сформированы продольные континентальные вулкано-

плутонические пояса и ассоциирующие с ними крупные месторождения молибден-урановой с золотом, полиметаллической с серебром и флюоритовой рудных формаций. Отсутствие или ущербность проявления этих важных рудных формаций в других поясах и ареалах позднемезозойского магматизма (вулканизма) на территории Восточной Сибири и Дальнего Востока свидетельствует об отсутствии генетических связей между ними. Наиболее вероятной является мобилизация дорифейских геохимических ресурсов в недрах Керулен-Аргунского и Алданского массивов — близнецов, испытавших различную ТМ переработку в рифее — палеозое и сходную — в мезозое. Эти ресурсы могут принадлежать геохимически специализированному вулканогенно-осадочному выполнению раннепротерозойских тафrogenных депрессионных структур (протоавлакогенов) типа тех, зеркально-симметричные пары которых реконструированы по целому комплексу прямых и косвенных признаков на Северо-Американском и Европейском кратонах [2]. В данном случае, в пределах Дунбэй-Сибирского кратона такие структуры и их пара предполагаются по косвенным признакам: отмеченным металлогеническим особенностям, фрагментарному распространению геохимически специализированных формационных комплексов (типа федоровской серии и ее эквивалентов) и сходному проявлению мезозойской мантийно-коровой автономной активизации. Линейность мезозойских вулкано-плутонических поясов в пределах массивов-близнецов указывает на существование древнейших разломов, которые до рифея (т.е. до дрейфа плиты) могли представлять собой фрагменты некогда единого субширотного транскратонного Байкало-Алданского линеймента. Этот линеймент контролировал размещение зеркально-симметричной пары раннепротерозойских протоавлакогенов: Прибайкальского (Керулен-Аргунского) и Алданского (Учуро-Чарского), обращенных устьями к противоположным перикратонным прогибам: Саяно-Енисейскому и Юдомо-Майскому.

Еще одним важным следствием дрейфа континент-

тальной плиты в рифее — палеозое является формирование двух крупнейших долгоживущих линейных зон: Саяно-Енисейского и Восточно-Азиатского, ширина зон которых колеблется от 25 до 70 км. Цикличность геодинамических процессов с многократным наложением отраженной, а затем и автономной ТМА привели к формированию весьма сложных (усложняющихся с севера на юг), эшелонированных по горизонтали и вертикали кулисно-ступенчатых структур. В их пределах, несомненно, подвергались переработке геохимические ресурсы как дорифейского кристаллического основания, так и вулканогенно-осадочного выполнения рифей-палеозойских депрессионных структур: перикратонного прогиба на западе и тыловых (замкнутых) частей авлакогенов на востоке. Кроме коровых геохимических ресурсов в зонах линейных зон, несомненно, присутствуют мантийные рудогенные производные, а также, вероятно, проявление алмазоносных кимберлитов мезозойского или более древнего возраста.

Подводя итог, следует сделать вывод, что выдвинутая гипотеза дрейфа континентальной плиты в рифее — фанерозое позволяет объяснить причины и механизм трансформации крупного фрагмента древнейшего кратона в полициклическую складчатую область. С позиций новой гипотезы, радикальное преобразование верхней части земной коры Монголо-Забайкальского геоблока может служить примером синергического эффекта нелинейного геологического развития [15] с последовательно-параллельным проявлением, с одной стороны, коровых процессов движения геологических масс и крупнообъемного гранитообразования и, с другой, процессов мантийного диапиризма щитового и щелевого типов. Новые тектонические и геодинамические построения могут иметь важное прикладное значение в металлогении и прогнозировании.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амантов В.А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. — Л.: Недра, 1975.
2. Афанасьев Г.В. Среднедокембрийские рудно-геохимические провинции и производные их трансформации // Сов. геология. 1985. № 1. С. 107—117.
3. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Алтай-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. Кн. 2. Забайкало-Верхнеамурский регион / Под ред. В.А.Амантова. — Л.: Недра, 1986.
4. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа / Под ред. Н.С.Малица, В.Л.Масайтиса и В.С.Суркова. — Л.: Недра, 1987.
5. Геология зоны БАМ. Т. 1. Геологическое строение / Под ред. Л.И.Красного. — Л.: Недра, 1988.
6. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1. Стратиграфия. — М.: Недра, 1973.
7. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 2. Магматизм. Метаморфизм. Тектоника. — М.: Недра, 1973.
8. Красный Л.И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. — М.: Недра, 1980.
9. Красный Л.И. Глобальная система геоблоков. — М.: Недра, 1984.
10. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). — М.: Недра, 1983.
11. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез в подвижных поясах). — М.: Недра, 1987.
12. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. — М.: Недра, 1967.
13. Салон Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Периодизация докембрия материков северного полушария и основные черты раннего этапа геологической эволюции. — Л.: Недра, 1973.
14. Хаш В.Е. Региональная геотектоника. Т. 3. Внеальпийская Азия и Австралия. — М.: Недра, 1979.
15. Щеглов А.Д. О некоторых вопросах нелинейной геологии // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 5—15.

Принята редколлегией 26 ноября 1996 г.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

УДК 552.14/16

© А.Г.Жабин, 1997

Рудоподготовительные процессы в черносланцевых осадочных формациях

А.Г.ЖАБИН (ИМГРЭ)

К настоящему времени стали очевидными обширные рудогенерирующие потенциалы геологических формаций (ГФ) “черных сланцев”, возникающих в различных геодинамических условиях. С черносланцевыми формациями, сложенными осадочными терригенными породами, среди которых преобладают аргиллиты, алевролиты и песчаники, реже — мергели и известняки, и обогащенными органическим веществом и раннедиагетическими сульфидами железа, ассоциируются сульфидные свинцово-цинковые месторождения, медно- и полиметаллически-колчеданные, сурьмяно-мышьяковые с вольфрамом, золотые, платиновые и лантаноидные (европей).

Рудогенерирующие способности черносланцевых осадочных формаций обусловлены протеканием масштабных рудоподготовительных геохимических процессов. Последние можно объединить в две группы: А — прохождение внутри тела осадочной толщи представителей конкретной геологической формации, стандартных стадий литогенеза (сингенез, седиментогенез → диагенез → катагенез → метаморфизм), которые сопровождаются геологическими масштабами мобилизации

внутрипоровой и внутриминеральной воды, ее метаморфизацией, ступенчатым концентрированием металлов, аутигенным минералообразованием и возникновением рудоносного флюида, названного Р.П.Котиной [16] мобилизатором; Б — функционирование тел черносланцевых формаций в качестве мощных полистадийных, полифакторных физико-геохимических барьеров, коллекторов, способных концентрировать химические элементы не только из внутреннего источника, но и любого иного внешнего.

Оба процесса А и Б представляют собой перекрывающиеся множества, однако нужно учитывать их относительную автономность.

Собственно рудоподготовительные (рудоконцентрирующие) процессы — условно выделяемая часть геохимических явлений в процессах А и Б.

Рудоподготовительные процессы в онтогенезе* черносланцевой ГФ (зарождение, рост, автометаморфизм,

* Онтогенез одиночного рудного месторождения или тела конкретной геологической формации описывается совокупностью всех данных по их развитию на стадиях зарождения, роста, автометаморфизма, аллометаморфизма (Д.В.Рундквист, А.Г.Жабин).

аллометаморфизм, разрушение) играют ту же роль, что метаболизм в онтогенезе живого существа.

Четыре основные реакции, определяющие направление рудоподготовительных процессов. 1 реакция: выделение воды из глинистой составляющей осадков при погружении, уплотнении, росте температур — давлений и поглощение натрия и калия [5, 14, 16, 17, 25].

Эволюционный ряд превращений: монтмориллонит → смектит → смешанослойные гидрослюда калиевые → серициты. Фаціальная разновидность этого ряда — заканчивающийся хлоритом.

Монтмориллонит $\text{Na}_{0,33}(\text{H}_2\text{O})_4(\text{Al}_{1,33}\text{Mg}_{0,33}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2)_{0,33}$ в результате некомпенсированных замещений в трехслойных пачках “пиррофиллитового” или “талькового” типа: $(\text{Al}, \text{Fe})^{3+} \rightarrow \text{Mg}^{2+}$ и $\text{Si}^{4+} \rightarrow (\text{Al}, \text{Fe})^{3+}$ захватывает из порового раствора катионы таких сильных щелочей, как калий и натрий; это и есть путь к калиевым слюдам. Помимо H_2O в монтмориллоните предполагается присутствие гидратированных протонных комплексов оксония $\text{H}^+\cdot\text{H}_2\text{O}$, а также тригидрата $\text{H}^+\cdot 3\text{H}_2\text{O}$ и гептагидрата $(\text{H}^+\cdot 7\text{H}_2\text{O})$ гидрония. Присутствует и адсорбированная вода. Таким образом, седиментогенный монтмориллонит является основным источником концентрирующих и транспортных водных сред, выделяющихся ступенчато на всех стадиях рудоподготовительного процесса.

Монтмориллонит и в зоне сноса (кора выветривания), и в самом осадке образуется при гидролизе силикатов с выделением избыточных компонентов, например магния или кремнезема:



2 реакция: сульфуризация и десульфуризация, в которой важнейшими являются три направления: сульфат-редукция; сульфуризация железа и других элементов в силикатах, оксидах, карбонатах; десульфуризация сульфидов.

Основной эволюционный ряд превращений [6—11]: FeS_2 (пирит, марказит) → FeS (пирротин) → Fe_3O_4 (магнетит, гематит) → FeCO_3 (сидерит). При диссоциации пирита ($\text{FeS}_2 \rightarrow \text{FeS} + \text{S} \uparrow$) возникает сера, способная вновь производить сульфуризацию.

В сероводородной “эксинской” фации миогеосинклинали помимо самого сероводорода H_2S , присутствует гидросульфид-ион HS^- , тиосульфат $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$; сульфит- SO_3^{2-} и сульфид-ионы S^{2-} .

3 реакция: метаморфизация, разложение первичного органического вещества (ОВ). Основной эволюционный ряд превращений [24, 25]: $\text{ОВ} \rightarrow \text{CO}_2 \rightarrow \text{CH}_4$ (метанизация) → ... → твердые битумы → CaCO_3 , FeCO_3 (карбонаты с органическим углеродом). Этот ряд является частным по отношению к таковому, определяемому углефикацией.

4 реакция: эволюция состава поровых вод, приводящая к формированию мобилизата [5, 13, 14, 16—17, 24, 25]. В 1 кг морской воды при солености 35 ‰ преобладают $\text{Na}^+ = 10,7638$ г (77,3 % суммы катионов) и $\text{Cl}^- = 19,3535$ г (90,1 % суммы анионов). Наиболее же распространенными типами вод, возникших при аутометаморфической эволюции терригенного осадочного бассейна являются, по И.С.Грамбергу [5], хлоридно-кальциевые и бикарбонатно-натриевые, составляющие основу рудоносных флюидов.

