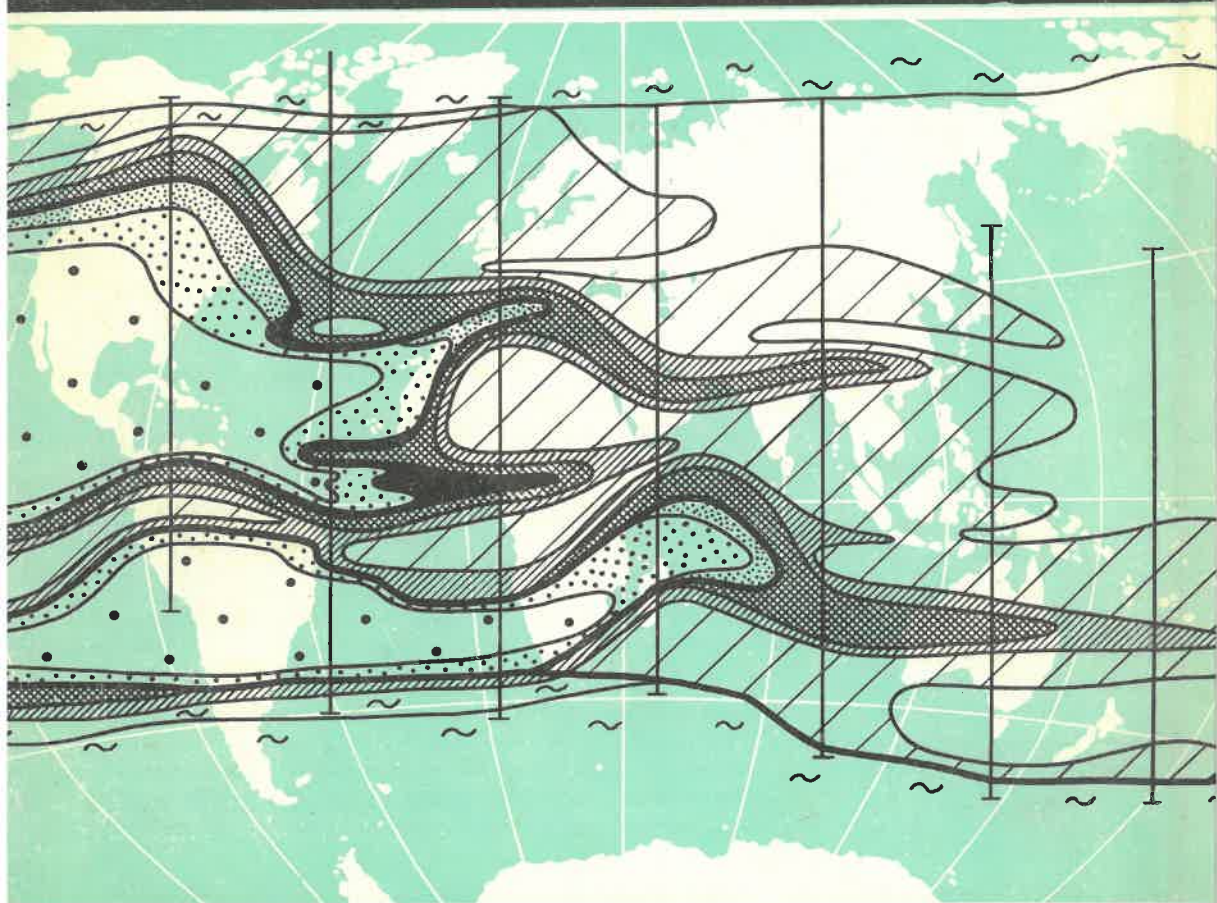


ISSN 0038-5069

Советская геология



5/1992

РЕДКИЕ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ
ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ГЕОДИНАМИКА КАРЕЛИИ

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

ЕСТЕСТВЕННЫЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ШЕЛЬФА

**ОБРАЩЕНИЕ
УЧАСТНИКОВ КРУГЛОГО СТОЛА
«ГЕОЛОГИ И ЖУРНАЛИСТЫ
В ЗАЩИТУ ПРИРОДЫ»
К НАУЧНОЙ ОБЩЕСТВЕННОСТИ
И СРЕДСТВАМ МАССОВОЙ ИНФОРМАЦИИ**

Ведущие ученые-геологи, экономисты и представители популярных и влиятельных средств массовой информации собрались для обсуждения жизненно важных экологических проблем не столько из-за необходимости еще раз обратить внимание общественности на экологическое неблагополучие, сколько для выработки конструктивных программ действия в защиту природы.