Рудоподготовительные геохимические процессы на разных стадиях литогенеза. Сингенез (седиментогенез). Глинистый осадок или ил на этой стадии литогенеза представлен сложным бактериально-органически-коллоидно-дисперсным агрегатом, содержащим во взвеси мелкие обломки минералов из зон сноса на суше. Рудные элементы здесь содержатся и в составе

органического вещества (например, металлоорганические формы золота), и в виде собственных минералов (циркон, магнетит, ильменит, сфен, апатит, сфалерит), а также изоморфных примесей в бывших породообразующих минералах (пироксенах, амфиболах, слюдах, полевых шпатах). При аутигенных преобразованиях эти кластические зерна либо перекристаллизуются, дорастают, теряют какие-либо элементы, либо полностью растворяются, отдавая свое вещество поровому раствору.

Диagenез (литификация). Конкрецииобразование двух фаций — карбонатное (преимущественно сидеритовое, сидероплезитовое) и сульфидное (мельниковит → марказит → пирит). Сульфатредукция генерирует из сульфат-иона морской воды сульфид-ион, активно связывающий реакционно способное железо в сульфиды. Начинается мощный процесс дегидратации глинистой фации пород с выделением огромной массы воды, соединяющейся с захороненными поровыми морскими водами осадочного бассейна. Количество воды при дегидратации по разным оценкам таково: по А.М.Блоху (1978) — до 33 л/м³; по В.Н.Холодову [25] — 110 л/м³; по Берсту (1969) — 10—15 % объема осадка. Начинается ионнообменная и структурная эволюция глинистого компонента: монтмориллонит, каолинит → смектиты → гидрослюда политипа 1Md → смешанослойный политип гидрослюда 2M. По В.Н.Холодову [25], гидрослюдизация в элизионных осадочных бассейнах Предкавказья началась на глубине 3,7 км при температуре 170 °С и давлении 80—85 МПа. Гидрослюдизация принципиально меняет калий-натриевое отношение в поровом растворе в пользу натрия, поскольку гидрослюда избирательно поглощают калий. Именно поэтому морские аргиллиты превращаются в существенно калиевые породы, хотя морские воды преимущественно натриевые. Калий-натриевое отношение в аргиллитах весьма высокое. Например, в районе Лухумского рудного поля, Рача (верхняя юра — нижний мел) в аргиллитах (74 пробы, среднее) $3,45/0,11 = 31,4$. В алевритах и песчаниках калий-натриевое отношение: бассейн р. Зесхо, Нижняя Сванетия (среднее по 39 пробам) $2,73/1,33 = 2,05$; бассейн р. Пушкуэри, Верхняя Сванетия (среднее по 44 пробам) $3,63/1,36 = 2,7$. Кларковые значения калий-натриевого отношения в “глинистых породах” земной коры, по А.П.Виноградову (1962), $2,28/0,66 = 3,45$.

По И.С.Грамбергу [5], концентрирование поровых вод идет уже в раннем диagenезе. По мере уплотнения концентрирование нарушает адсорбционное равновесие и обуславливает реакции обмена — магний и кальций переходят в раствор, а натрий и калий — в поглощающий комплекс (слоистые силикаты); это и объясняет возникновение вначале хлоридно-магниевых, а позже хлоридно-кальциевых, бикарбонатно-натриевых вод.

Катагенез. Тепловая активация перекристаллизации, дегидратации, ионного обмена при погружении до глубины 8—12 км. На этих глубинах в осадочных бассейнах, например в Предкавказье, по современным данным, температуры, по оценке Г.М.Сухарева и др. [24], достигают при геотермической ступени на уровне 40 м/град.: на 8 км — 200, а на 12 — 300 °С. Это обычные температуры гидротермального раствора. Для глубин 4,5—5 км в Южно-Каспийской впадине температуры, измеренные в скважине, составляют 90—125 °С (Ш.Ф.Мехтиев, А.А.Геодекян и др., 1972).

Начинают функционирование два типа масштабных гидродинамических систем [25]: на первом этапе — элизионные системы (погружение, рост изотерм и давлений), на втором — инфильтрационные (воздымание, регрессия, падение изотерм и давлений). Элизионный катагенез — перераспределение газово-водных флюи-

дов, отжимание их из глин в песчаники, аутигенное минералообразование. Инфильтрационный катагенез — инфильтрация внутрипородных растворов через проницаемые песчаные пласты-коллекторы.

Метаморфизация рассеянного органического вещества (РОВ) добавляет в поровые растворы и в мобилизат углекислоту, метан и другие органические компоненты. С.Г.Неручев с соавторами (1973—1976) выделил четыре зоны (стадии) изменения ОВ: начальное нефтеобразование (0—2 км); главное (2—3,5 км); главная стадия газообразования (3,5—5 км); затухание нефтегазообразования (5—9 км). По их оценке, до глубин 5—9 км “сгорает” до 65 % первичного РОВ. В зоне катагенеза РОВ генерируют: углистое вещество — 55, углекислоту — 17, воду — 12, сероводород — 3 %.

Важнейший рудоконцентрирующий реагент — сероводород H_2S — возникает в ходе литогенеза глинистых толщ несколько раз: при диагенезе РОВ выделяют преимущественно H_2S и CO_2 биогенного генезиса за счет деятельности анаэробных бактерий (сульфат-редукция). Далее происходит прямое разложение РОВ за счет повышенных температур и давлений. В главную же фазу нефтеобразования H_2S генерируется преимущественно с жидкими органическими веществами — битумоидами, нефтью и водорастворимой органикой.

Второй важный рудоконцентрирующий реагент — углекислота. По экспериментальным данным И.Г.Кисина и С.И.Пахомова [14], уже при температуре 50—100 °С при взаимодействии с известняками дистиллированной воды, хлоридно-натриевых растворов начинается генерация углекислоты.

Метаморфизм региональный, в т.ч. динамометаморфический. Перекристаллизация осадков, рост идиобластов пирита, хлорита, сидерита, окварцевание цемента. Возникают метаморфогенные кварцевые и карбонатные прожилки, жилы и свиты жил, имеющие весьма существенный объем [12] и являющиеся аккумуляторами внутрипородного рудного мобилизата (табл. 1, 2). Начинаясь с воздымания, инверсия терригенных толщ, сопровождаемая складкообразованием, кливажом, милонитизацией, активируют механохимические реакции [20].

Восстановительные функции ОВ при сравнительно низкой тепловой активации: диссоциация пирита в пирротин ($FeS_2 \rightarrow FeS + S \uparrow$), высвобождающая сульфид-ион, который обуславливает появление второго этапа сульфидообразования (пирит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит). В результате дегидратации, ионно-обменных реакций, порово-капиллярных диссипативных явлений (А.М.Блох), лиофильно-лиофобных равновесий формируется проторудноносный раствор, *мобилизат* [5, 16, 17]. В итоге возникает эволюционный ряд форм проявления дисульфидов железа, описанный нами ранее [6] как предыстория колчеданного рудообразования в терригенных миогеосинклиналях: фрамбоиды → колонии фрамбоидов → конкреции → идиобластическая вкрапленность → моносulfидные слои мощностью до 25 см.

При исследовании кинетики взаимодействия воды и пород на основных этапах осадочного процесса В.П.Зверев [13] показал, что вещество претерпевает по меньшей мере 7—8-кратный переход от одной гидрогеохимической среды в другую: мобилизация (выветривание), перенос, седиментация, диагенез, катагенез инфильтрационный и элизионный. Естественно, каждый из этих 7—8 переходов имеет отношение к рудоподготовительным процессам, но в разной мере. Отметим, что кинетика растворения породообразующих минералов в коре выветривания и в ходе катагенеза различается существенно (табл. 3), но не принципиально (“у катагенеза времени больше”).

Возникновение рудоносного мобилизата. Возникно-

1. Количественная характеристика распространения метаморфогенных кальцито-кварцевых жил в юрских сланцах на западном фланге Лухумского рудного поля, Центральный Кавказ [12]

Характеристика	Докинематические (докливажные) жилы	Послекинематические (послекливажные) жилы
Число жил и прожилков	7	279
Суммарная мощность жил и прожилков, м	1,17	17,59
Объем жильного вещества, % мощности разреза 500 м	0,23	3,52

2. Количественная характеристика распределения метаморфогенных кальцито-кварцевых жил в пределах рудных зон, на их флангах и на периферии рудного поля (фон) [12]

Разрез	Мощность разреза, м	Число жил и прожилков	Суммарная мощность жил, м	Количество жил от мощности разреза, %	Средняя мощность жил и прожилков, см	Максимальная мощность одиночной жилы, см
I	500	286	18,76	3,75	6,6	43
II	500	371	13,91	2,78	3,8	45
III	385	236	6,31	1,63	2,7	20

Примечание: I — “фон”: правый берег р. Лухумис-цкали, западный фланг рудного поля без видимой мышьяковой или другой минерализации; II — штольня № 18 (интервал от устья до рудной зоны); III — штольня № 14.

вание рудоносного газо-водного флюида, названного Р.П.Котиной [16] *мобилизатом*, есть интегральный итог всех выше перечисленных рудоподготовительных геохимических процессов, происходивших внутри осадочной формации. Мобилизат — и концентрирующий, и транспортирующий агент.

Естественно, его возникновение не может быть прочно привязано к какой-то определенной стадии литогенеза, поскольку масштаб, скорость и глубина протекания геохимических процессов во многом определяются также и иерархически более высокими “внешними” геологическими явлениями, например, динамикой погружения — воздымания (инверсия) осадочного бассейна (его разреза), а также абсолютной длительностью этих движений.

Естественно, если черносланцевый осадочный бассейн, как это имеет место, например, в юре Дагестана (Восточный Кавказ), имеет мощность 7 км, но претерпевает воздымание вскоре после своего формирования, то многие перечисленные выше рудоподготовительные

3. Кинетика преобразования минерального вещества на разных стадиях корообразования и литогенеза, по В.П.Звереву [13]

Стадия литогенеза	Скорость растворения породообразующих силикатов (пироксенов, плагиоклазов, слюд), г/см ³ ·град	Масса преобразованного минерального вещества, г/год
Мобилизация поверхностная подземная	10 ⁻¹³ 10 ⁻¹⁴	2,5·10 ¹⁵ 7·10 ¹⁵
Перенос и осаждение (седиментогенез)	10 ⁻¹³	4,5·10 ¹⁴
Диагенез	10 ⁻¹⁴ —10 ⁻¹⁵	4·10 ¹²
Катагенез инфильтрационный элизионный	10 ⁻¹⁷ —10 ⁻¹⁸ 10 ⁻¹⁹	1·10 ¹³ 1,1·10 ¹²

геохимические процессы проявляются в редуцированной форме, и рудоконцентрирование реализуется лишь на ранней сульфидной ступени (колчеданные месторождения), а концентрация мышьяка, сурьмы, золота и прочих элементов практически не проявлена. Сидеритовые диагенетические залежи, например, остаются в первозданном виде, и эволюционный ряд замещений "сидерит — пирротин, пирит — магнетит" не реализуется.

Приведем краткое изложение интересной и продуктивной идеи о мобилизате [16, 17], которую мы уже попытались применить при расшифровке стадийной эволюции геохимических аномалий в юрских черных сланцах южного склона Кавказа, в пределах Лухумского месторождения (рудные ассоциации: золотоносный арсенопирит → шеелит + антимонит → реальгар + аурипигмент) [11].

Мобилизат возникает в основном при глубоком эпигенезе — метабенезе, когда происходит дегидратация Al-гидрослюда-иллита и превращение ее в серицит-парагонит. Мобилизат как раствор заполняет *порово-капиллярную* систему и потому находится в особом *диссипативном* физико-химическом состоянии (А.М.Блох), но во всем подчиняющемся классической термодинамике Гиббса.

Р.П.Котина общий состав мобилизата, применительно к золоторудным черносланцевым толщам, приводит в таком виде [16]: $(K, Na) Al_2OH_2 (Si_3 Al O_{10}) H_2O + (Al^{3+}, Fe^{3+}, Me^{2+}, Na, K, Ca^{2+}, SiO_2, Au-OB) H_2O$, где Me — полиметаллы (медь, цинк, свинец и т.д.), Au-OB — золотоорганический комплекс.

Диссипативное состояние мобилизата обуславливает то, что концентрация компонентов в нем могут существенно превышать равновесные для обычного раствора при данных температуре и давлении.

По химическому родству к молекулам воды компоненты мобилизата подразделены на относительно более гидрофильные (кремнезем, алюмосиликатные, силикатные радикалы, гидроксиды труднорастворимых компонентов) — ТФ H_2O^* и олеофильные, сильнее взаимодействующие не с водой, а с ОВ (благородные металлы, сульфиды) — ТФ ОВ. Системы ТФ H_2O и ТФ ОВ обычно не смешиваются. "Таким образом, мобилизат — микрогетерогенная лиофобная система, кинетически устойчивая в условиях закрытого порового пространства, включающая две несмешивающиеся компоненты — "гидрофильную" (силикатно-гидроксидную) и "олеофильную" (органосульфидносамородную)" [16, с. 397].

Эволюция мобилизата происходит в следующей последовательности, определяемой уменьшением поверхностной энергии системы:

сегрегация в суспензии микрокапель в микровыделения;

агрегация дисперсных частиц твердых фаз;

при закрытых порах агрегация мобилизата приводит к ремобилизации гидрофильных компонентов вмещающей породы;

первыми кристаллизуются из мобилизата наиболее гидрофобные компоненты, а в остаточном мобилизате накапливаются гидро- и олеофильные компоненты (1 стадия концентрации золота);

термолиз ОВ $\rightarrow C_{\text{графит}} + CO_2 \rightarrow CH_4 + \dots$, восстанавливающий потенциал олеофильной системы: выпадение самородного золота (2 стадия концентрации золота);

при воздымании толщи флюидное давление начинает превышать литостатическое, образуются трещины, заполняющиеся мобилизатом; его дегидратация обу-

словливает кристаллизацию обильного кварца и рудных минералов — пирита, золота, сульфосоединений;

распад мобилизата — переход к термодинамически устойчивому состоянию классической гидротермальной системы.

Сегрегация самого мобилизата и агрегация, дифференциация его гидрофобных компонентов сопровождаются *выделением тепла* [17]. Подобные тепловые аномалии в аргиллитах вызывают гравитационную неустойчивость Рэлея — Тейлора [1], которая возбуждает диапиризм в черносланцевой геологической формации, рост антиклинальных структур. Ядра таких антиклинальных куполов как раз и отличаются обогащением мобилизатом. Это и поясняет хорошо известную в черносланцевых рудных полях приуроченность оруденения к купольным структурам, поднятым блокам. Уже в начале инверсии такие зародышевые антиклинальные структуры оформляются как автономные, саморазвивающиеся рудогенерирующие структуры.

Тела черносланцевых осадочных геологических формаций как полистадийные, полифункциональные физико-химические барьеры и накопители. Некоторые из механизмов функционирования геохимических барьеров в гипергенезе и эндогенных условиях уже известны [3, 4, 23 и др.].

Ниже мы лишь просуммируем те физико-химические явления, функции и факторы, которые определяют поведение черносланцевых толщ в качестве геохимических барьеров и коллекторов. Естественно, почти все из этих явлений могут пространственно сопрягаться и в синхронном, и в последовательном режимах.

1. Изменение состава порового флюида осадка (например, горизонт, где происходит сульфат-редукция).

2. Поглощающий, адсорбционный, ионнообменный "комплекс" глинистой составляющей первичного осадка.

3. Сорбция металлов на органическом веществе (ОВ), на всех стадиях, начиная с седиментогенеза.

4. Эвксинская литофация с ОВ и дисульфидами железа; ранние и последующие генерации дисульфидов на всех стадиях как кристаллофизический осадитель металлов, в особенности золота, серебра, меди, цинка, свинца [7].

5. Фильтрация растворов внутрипородных и трещинных сквозных, транспортирующих рудное вещество через контрастные литофации, например: песчаники → известняки → песчаники... и т.п.

6. В трещинных коллекторах, где формируются жилы выполнения, происходит активная "адиабатическая мобилизация" растворов из вмещающих пород [4].

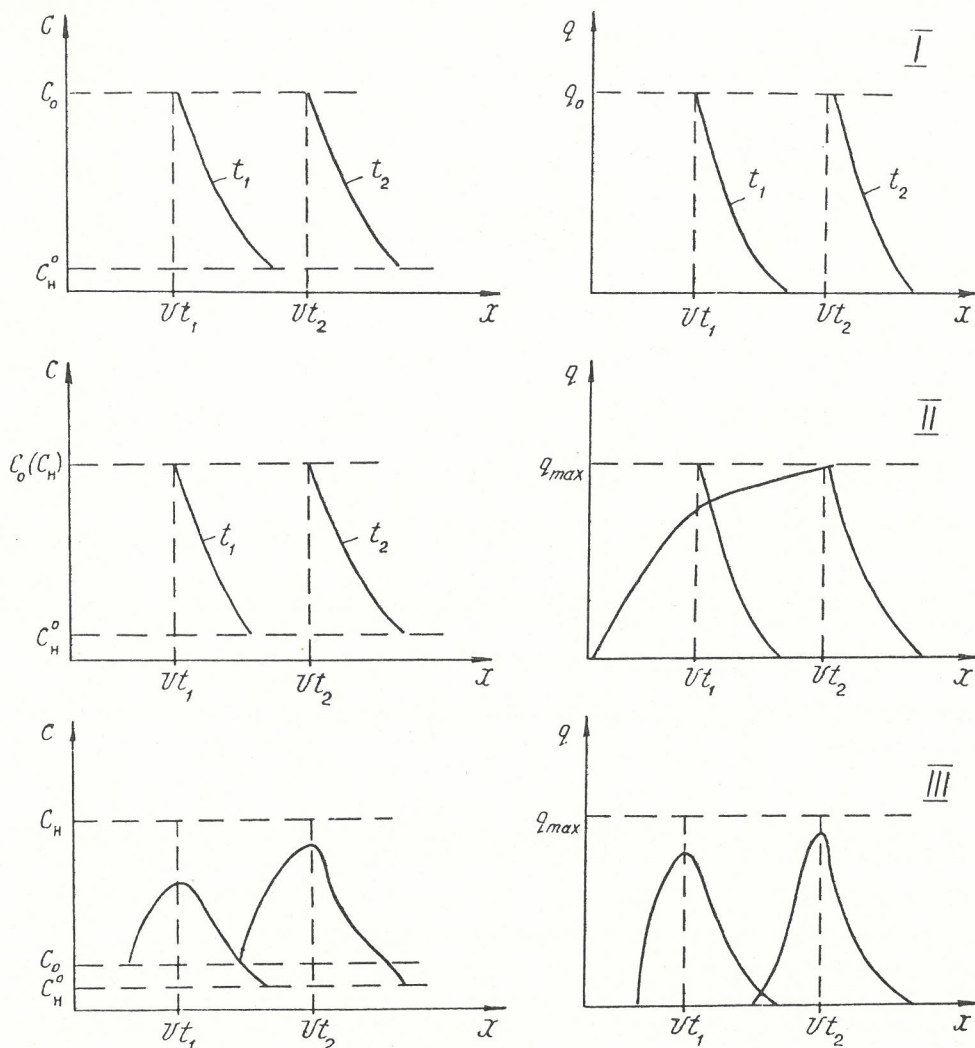
7. Захват осадочной толщей на всех стадиях ее литогенеза транзитной газовой-флюидной составляющей, связанной с общей дегазацией Земли или с дегазацией зон метаморфизма и магматизма. Например, К.В.Ведеполь [2] к такого рода "захваченным" элементам в осадках помимо сверхфоновых углерода, азота, хлора, брома и серы относит также кадмий, ртуть, таллий, висмут и сурьму. М.М.Константинов [15, с. 696] выделил "класс золоторудных месторождений, связанных с потоками глубинных рудоносных флюидов, формирующихся в областях, для которых магматизм нехарактерен или имеет подчиненное значение..."

8. Динамика рудоотложения на подвижном температурном барьере [4].

9. На основе количественного рассмотрения динамики минералообразования из фильтрующихся растворов [4] на подвижных геохимических барьерах В.С.Голубев и А.А.Гарибянц [3] выделили три рода таких геохимических барьеров (рисунки).

Барьер 1 рода: концентрирование вещества А раствора в породе происходит в соответствии со стехиомет-

* ТФ — дисперсные частицы твердых фаз.



Распределение концентраций вещества А в жидком C и твердом q состоянии по направлению фильтрации x раствора во времени t_1 и t_2 при наличии геохимических барьеров I, II и III родов, по В.С.Голубеву и А.А.Гарибяну [3]:

C_0 и C_H — действительная и концентрация насыщения А в фильтрующемся растворе; $C_0(C_H)$ — начальная концентрация А в поровом растворе при $x > 0$; q_0 — начальная концентрация в породе замещаемого минерала BR; q_{max} — максимальная концентрация AR; V — скорость движения геохимического барьера

рией протекания реакции замещения (псевдоморфизации) типа: $Aж + BR_{ТВ} = Bж + AR_{ТВ}$.

Барьер 2 рода: происходит концентрирование вещества в породе; оно прямо зависит от степени пересыщения раствора на барьере и зависит (см. рисунок) от соотношения скоростей фильтрации и движения геохимического барьера.

Барьер 3 рода: концентрирование вещества в растворе происходит как в твердом, так и в жидком состояниях.