Объединение наших усилий должно быть направлено прежде всего на достижение наивысшей эффективности в борьбе за сохранение среды обитания человека.

Содружество журналистов и ученых должно обеспечить разрешение этой проблемы на основе системного подхода, который позволит определить широкий круг задач, требующих решения на пути к обозначенной цели, и выделить первоочередные из их числа. При этом эффективность будет достигаться на основе гармоничного сочетания научно-технической и художественно-эмоциональной составляющих единого творческого воздействия на коллективный разум общества.

В качестве первых шагов в этом направлении научные работники предпримут необходимые усилия, чтобы ранжировать природоохранные задачи как по степени их социально-экономической важности, так и по наиболее целесообразной очередности их решения; журналисты в результате реализации указанных мер смогут освещать действительно неотложные проблемы жизнеобеспечения на высоком научном уровне, систематически и целенаправленно привлекать внимание общественности к решению реальных и актуальных задач.

Залогом высокой эффективности объединенных усилий явится борьба с истинными причинами экологической деградации, а не с их следствиями и, тем более не с ложными целями.

Общество должно знать, что природоохранная деятельность не только требует известных затрат, но при умелой организации дела может быть экономически выгодной уже сегодня, не говоря о дне завтрашнем, когда к эффекту утилизации отходов добавится экономический эффект использования возрожденных земель и сохраненных для потомков природных ресурсов.

Советская геология

Ежемесячный научный журнал

5/1992

Основан в марте 1933 года

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **А. И. КРИВЦОВ**

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



МОСКВА «НЕДРА»

Содержание

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

- Максимова М. Ф., Аубакиров Х. Б.
Концентрирования редких и рассеянных
элементов инфильтрационным месторож-
дении 3
- Толокольников А. И.
Последниковые россыпи в областях раз-
грузки древних горно-долинных ледников 11

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

- Билибина Т. В., Титов В. К.
О понятии «докембрийский щит» 14
- Аплонов С. В.
Океанская литосфера в фундаменте Запад-
но-Сибирской плиты 23
- Гарбар Д. И., Трофимов О. В.
Геодинамика Карелии 28
- Мотов А. П.
Метасоматические формации Северного
Казахстана 36

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

- Зубаков В. А.
Новый подход к стратиграфической клас-
сификации 46
- Давыдов В. И.
Расчленение и корреляция верхнекамен-
ноугольных и нижнепермских отложений
Донбасса и Преддонецкого прогиба по фу-
зулинидам 53

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

- Мирчинк И. М., Григоренко Ю. Н., Андие-
ва Т. А., Супруненко О. И.
Строение, развитие и нефтегазоносность
континентальных окраин 62
- Холмянский М. А., Звягольский В. А.
Естественные электрические поля шельфа и
их связь с геологическими процессами 69

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

- Ганелин В. Г.
Три концепции теории стратиграфии и
Стратиграфический кодекс СССР 77
- Харитончик С. А.
О возможном механизме перемещения ли-
тосферных плит 82
- Хомичев В. Л.
Металлогенические вариации магматичес-
ких формаций 84

ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ

- Контарь Е. С., Золотов К. К., Попов Б. А.
Геодинамика и металлогения Урала 87

РЕЦЕНЗИИ

- Федорчук В. П.
Прикладная геохимия 93
- Памяти Ивана Киреевича Зайцева 96

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

Сдано в набор 24.03.92. Подписано в печать 20.04.92. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага офсетная № 2. Печать
офсетная. Усл. печ. л. 8,4. Усл. кр.-отт. 8,921 Уч.-изд. л. 10,94. Тираж 1690 экз. Заказ 125. Цена 1 р. 60 к.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296, ЦНИГРИ

Телефон: 315-28-47

Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72

© Издательство «Недра», «Советская геология», 1992

Концентрирование редких и рассеянных элементов в инфильтрационном месторождении

М. Ф. МАКСИМОВА (ВИМС), Х. Б. АУБАКИРОВ (ПГО «Волковгеология»)

В настоящее время все большее значение приобретает комплексное использование руд, в частности и на инфильтрационных месторождениях урана, предназначенных для отработки способом подземного выщелачивания (ПВ).

Широко известно, что на геохимическом барьере — в сероцветных отложениях на границе с окисленными — происходит концентрация ряда элементов с переменной валентностью, в первую очередь U, Se, Mo [1, 7]. Установлено, что помимо этих металлов рудные залежи обогащены Re [2], а также Sc, Y, Yb и рядом других, в т. ч. редкоземельных элементов [4, 5], в связи с чем большинство инфильтрационных месторождений можно рассматривать как источники полиэлементного сырья, содержащие Re, Mo, Sc, Y, Yb и др.