При рудоотложении из фильтрующихся растворов на первой *нестационарной стадии* при подвижном барьере вся зона оруденения подвижна. При перемещении барьера происходит растворение самого первого отложенного вещества (в тылу колонки) и концентрирование его на подвижном барьере. Этим обусловлено возникновение все более концентрированных растворов из первоначально разбавленных рудотранспортирующих. Это, кстати, еще один из геохимических механизмов возникновения мобилизата. В последующую *стационарную стадию*, когда геохимический барьер уже неподвижен (экраны разного рода), происходит локальная рудоразгрузка. Г.Л.Поспелов, В.С.Голубев и В.Н.Шарапов особо отмечали устойчивость самоорганизующегося процесса концентрирования вещества на подвижном геохимическом барьере от внешних влияний.

10. Замечательным барьером в осадочных толщах вообще, в т.ч. и черносланцевых, является граница донных осадков и водной толщи. Здесь могут разгружаться газогидротермальные источники самого разного генезиса. Этот барьер соответствует гидротермально-осадочной фации рудоотложения. Ее особенность со-

стоит в том, что источник вещества может быть эндогенным, а фация разгрузки по сути — гипергенная.

Из сказанного следует, что структура прогноза оруденения в черносланцевых геологических формациях имеет специфическую особенность. Она обусловлена не только тем, что прогноз основан на сложном, поливариантном отношении [18, 19] оруденения с ГФ (табл. 4), но и тем, что собственные рудогенерирующие геохимические процессы напрямую связаны со степенью эволюционной зрелости самой ГФ, т.е. с полностью ее онтогенеза.

В табл. 4 (IV и V типы металлогенических формаций) показано, что черносланцевые ГФ реализуются в отношении оруденения универсально: они могут быть раздельно и совместно рудовмещающими, рудоносными и рудогенерирующими.

Уже то обстоятельство, что проявление барьерных функций не является вероятностно-обязательным, а зависит от конкретной геологической ситуации во вмещающем блоке земной коры, свидетельствует о существенной доле *нелинейных связей* тела черносланцевой ГФ с наложенной рудоносностью. В этом отношении положительный прогноз оруденения дается по наличию во вмещающем ГФ блоке магматогенных и метаморфических факторов, функционирующих после или в период возникновения тела ГФ.

Поэтому комплексный прогноз рудоносности распадается как бы на два "автономных" вероятностно-логических направления: 1) где суммируются геолого-геохимические критерии, связанные *напрямую* с саморазвитием, онтогенезом тела конкретной черносланцевой формации, например: геохимическая специализация на

4. Взаимоотношение оруденения с геологическими формациями, по А.И.Кривцову [18]

Типы металлогенических формаций по соотношениям геологических формаций и их роли в рудоге-незе	Типы геологических формаций по установленной и предполагаемой роли в рудоге-незе				Примеры месторождений
	Рудовмещающие, РВФ	Рудовосные, РНФ	Рудогенерирующие, РГФ	Рудообразующие, РОФ	
I. РВФ+РГФ	С		Т+В+Э		Жильные и скарновые
II. РВФ=РНФ		С+Т+В			Медистые песчаники и сланцы; свинцово-цинковые в карбонатных толщах; колчеданное семейство
III. РВФ=РНФ=РГФ		С+Т+В+Э			Никелевые и медно-никелевые; хромитовые, титаномагнетитовые магматические: пегматитовые
IV. (РВФ=РНФ)+РОФ	С+Т+В			Т+Э	Сканированные и регенерированные стартиформные: метаморфогенно-гидротермальные:
V. (РВФ=РНФ)+(РОФ=РГФ)	С+Т+В		Т+В+Э		метаморфизованных металлоносных черносланцевых толщ
VI. РВФ+(РВФ=РНФ=РГФ)	С		С+Т+В+Э		Грейзеновые; молибден- и молибден-медно-порфировые

Примечание: С — среда рудонакопления, Т — источник транспортирующих агентов, В — источник рудного вещества, Э — источник энергии при рудообразовании.

мышьяк, серу, ОВ, золото, цинк, медь и другие элементы, полнота прохождения стадий литогенеза, наличие продуктивных литофаций типа эвксинской, распространение вкрапленной сульфидной минерализации и т.п.; 2) в котором суммируются потенциальные, но *нелинейно* реализуемые барьерные функции тела черносланцевой ГФ.

Автор благодарит профессора Г.В.Ручкина за доброжелательный разбор статьи и полезные советы, которые были учтены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е.Б. Образование конвективных деформаций в слабо литифицированных осадочных породах // Изв. АН СССР. Серия геол. 1965. № 12. С. 15—26.
2. Ведеполь К.В. Накопление легко летучих элементов в осадках; дегазация при метаморфизме // I Междунар. геохим. конгресс. 1971. Т. 4. Кн. 1. М., 1973. С. 90—99.
3. Голубев В.С., Гарибянц А.А. Динамика минералообразования — методы и задачи исследований, интерпретация результатов // Динамические модели физической геохимии. Новосибирск, 1982. С. 4—9.
4. Голубев В.С., Шарапов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. — М.: Недра, 1974.
5. Грамберг И.С. Основные направления диагенетического преобразования поровых вод и поглощенного комплекса морских глинистых отложений // Физические и химические процессы и фации. М., 1968. С. 106—112.
6. Жабин А.Г. Диагенетическое сульфидонакопление в аргиллитовой юре Кавказа как предистория колчеданного рудообразования // АН СССР. 1976. Т. 288. № 2. С. 445—448.
7. Жабин А.Г., Кременецкий А.А. Рудоконцентрирующий геохимический барьер как функция пирит-пирротинового превращения // Отечественная геология. 1993. № 1. С. 71—80.
8. Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Абесадзе Г.Н. Золотоносные диагенетические пиритовые конкрециты // Литология и полезн. ископ. 1993. № 4. С. 117—120.
9. Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Косавец Ю.Г. Платиноиды и золото в диагенетических пиритовых конкрециях юрских сланцев на южном склоне Центрального Кавказа // Разведка и охрана недр. 1992. № 2. С. 2—3.
10. Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Чичуа И.Б. и др. Арсенопирит и пирит как концентраторы золота в черных сланцах южного склона Большого Кавказа (Грузия) // Изв. АН СССР. Серия геол. 1991. № 6. С. 102—113.
11. Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Чичуа И.Б. и др. Метаморфическая эволюция гидротермально-осадочных геохимических аномалий // Литология и полезн. ископ. 1991. № 3. С. 107—121.
12. Жабин А.Г., Чичуа И.Б., Ярошевич В.З. Диагностические признаки метаморфогенных жил // Записки минералог. об-ва. 1991. № 4. С. 21—33.
13. Зверев В.П. Кинетика взаимодействия воды и породы на основных этапах осадочного процесса // Изв. АН СССР. Серия геол. 1992. № 2. С. 105—113.
14. Киссин И.Г., Пахомов С.И. Об основных направлениях метаморфизации подземных вод под влиянием высоких температур (по экспериментальным данным) // Изв. АН СССР. Серия геол. 1970. № 12. С. 74—89.
15. Константинов М.М. Генетические системы золоторудных месторождений // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 3. С. 696—699.
16. Котина Р.П., Швецов П.Ф. Формирование автономной рудогенерирующей структуры на стадии метатенеза // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 236—399.
17. Котина Р.П., Митлин В.С. Количественная оценка термических эффектов процесса дифференциации вещества на стадии метатенеза // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 3. С. 56—64.
18. Кривцов А.И. Принципы классификации геологических формаций по их роли в рудоге-незе // Геология рудных месторождений. 1964. № 1. С. 67—71.
19. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
20. Ляхов Н.З., Болдырев В.В. Механохимия георганических веществ // Изв. Сибир. отд. АН СССР. Серия химич. наук. 1983. № 12. Вып. 5. С. 3—8.
21. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. — М.: Недра, 1988.
22. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. — М.: Недра, 1990.
23. Перельман А.И. Геохимия. — М.: Высшая школа, 1979.
24. Сухарев Г.М., Власова С.П., Парануха Ю.К. Геотермическая характеристика и теплофизические параметры мезо-кайнозойских отложений Большого Кавказа и Предкавказья // Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., 1968. С. 82—85.
25. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). — М.: Наука, 1963.

Принята редколлегией 26 ноября 1996 г.

Геологическая природа геофизических аномалий Балтийского щита

Г.А.МАСЛЯЕВ (ВНИИГеофизика)

Геофизические аномалии Балтийского щита представляют большой интерес для изучения взаимосвязи с геодинамикой щита. Наиболее интенсивная геодинамическая активность Балтийского щита отмечалась в каледонский и герцинский этапы тектогенеза и выражалась в значительных проявлениях платформенного магматизма. В настоящее время геодинамика щита фиксируется по ряду геолого-геофизических параметров.

Балтийский щит по геологическому строению верхней части консолидированной земной коры близок к Украинскому массиву [7]. Однако в геофизическом отношении он является своеобразным тектоническим элементом, отличающимся по многим упругим, магнитным и гравитационным параметрам не только от Украинского массива, но и от других структурных элементов консолидированной земной коры Русской платформы.

По данным глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), толщина земной коры в пределах Балтийского щита изменяется от 55 км (центральная часть) до 35 км (периферия). При этом, по В.В.Белоусову и Н.И.Павленковой [2], области максимальной толщины земной коры отвечает наиболее высокоскоростной (средняя скорость продольных волн более 6,5 км/с) ее тип. Этот высокоскоростной тип земной коры, как и для Воронежского массива, обусловлен увеличенной толщиной ее нижней части со средней скоростью продольных волн 6,7—7,4 км/с. В строении коры щита отмечаются слои, характеризующиеся пониженной скоростью продольных волн. Эти слои однако имеют относительно малую толщину, располагаются на различной глубине и прерывисты по простиранию. Кроме того, в толще коры прослеживаются тонкие, не более 2 км, слои, которым свойственны относительно высокие скорости сейсмических волн. В некоторых частях Балтийского щита обнаружен переходный слой от коры к верхней мантии, достигающий толщины 8—10 км и имеющий переменный градиент скорости по вертикали разреза литосферы [3, 8]. Граничные скорости вдоль поверхности Мохоровичича (М) изменяются от 7,9 до 8,3 км/с.

Наиболее неопределенны выводы об упругих свойствах верхней мантии [3, 8, 11]. Особенно это касается вопроса об обоснованности выделения, глубины залегания и толщины астеносферного слоя (волновода). Однако решение вопроса о наличии достаточно мощного и пластичного астеносферного слоя имеет принципиальное значение для выяснения геологической природы геофизических аномалий Балтийского щита.

По результатам обобщения данных ГСЗ было установлено, что строение литосферы Балтийского щита до глубины 80 км однородное, а до глубины 300 км характеризуется чередованием слоев с относительно пониженными и повышенными скоростями продольных сейсмических волн. Данные наблюдений по наиболее представительному профилю ГСЗ "Феннолора", расположенному вдоль западного побережья Ботнического залива, позволили выделить на глубине 220—230 км кровлю горизонта, которому свойственно понижение скорости продольных сейсмических волн с 8,8 до 8,5 км/с [4, с. 71]. Нижняя граница этого сейсмическо-

го горизонта в центральной части Балтийского щита отбивается на глубине 300 км по повышению скорости продольных сейсмических волн до 9 км/с. Этот сейсмический горизонт условно был принят за астеносферу [4, 9]. Таким образом, под Балтийским щитом астеносфера имеет относительно небольшую толщину (70—80 км). Кровля астеносферы от центральной части щита воздымается в южном направлении с глубины 230 до 130 км.

Результаты изучения характера дисперсии поверхностных сейсмологических волн Релея [11, с. 19—35] свидетельствуют о наличии по периферии Балтийского щита на глубине до 110 км маломощного слоя с относительно пониженной скоростью. Его кровля была отождествлена с подошвой литосферы [11]. В центральной части щита слой пониженной скорости волн Релея прослежен уже на глубине 170 км (рис. 1), что фиксирует увеличение толщины литосферы более чем на 60 км. Примечательно, что оси овальных аномалий увеличенной толщины литосферы Балтийского щита, выявленных как по ГСЗ, так и по дисперсии поверхностных волн Релея, совпадают с ориентировкой Ботнического залива.

Судя по значению невязок (в процентах) по отношению к абсолютной величине волн Релея [11, с. 1—17], до глубины 300 км от раздела М для центральной части Балтийского щита свойственны повышенные скорости этих волн (невязка более +2 %), а по периферии они понижаются (невязка $-1 \div -2$ %). Ось положительной аномалии волн Релея ориентирована в основном также вдоль Ботнического залива. По Л.П.Виннику, В.С.Рябому, Л.Н.Старобинец, А.В.Егоркину и Н.И.Чернышеву (1978), в разрезе литосферы Балтийского щита по Р-волнам отмечается понижение скорости этих волн на глубинах до 100 км от поверхности земли, что отличает строение литосферы щита от других структур Русской платформы, а также указывает на относительно повышенную геодинамику щита и разуплотнение верхней мантии. В целом в литосфере Балтийского щита установлено чередование слоев (до 7) с пониженной скоростью продольных волн [4, 9]. Имеющиеся геоэлектрические данные [4, 9] также не позволяют уверенно выделить в мантии щита достаточно мощный электропроводящий слой, который можно было бы отождествить с астеносферой.

Таким образом, данные ГСЗ, результаты анализа Р-волн и электропроводности, полученные после исследований А.С.Алексеева, Л.Л.Ваньяна, М.Н.Бердичевского, А.В.Николаева, Б.А.Окулесского и В.З.Рябого (1977), не опровергают их вывод об отсутствии в мантии Балтийского щита астеносферы, если под последней понимать слой в основании верхней мантии, характеризующийся пониженной скоростью продольных и поперечных сейсмических волн и находящийся частично в расплавленном или аморфном состоянии.

По потенциальным геофизическим параметрам Балтийский щит существенно отличается от других структур земной коры Русской платформы. Наиболее значительной геофизической особенностью щита, выявленной на начальных этапах его изучения, следует считать приуроченность к нему отрицательной изостатической аномалии [1, 3, 8], максимальное значение которой

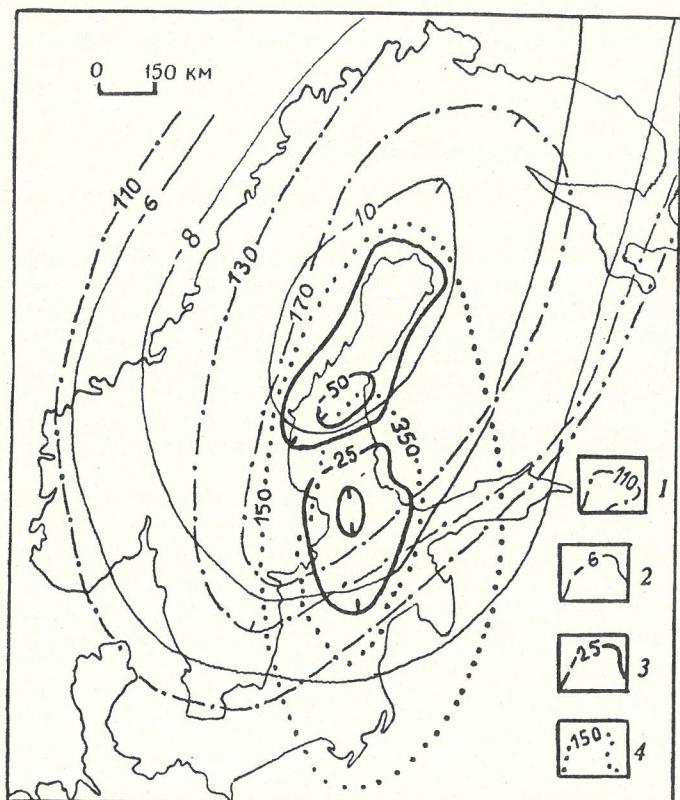


Рис. 1. Некоторые геофизические характеристики Балтийского щита:

1 — толщина литосферы по данным о дисперсии Р-волн в км, 1982 [11, с. 19–35]; 2 — уклонения высот геоида в м, 1982 [11, с. 57–76]; 3 — изостатические аномалии (редукция Эри, $T = 30$ км) в мгал, 1966 [1, с. 28]; 4 — мощность эквивалентного слоя мантии при плотности -1 в м, 1971 [8, с. 72]

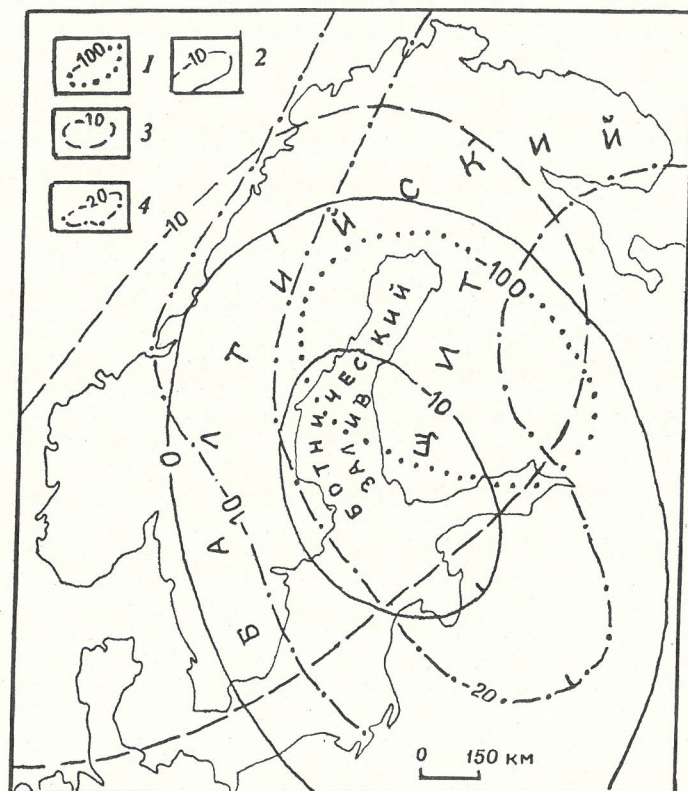


Рис. 2. Зональные глубинные гравитационные аномалии Балтийского щита:

1 — аномалия, обусловленная плотностной неоднородностью верхней мантии, мгал, в 1968 [8, с. 139]; 2 — гравитационная аномалия в свободном воздухе (модель PGS-100, соответствует разложению поля силы тяжести по сферическим функциям до 30 степени и порядка) в мгал, 1976 [3, с. 21]; 3 — остаточная аномалия силы тяжести, полученная при разложении в ряд потенциала силы тяжести (гармоники от 8 до 18 порядка) в мгал, 1979 [3, с. 15]; 4 — чистые аномалии силы притяжения, вычисленные по модели GEM-10B (по 36 гармоникам) в мгал, 1987 [6, с. 1086]

(более 50 мгал) приходится на акваторию Ботнического залива. Кроме того, на основании осреднения изостатических аномалий и расчетов низкочастотной их составляющей М.Е.Артемов [8] сделал вывод о том, что зональная изостатическая аномалия Балтийского щита обусловлена влиянием глубокозалегающей плотностной неоднородностью мантии. При этом контур мантийной аномалии ориентирован вдоль оси Ботнического залива. Ареалы отрицательной изостатической и глубинной мантийной аномалий хорошо согласуются с таковой уклонения высоты геоида в пределах Балтийского щита [11, с. 57–76], достигающего -10 м. Следует еще раз обратить внимание на то, что оси всех геофизических аномалий (волны Релея, изостазии, плотностной неоднородности верхней мантии, уклонения геоида) имеют ориентировку, согласную с очертаниями Ботнического залива (см. рис. 1).

Помимо отмеченных геофизических аномалий, не менее представительны и другие зональные глубинные гравитационные аномалии (рис. 2). Характерно, что уже на первых этапах редукции наблюдаемого гравитационного поля было установлено, что Балтийский щит — единственный тектонический элемент Русской платформы, которому, по расчетам Н.П.Лопатиной [8], отвечает значительная отрицательная плотностная мантийная аномалия. Показательно, что в дальнейшем отрицательные глубинные гравитационные мантийные аномалии в пределах щита были также выявлены, но путем использования при трансформации наблюдаемого гравитационного поля более современных методик (см. рис. 2), а также по данным, полученным с помощью дистанционных (спутниковых) методов измерения гравитации Земли (аномалии с исключением влияния

21 источника в нижней мантии и аномалии вертикального градиента силы притяжения) [10].

Отрицательные зональные гравитационные аномалии, полученные путем различных редукций наблюдаемого поля, а также с помощью дистанционных методов исследований, обусловлены физико-химической и гравитационной дифференциацией вещества мантии, приведшей ее к разуплотнению и геодинамической активности. Породы консолидированной земной коры Балтийского щита, судя по их упругим и плотностным свойствам, не могут создать значительных зональных отрицательных гравитационных аномалий. Мантийные массы, обуславливающие эти отрицательные зональные гравитационные аномалии, располагаются на различной глубине, включая, вероятно, и часть нижней мантии.

Таким образом, факт соответствия Балтийскому щиту глубинных мантийных отрицательных гравитационных аномалий не вызывает сомнений.

Приведенные данные о геофизических характеристиках Балтийского щита свидетельствуют о том, что часть его литосферы, отвечающая акватории Ботнического залива, является аномальной. При этом как отрицательные глубинные гравитационные аномалии, так и данные по упругим и геоэлектрическим свойствам указывают на разуплотненность и геодинамическую активность верхней и частично нижней мантии.

Геологическая природа геофизических аномалий Балтийского щита обычно рассматривается в связи с

объяснением причины возникновения отрицательной изостатической аномалии, которая была выявлена в то время, когда данные о других геофизических параметрах щита не были известны. Появление отрицательной изостатической аномалии, как правило, связывается с восходящими движениями земной коры, вызванными таянием ледникового покрова [1, 3, 6, 7 и др.].

При геологической интерпретации изостатических аномалий всегда необходимо иметь в виду, что расчеты изостатического состояния и связанного с ним движения земной коры по широко используемым моделям Эри или Пратта первоначально обосновывались на предположении о залегании консолидированной земной коры на маловязкой или даже жидкой мантии. В дальнейшем, когда по сейсмическим данным было установлено, что верхняя мантия в геофизическом отношении находится главным образом в состоянии твердого вещества, уровень изостатической компенсации (Баррель, Боуи, Виллис и др.) был перенесен в основание верхней мантии (астеносферу).

Постгляциальное изостатическое "всплывание" земной коры Балтийского щита и тем самым гляциальная природа изостатической аномалии щита ранее оспаривались А.Д.Архангельским (1933), Е.Н.Люстихом (1957) и другими на основании данных по палеотектонике древних щитов как районов устойчивых поднятий, результатов сравнительного анализа изостатических аномалий со структурами платформ, слабой реологии астеносферы.

Вывод Е.Н.Люстиха (1957) об эндогенной природе изостатических аномалий и голоценового поднятия Балтийского щита был отвергнут Е.В.Артюшковым (1966), поскольку Е.Н.Люстих не учел, что на начальных стадиях постгляциального воздымания щита скорости его движения на порядок превосходили характерные для платформ скорости тектонических движений. Однако такая аргументация мало убедительна, т.к. скорости тектонических движений активизированных частей платформ были еще больше, чем на начальных постгляциальных стадиях поднятия щита. Принимая гляциальную природу изостатической аномалии, М.Е.Артёмьев и Е.В.Артюшков (1966, 1967) рассчитали гипотетическую вязкость и толщину пластического слоя (астеносферы), необходимые для возникновения гляциоизостазии Балтийского щита. Для изостатических движений, судя по их расчетам, требуется наличие в мантии астеносферного слоя (волновода) с вязкостью до 10^{23} пуаз, подошва которого располагалась бы на глубине порядка 200 км при толщине слоя 120—150 км. Приведенные результаты сейсмических и сейсмологических (ГСЗ и Р-волны) исследований, а также данные по электропроводности литосферы Балтийского щита свидетельствуют об отсутствии такого мощного астеносферного слоя, который способствовал бы оттоку мантийного вещества при нагрузке ледника и возникновению быстрых изостатических последниковых поднятий земной коры щита. При этом полученные по новейшей расчетной модели значения возможной вязкости литосферы щита также не могут являться основой для объяснения гляциоизостатических вертикальных движений земной коры щита [4, 9]. Поэтому, признавая отсутствие пластического мантийного слоя (астеносферы) под Балтийским щитом, И.А.Резанов, А.Ш.Файтельсон и Г.В.Краснопецева (1984) предполагаемую гляциоизостазию были вынуждены объяснять, но еще менее убедительно, если учесть результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины, незначительным перетеканием серпентинитов в консолидированной земной коре на глубине 15—30 км. Если изостатический механизм постгляциальных движений коры Балтийского щита осуществлялся в консолидированной земной коре на глубинах 15—30 км, то геологичес-

кую природу мантийных геофизических аномалий, тем более, нельзя обуславливать гляциальными причинами.

Выявленное линзовидное утолщение литосферы под центральной частью Балтийского щита (более 60 км, по результатам изучения Р-волн, и до 100 км, по ГСЗ) противоречит гляциоизостатическому механизму воздымания щита и гляциальной природе изостатической аномалии.

Таким образом, сейсмические (ГСЗ), сейсмологические (Р-волны) и геоэлектрические данные (отсутствие в литосфере необходимого по толщине и вязкости астеносферного слоя, а также линзовидное утолщение литосферы) дают основание утверждать, что возникновение изостатической и других геофизических аномалий не следует связывать с постгляциальной разгрузкой Балтийского щита, т.е. с экзогенной причиной.

Имеющееся в настоящее время значительное количество геолого-геофизических данных позволяет достаточно обоснованно объяснять как изостатическую, так и другие геофизические аномалии (геоида, мощности литосферы, глубинные отрицательные гравитационные) Балтийского щита (см. рис. 1, 2) эндогенными причинами. Так, В.В.Белоусов (1958), А.А.Борисов (1964) и другие исследователи по результатам изучения неотектоники Балтийского щита пришли к выводу о том, что голоценовые поднятия были вызваны не постгляциальной разгрузкой щита, т.е. экзогенными причинами, а тектоническими процессами. При этом необходимо отметить, что изостатическое поднятие коры щита объяснялось без учета дифференцированного характера ее восходящих движений, которые рассматривались в виде единого, без прогибаний, сводового воздымания. Это достаточно хорошо выражено на составленных Де Гером (1912), Хёгбомом (1913), Борном (1923), Саурамом (1958), Фроммом (1963) и другими картах постгляциальных поднятий Балтийского щита. Однако на фоне общего сводового голоценового поднятия щита контрастно выделяется неотектоническая котловина Ботнического залива. При объяснении геологической природы изостатической аномалии этот принципиальный факт не учитывался.

В геотектоническом отношении котловина Ботнического залива представляет собой регенерированный авлакоген [5]. Борта авлакогена за неотектонический этап развития земной коры приподнялись до 300 м при одновременном прогибании его днища до 150 м (Н.И.Николаев, В.И.Бабак, А.И.Медянцева, 1978). Такие неотектонические движения амплитудой до 400 м для Русской платформы аномальны. Примечательно и то, что максимальные скорости современных положительных движений Балтийского щита также приурочены к бортам Ботнического авлакогена, достигая 10 мм/год. К периферии щита скорость современных движений земной коры снижается, а знак их становится отрицательным. Современные движения коры неравномерны во времени, а периодам наибольшей скорости блоковых подвижек коры свойственна повышенная сейсмичность. Эта особенность блоковых движений коры обусловлена геодинамикой, а не изостатическими движениями.

На геодинамическую активность Ботнического авлакогена указывает также относительная аномалия теплового потока, превышающая фон на 15—20 мВт/м² и ориентированная вдоль оси авлакогена. В этом отношении показателен и вывод Е.Е.Милановского (1987) о том, что существенное возрастание геотермического градиента по разрезу Кольской сверхглубокой скважины с глубины 8 км от 15 до 25 °С/км свидетельствует об усилении теплового потока в новейший этап тектогенеза Балтийского щита, идущего из мантии. В связи с этим следует отметить, что Т.П.Егоровой, В.Г.Козленко, Н.И.Павленковой и В.И.Старостенко (1992) Бал-

тийский щит отнесен к активизированному ("разогретому") типу литосферы, как и литосфера Западной Европы, а остальная часть литосферы Русской платформы — к "холодному".

Активная современная геодинамика Ботнического авлакогена проявляется и в особенностях концентрации эпицентров землетрясений. Так, ареалы аномальной плотности эпицентров землетрясений внутренней части Балтийского щита совпадают с бортами Ботнического авлакогена (Ю.К.Шукин, 1983). Гипоцентры большинства землетрясений расположены в земной коре; магнитуда их до 5 и более.

Безусловно, что сейсмичность и геотермические особенности Балтийского щита не связаны с гляциоизостазией, а обусловлены геодинамической активностью его литосферы. Характерно при этом, что борта Ботнического авлакогена ограничены неотектоническими разломами, тогда как древние (дофанерозойские) разломы щита, обновленные неотектоническими движениями, пересекают авлакоген с северо-запада на юго-восток. Ботнический авлакоген, как и Днепровско-Донецкий, почти вкрест простирания рассекает дорифейские структуры.

Для выяснения геологической природы геофизических аномалий, приуроченных к Ботническому авлакогену, необходимо учитывать приведенные выше геодинамические характеристики Балтийского щита (неотектоническую, современных движений, геотермическую и сейсмическую). Очень важный показатель и имеющаяся тесная взаимосвязь структуры щита с морфологией геофизических аномалий, выраженная в согласованном совпадении ориентировки осей последних с простиранием Ботнического авлакогена.

Совокупность различных геофизических аномалий (см. рис. 1, 2) и особенностей геодинамической активности, безусловно, не случайна для Балтийского щита и наиболее вероятно, что геологическая природа аномалий обусловлена теми же эндогенными процессами, которые вызвали как воздымание щита, так и формирование на фоне воздымания Ботнического авлакогена.

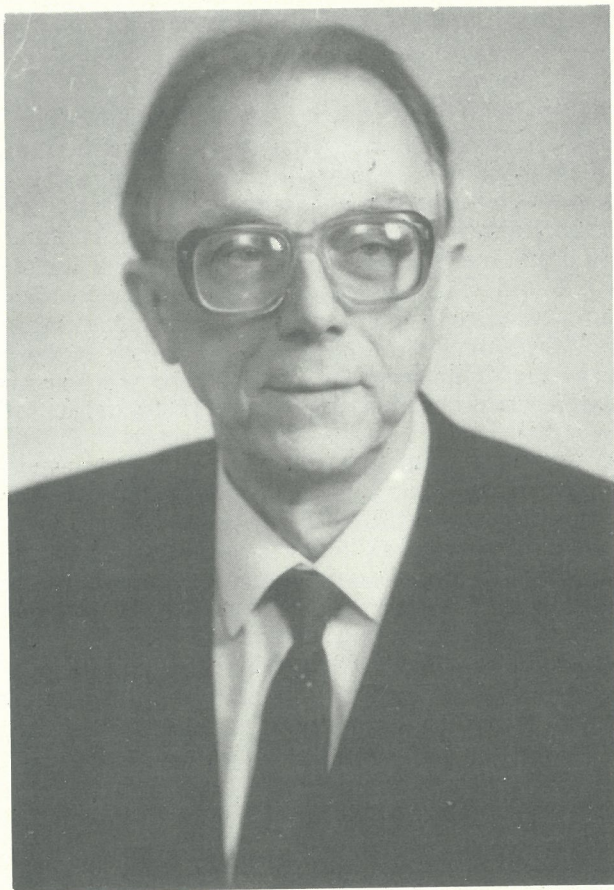
Согласованная ориентировка осей различных геофизических аномалий и соответствие их простиранию Ботнического авлакогена, наряду с геодинамической активностью, в некоторой степени сравнимы с особенностями геолого-геофизических характеристик Байкальского рифта. Однако в пределах Байкальского рифта геофизические аномалии и геодинамика литосферы выражены более контрастно. Различие между Байкальским рифтом и Ботническим авлакогеном по ряду геофизических и геодинамических параметров следует объяснять тем, что Байкальским рифт — "зрелая", а Ботнический авлакоген — "молодая" структуры. Байкальская рифтовая зона начала формироваться в олигоцене, а максимальное ее развитие приходится на

миоцен (Н.А.Логачев, Ю.А.Зорин, В.А.Рогожина, 1983). На это, в частности, косвенно указывают различия в морфоструктуре котловин Байкальского рифта и Ботнического авлакогена. Так, котловина Байкальского рифта заполнена осадочными толщами — олигоцен-нижнеплиоценовой мощностью 2—5 км и средне-плиоцен-плейстоценовой мощностью до 1 км, тогда как в котловине Ботнического авлакогена развиты относительно маломощные толщи плейстоцена. О зрелой стадии развития Байкальской рифтовой зоны свидетельствуют и геохимические показатели глубинного магматизма.

Приведенные данные о связи геофизических аномалий Балтийского щита с новейшими проявлениями эндогенных процессов полностью согласуются с теоретическими выводами А.А.Борисова (1964) о том, что глубинные гравитационные аномалии обусловлены характером и направлением современных физико-химических процессов в недрах Земли, которые, в частности, выражаются в изменении объема и плотности верхней мантии и проявляются на поверхности формами рельефа ее твердой оболочки. В этом отношении формирование в новейшее время Ботнического авлакогена и является поверхностным проявлением геодинамических процессов, вызванных физико-химической и гравитационной дифференциацией верхней мантии и фиксируемых в виде различных геофизических аномалий, в т.ч. и изостатической аномалией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемьев М.Е.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. — М.: Наука, 1966.
2. *Белюсов В.В., Павленкова Н.И.* Типы земной коры Европы и Северной Атлантики // Геотектоника. 1989. № 3. С. 3—14.
3. *Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли.* — Киев: Наукова думка, 1979.
4. *Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа.* — Киев: Наукова думка, 1989.
5. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). — М.: Недра, 1983.
6. *Новые данные о связи фигуры Земли с древними оледенениями / Ю.А.Тараканов, М.Г.Гросвальд, Н.Ш.Камбаров, В.А.Приходько // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 5. С. 1084—1089.*
7. *Русская платформа / Под ред. В.Д.Наливкина, К.Э.Якобсона.* — Л.: Недра, 1985.
8. *Связь поверхностных структур земной коры с глубинными.* — Киев: Наукова думка, 1971.
9. *Строение литосферы Балтийского щита.* — М.: Изд-во Нац. геофиз. комитета РАН, 1993.
10. *Тараканов Ю.А.* Плотностные неоднородности верхней мантии по спутниковым методам измерений гравитационного поля // Глубинное строение слабосейсмических регионов СССР. М., 1987. С. 129—136.
11. *Tectonophysics.* 1982. Vol. 90. № 1. P. 1—35, 57—76.



Исполнилось 75 лет со дня рождения и 55 лет творческой деятельности ведущего ученого нашей страны в области геологии и минерагении Мирового океана, действительного члена Российской академии наук, профессора Игоря Сергеевича Грамберга.

Июнь 1941 г. И.С.Грамберг встретил солдатом особого студенческого добровольческого батальона. Четыре месяца тяжелых боев, серьезное ранение... После полугодового лечения в госпитале весной 1942 г. И.С.Грамберг начал геологическую деятельность со скромной должности коллектора геологоразведочной партии на Урале.

После окончания Ленинградского горного института в 1949 г. молодой специалист И.С.Грамберг пришел в НИИ геологии Арктики (ныне ВНИИОкеангеология), с которым и связал все свои последующие жизненные и научные интересы.

Первые экспедиции Игоря Сергеевича — на Анабар, Таймыр, Верхояные — ярки не столько полярной экзотикой, сколько глубиной исследовательской мысли. Уже к началу 60-х годов И.С.Грамберг известен в стране и за рубежом как крупный специалист по стратиграфии, литологии, геохимии осадочных толщ севера Сибири, автор пяти монографий и множества статей, вклад которого есть и в открытии норильского газа, и в проблеме нетегазоносности Западной Сибири, и в будущей нефти Восточной Сибири. Широкое развитие в геологической практике получил предложенный И.С.Грамбергом и Н.С.Спиро метод палеогидрохимических реконструкций по поглощенным катионам, а на таких фундаментальных трудах, как «Палеогеография центральной части Советской Арктики» воспитывалось целое поколение полярных геологов.

В 1967 г., задолго до широкого разворота морской нефтегазразведки, была составлена первая карта перспектив нефтегазоносности арктического шельфа СССР. Научный интерес И.С.Грамберга как геолога-нефтяника естественно обратился от арктической суши к шельфу и далее — к Северному Ледовитому океану.

Когда в начале 70-х годов создавалось объединение «Севморгеология» — принципиально новый научно-производственный комплекс по работам на нефть и газ на шельфе, — возглавить это объединение (и одновременно институт) было поручено И.С.Грамбергу. Объединением совместно с родственными предприятиями топливно-энергетических ведомств в кратчайшие сроки был заложен фундамент морской нефтяной отрасли — нового многообещающего направления народного хозяйства. Этот успех был достигнут во многом благодаря организаторской активности И.С.Грамберга.

Большие усилия И.С.Грамберг отдает комплексному геолого-геофизическому изучению глубоководной области Северного Ледовитого океана, справедливо рассматривая его как важный резерв минерального сырья в будущем и как район, где концентрируются стратегические и геополитические интересы России сегодня.

За успехи в изучении геологии и ресурсного потенциала Арктического бассейна И.С.Грамберг дважды (в 1983 и 1995 гг.) удостоен Государственной премии.

С именем И.С.Грамберга во многом связано становление минерагении Мирового океана. Как руководитель с острым чувством нового И.С.Грамберг своевременно осознал роль Мирового океана в обеспечении минеральным сырьем будущих поколений человечества. Ему выпала счастливая судьба быть одним из первых среди группы лидеров нашей геологии, чьими усилиями и энтузиазмом была быстро создана эффективная, мощная морская и океаническая геологическая служба Министерства геологии СССР.

Трудно даже просто перечислить направления исследований И.С.Грамберга. В их числе сравнительный анализ эволюции океанов Земли; геохимия водной толщи и осадочного чехла океана; газовые гидраты как геологический феномен и как энергетическое сырье будущего и многие другие.

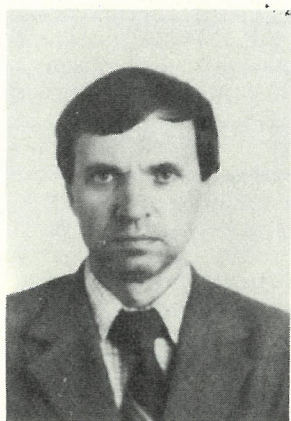
Глубина и масштабность исследований принесли И.С.Грамбергу признание научной общественности. В 1979 г. И.С.Грамберг избран членом-корреспондентом, а в 1985 г. — действительным членом Российской академии наук. В течение многих лет он является членом бюро отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН, членом президиума Северо-Западного научного центра РАН, президентом научно-технического геологического общества; он представляет Россию в Международном арктическом научном комитете в Совете МАНК.

И.С.Грамберг награжден двумя орденами Трудового Красного Знамени, медалями за боевые и трудовые заслуги.

В трудной экономической обстановке последних лет И.С.Грамбергу удалось сохранить трудоспособный коллектив ВНИИОкеангеология и обеспечить его стабильное функционирование.

Игорь Сергеевич встречает свой юбилей в расцвете творческих планов, успешной реализации которых ему желают коллеги, соратники и многочисленные ученики и последователи.

*Коллегия МПР РФ
Отделение ГГГГН РАН
Ученый Совет ВНИИОкеангеология
Редколлегия журнала*



8 июня 1997 г. исполнилось 60 лет со дня рождения Е.И.Филатова — доктора геолого-минералогических наук, профессора, действительного члена МАНР, заместителя директора ИМГРЭ. Он известен как крупный специалист в области геологии месторождений полезных ископаемых, геохимии и металлогении. Результаты исследования им закономерностей формирования полигенных полиметаллических месторождений в геодинамических структурах земной коры, эволюции рудообразования, формационного анализа рудных месторождений, вклад в разработку прогнозно-поисковых комплексов и многоцелевое геохимическое картирование имеют важное народнохозяйственное значение. Многие сделано Е.И.Филатовым в разработке и внедрении прогрессивных технологий прогноза, поисков, оценок месторождений цветных и благородных металлов и экологического состояния геологической среды. При реализации этих технологий в Восточном Забайкалье и на Рудном Алтае были выявлены новые рудоносные площади, месторождения и рудные залежи,

а для Кольского полуострова, Алтайского края, Прибайкалья, Забайкалья и Приморья осуществлены оценки природно-металлогенического потенциала и экологического состояния окружающей среды. Результаты исследований, проводившиеся Е.И.Филатовым в течение почти 20 лет в ЦНИГРИ, а затем с 1986 г. в ИМГРЭ, легли в основу монографических изданий и методических руководств: опубликовано более 200 работ, в том числе 10 книг, среди которых выделяются “Справочник по поискам и разведке месторождений цветных металлов” (1985), “Полиметаллические месторождения фанерозоя” (1986), “Формационный анализ рудных месторождений” (1988), серия работ по многоцелевому картированию территории России (1991—1996). Научно-методические основы прогноза, поисков и оценок месторождений, рудных районов, металлогенических зон, заложенные им в этих работах, реализуются в геологоразведочной практике и при подготовке специалистов.

Е.И.Филатов ведет большую научно-организационную и научно-педагогическую работу, является научным руководителем федеральной программы “Геохимическая карта России”, членом экспертного совета ВАК по наукам о Земле, специализированных советов ИМГРЭ и ЦНИГРИ по защитах докторских и кандидатских диссертаций. Е.И.Филатов создал новые курсы “Основы металлогении и структуры рудных полей” и “Основы учения о полезных ископаемых”, которые читает с 1989 г. в Российском университете дружбы народов. Им подготовлено несколько кандидатов геолого-минералогических наук, магистров и бакалавров.

Друзья и коллеги тепло поздравляют Евгения Ивановича с юбилеем и желают ему новых успехов, здоровья и счастья.

*Ученые советы ИМГРЭ, ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Международные, всероссийские и региональные научные и научно-технические выставки, конференции, симпозиумы, совещания и семинары, планируемые организациями и предприятиями Министерства природных ресурсов Российской Федерации в 1997 г.

Тема	Место проведения, организации, ответственные за проведение	Время проведения	Министерства, ведомства и организации, участвующие в работе
<i>В ы с т а в к и</i>			
Международная геофизическая конференция и выставка "Москва-97"	Москва, ВНИИгеофизика, ГНПП "Аэрогеофизика"	Сентябрь	Минтопэнерго России, ЕАГО, РАН
Международная выставка "Нефть и газ шельфовой зоны СНГ"	Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ	Сентябрь	Минтопэнерго России, РАО "Газпром"
Международный симпозиум и выставка "Чистая вода России-97"	г. Екатеринбург, РосНИИВХ	Ноябрь	УрО РАН, Правительство Свердловской области
<i>К о н ф е р е н ц и и</i>			
Состояние и развитие процесса недропользования по отрасли нефть и газ на территории Ненецкого автономного округа и Архангельской области	г. Архангельск, Севергеолком, ГП "Архангельскгеолдобыча"	Июнь	Минтопэнерго России, РАО "Газпром"
Международная конференция "Возрождение р. Агидель"	г. Уфа, Башкирский филиал РосНИИВХ	Август	Министерство по чрезвычайным ситуациям и экологической безопасности Республики Башкортостан
100-летие государственного геологического картирования в Уральском регионе	г. Екатеринбург, Уралгеолком	Сентябрь	
Международная конференция "Спектроскопия, рентгенография и кристаллохимия минералов"	г. Казань, Татарская республиканская комиссия по запасам полезных ископаемых при Кабинете Министров Республики Татарстан	Сентябрь	
Международная конференция "Забайкалье на пути к устойчивому развитию: экология, ресурсы, управление"	г. Чита, Восточный филиал РосНИИВХ	Сентябрь	Миннообразования России
Международная конференция "Стихия. Строительство. Безопасность"	г. Владивосток, соорганизатор Дальневосточный филиал РосНИИВХ	Сентябрь	Администрация г. Владивосток
Всероссийская конференция, посвященная 50-летию начала планомерных геологоразведочных работ на нефть и газ в Западно-Сибирском регионе "Западная Сибирь — крупнейшая нефтегазоносная провинция мира. Этапы открытия и освоения"	г. Тюмень, ЗапСибРГЦ	Октябрь	Минтопэнерго России, РАО "Газпром"
Геоэкологическое картирование	Москва, ВСЕГИНГЕО	Декабрь	Госкомэкология России
<i>С и м п о з и у м ы</i>			
2-й Международный симпозиум "Нетрадиционные источники углеводородного сырья и проблемы его освоения"	Санкт-Петербург, ВНИГРИ	июнь	Минтопэнерго России
2-й Международный симпозиум "Био- и секвенстратиграфия нефтегазоносных бассейнов"	Санкт-Петербург, ВНИГРИ	октябрь	РАН
Международный симпозиум по прикладной геохимии стран СНГ	Москва, ИМГРЭ	октябрь	РАН
Минерально-сырьевые ресурсы стран СНГ	Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ	октябрь	Минтопэнерго России, РАН

Тема	Место проведения, организации, ответственные за проведение	Время проведения	Министерства, ведомства и организации, участвующие в работе
<i>С о в е щ а н и я</i>			
Геодинамический анализ осадочных бассейнов и стратегия поисковых работ на нефть и газ в XXI в.	Санкт-Петербург, ГНПП "Геологоразведка"	Июнь	Минтопэнерго России, РАО "Газпром"
Межрегиональное Сибирское совещание по проблемам серийных легенд к Госгеолкарте-200	г. Иркутск, ВостСибНИИГГиМС	Июнь	
Республиканское совещание с недропользователями и геологическими организациями Республики Хакасия о формировании планов и направлений работ на 1998 г.	г. Абакан, Хакастеолком	Июль	
Международное совещание "Геология и стратиграфия нижнего палеозоя территории стран Северо-Западной Европы"	Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ	Август	РАН
Организация и содержание работ по созданию третьего поколения Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 территории суши и континентального шельфа Российской Федерации	Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ	Сентябрь	
6-е Уральское петрографическое совещание	г. Екатеринбург, соорганизатор Уралгеолком	Сентябрь	УрО РАН
Всероссийское совещание по геологии угольных месторождений	г. Екатеринбург, Уралгеолком	Сентябрь	УрО РАН, АО "Компания Росуголь"
Всероссийское совещание "Геологическая среда и сейсмотектонические процессы"	г. Иркутск, ГПП "Иркутсктеофизика"	Сентябрь	СО РАН
XI совещание по геологии россыпей и месторождений кор выветривания	Москва, соорганизатор МПР России	Сентябрь	РАН, Научный совет по рудообразованию и металлогении
Состояние лабораторной службы в организациях МПР РФ и задачи по ее совершенствованию	Москва, ВИМС	Октябрь	
Потенциал и перспективы рудности чехла Восточно-Европейской (Русской) платформы	Москва, ЦНИГРИ	Октябрь	РАН
Основные направления совершенствования принципов и методов прогнозирования месторождений твердых полезных ископаемых	Москва, ВИМС	Ноябрь	РАН
Геологоразведочные работы на медно-никелевые руды: состояние и выбор перспективных направлений	г. Апатиты, Мурмангеолком	Ноябрь	
40-летие создания геологической службы Республики Бурятия	г. Улан-Удэ Бурятгеолком	Ноябрь	
<i>С е м и н а р ы</i>			
Российско-Казахский семинар по геоинформационным технологиям природопользования	Москва, ВНИИгеосистем	Июль	
Геолого-экологическое обеспечение реструктуризации угольной промышленности Российской Федерации	г. Ростов-на-Дону, ВНИГРИуголь	Сентябрь	Минтопэнерго России, АО "Компания Росуголь"
Международный семинар "Бассейновый программно-целевой подход к управлению устойчивым водопользованием"	г. Тюмень, РосНИИВХ	Сентябрь	Администрация Тюменской обл., Компания RIZA (Нидерланды)
Проблемы охраны труда на геологоразведочных работах	Москва, ЦНИГРИ	Октябрь	
Всероссийский семинар по компьютерной геокартографии	г. Новокузнецк, Запсибгеолъемка	Декабрь	
<i>П р о ч и е</i>			
IV-й Уральский горнопромышленный съезд и совещание Уральского координационного совета по геологическому изучению недр (УКСОГЕНа)	г. Уфа, Уралгеолком, Госкомгеологии Республики Башкортостан	Июнь	УрО РАН

К 300-летию геологической службы России

О чем писал наш журнал

40 лет назад *Г.М.Власов* обобщил материалы по истории геологического развития Камчатки и предложил ее металлогеническое районирование. В качестве ведущих металлов, определяющих ценность рудных богатств полуострова, были названы медь, молибден и ртуть. "Геологические условия Камчатки, — отмечал Г.М.Власов — благоприятны для формирования близ-поверхностных золото-серебряных месторождений. Лотковое опробование могло не дать надежных результатов из-за тонкого распыления металлов в рудах". Однако имеются сведения о наличии в шлихах знаков золота и самородного серебра.

А.С.Сокалов описал основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. Им охарактеризованы: фациально-литологические особенности сероносных толщ; состав руд; геотектонические позиции и структурные особенности месторождений; взаимоотношения месторождений серы с залежами углеводородов. Месторождения серы было рекомендовано искать "в сульфатно-карбонатных комплексах, вдоль сочленения геоструктурных поднятий с прогибами, заключающимися хлоридные щелочноземельно-натриевые рассолы и скопления углеводородов".

30 лет назад *В.А.Буряк, М.П.Лобанов и П.М.Хренов* выступили с гипотезой метаморфогенного рудонакопления в гнейсо-сланцевых толщах Витимо-Патомского нагорья. По их наблюдениям, "значительное полиметаллическое оруденение развито только в неметаморфизованных породах, золото-колчеданное — в породах зеленосланцевой фации метаморфизма, высокотемпературное гидротермально-метасоматическое, в том числе редкометалльное — в пределах эпидот-амфиболитовой фации, палингенные пегматиты и редкометалльная минерализация — в зоне амфиболитовой фации метаморфизма". Авторы предложили выделять особый класс метаморфогенно-гидротермальных месторождений, возникающих при мобилизации вещества из вмещающих пород.

И.С.Ломоносов и С.В.Лысак рассмотрели возможности утилизации термальных вод Сибирской платформы и ее горноскладчатого обрамления для отопительных и

энергетических целей и оттаивания дражных полигонов.

20 лет назад *А.И.Гинзбург, И.Т.Александрова и И.В.Шманенков* выдвинули новое направление минералогических исследований — технологическую минералогию, обеспечивающую взаимосвязи минералогии и технологии минерального сырья. Первостепенными задачами были обозначены: определение количественного минерального состава и выявление основных и сопутствующих компонентов; изучение разновидностей и генераций основных рудных минералов, отличающихся по составу и обогатимости; технологическое картирование рудных тел; сопоставление баланса распределения рудных элементов по минералам; изучение форм вхождения их в состав руд; изучение степени контрастности руд, их гранулометрического состава и степени раскрываемости зерен; исследования зависимости технологических свойств минералов от особенностей их состава и структуры; изучение поведения минералов в технологическом процессе; изучение "отходов" производства; разработка безотходных технологий.

10 лет назад *М.Б.Бородаевская, Д.И.Горжевский, М.М.Константинов, А.Г.Волчков и В.Б.Чеквадзе* рассмотрели критерии прогноза крупных месторождений цветных и благородных металлов. Прогноз крупных и уникальных месторождений должен опираться на детально разработанные типовые модели объектов, при построении которых должны учитываться специфические особенности объектов, определяемые геологическим развитием металлогенических провинций и зон, длительность процессов продуктивного магматизма и рудообразования и др.

В.Г.Белокоп проанализировал данные о битумоидах в магматических породах Кольской сверхглубокой скважины. Кольские битумоиды были сопоставлены с битумоидами нефтяных и угольных месторождений. Показано влияние окислительно-восстановительных и термобарических условий на преобразование простых молекулярных систем в более сложные по мере миграции глубинного флюида.

*Материал подготовлен к публикации
М.М.Константиновым*

ORGANIZATION, MANAGEMENT, ECONOMICS, SUBSURFACE USE

Nezhensky I.A.

The interrelation of natural and economic characteristics of raw mineral products

GEOLOGICAL MAPPING

Burenkov E.K., Morozova I.A., Gulyaeva N.G., Golovin A.A.

Landscape information applied to the solution of problems of regional multi-purpose geochemical mapping

METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL DEPOSITS

Sokolov A.S., Frolov A.A.

History-geological relationships between apatites and phosphorites

Prudnikov S.G.

Formation conditions and regularities of localization of placers in the Kharal'sky gold-bearing district

Ilupin I.P.

Specific features of the Obnazhennaya pipe and the Kuyskoye field

GEODYNAMICS AND SEISMICITY

Afanasyev G.V.

The Mongolian-Transbaikalian geoblock: Riphean-Paleozoic drift of a continental plate and its consequences

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

Zhabin A.G.

Pre-metallizing processes in black shale sedimentary formations

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

Mastyayev G.A.

Geological origins of geophysical anomalies in the Baltic shield

75th anniversary Igor S.Gramberg

TERCENTENARY GEOLOGICAL SURVEY OF RUSSIA

A backward glance at the pages of our journal