В качестве примера приведем данные по одному из инфильтрационных месторождений, считавшемуся до недавнего времени, как и многие другие аналогичного типа, монометалльным, собственно урановым. Оно расположено в эпикаледонской структурной впадине, в геологическом строении которой участвуют образования трех структурных этажей: нижний — складчатый каледонский фундамент; средний — промежуточный полуплатформенный и верхний — мезозойско-кайнозойский платформенный чехол. Последний, являющийся рудовмещающим, представлен отложениями мела, палеогена, неогена и антропогена. Наиболее продуктивен уюкский горизонт $P_{\frac{1}{2}}^{1uk}$, сложенный мелководно-морскими, прибрежно- и подводно-дельтовыми фациями. Он подразделяется на две пачки: нижняя — существенно песчаная (продуктивная) и верхняя — глинисто-алевритовая (верхний водоупор).

Основная часть терригенного материала песков продуктивного горизонта

приносилась палеопотоком. В распределении терригенного материала выделяются два направления: субмеридиональное и северо-западное, что и определило конфигурацию границы зоны пластового окисления (ЗПО).

Рудовмещающие пески имеют зеленую, зеленовато-серую, серую окраску. Они разномеристые (чаще средне-, мелкозернистые), средней сортировки, малоглинистые; по составу преимущественно кварцевые, кварц-полевошпатовые с примесью мусковита, биотита, хлорита, древесных остатков. Из рудных минералов встречаются дисульфиды железа и в небольшом количестве ильменит, лейкоксен, из аксессуарных — турмалин, ставролит, эпидот, циркон и др. Выход фракции плотностью больше 2,9 составляет лишь 0,12 %.

Глинистые минералы представлены гидромусковитом, каолинитом, монтмориллонитом в различных соотношениях. Они образуют цемент песчаных толщ, а также входят в состав линз алевролитов и глин (мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров) внутри горизонта. Эти линзы вытянуты в плане вдоль фациальных зон. Доля их от общей мощности примерно 10 %. Кроме того, пески нередко содержат окатыши и обрывки глин и алевролитов (диаметр 1—50 мм). При их скоплении на 50—80 % от объема породы они образуют так называемую «осадочную брекчию», относимую к плохопроницаемым породам и составляющую до 2,5 % от мощности продуктивного горизонта. В разрезе они отмечаются в виде линз мощностью от 0,2 до 4 м, чаще 0,5—1 м.

Количество карбонатов (кальцит) в породе незначительное, в связи с чем содержание CO_2 , как правило, ниже 0,2 % (0,04—0,13 %).

Органическое вещество распределено в породе крайне неравномерно,

чаще в виде рассеянного детрита, линз, иногда углистый материал обогащает отдельные прослои, подчеркивая намечающуюся слоистость. Содержание $C_{орг}$ в песках колеблется от 0,1 до 4 % (среднее 0,7 %), в глине — от 0,19 до 2,6 % (среднее 0,9 %).

Содержание железа в песках сильно варьирует, основная форма железа в безрудных и слабооруденелых песках — лептохлоритная, которая составляет в общем балансе железа в среднем до 46 %. Количество железа пиритного достигает в среднем 27,5 % от железа валового.

Для вмещающих пород обычны кларковые и близкларковые содержания урана и других элементов.

Как и другие инфильтрационные месторождения [7, 1], описываемое характеризуется эпигенетической зональностью, в которой выделяются зоны окисления и восстановления, с подзонами полного и неполного окисления в первой и подзонами разрушающихся и формирующихся руд во второй. По градации урана в подзоне формирующихся руд выделяются контрастные, рядовые, бедные руды и ореольные концентрации урана (рис. 1).

Зона восстановления располагается в пределах геохимического барьера, окаймляя выклинивание зоны пластового окисления (см. рис. 1).

Переходными между неизмененными сероцветными безрудными породами и рудным телом являются участки с ореольными концентрациями урана. Они имеют значительную протяженность и отличаются от безрудных пород несколько повышенными содержаниями урана, колеблющимися от 0,001 до 0,009 % (среднее 0,003 %).

Подзона формирующихся руд находится преимущественно в песчаных отложениях, захватывая приконтактные части прослоев и линз глин, алевролитов. Эта подзона представляет собственно рудную залежь ролловидной формы со свойственными ей элементами: «крыльями» и «мешковой» частью.

Как правило, наиболее концентрированное и протяженное оруденение локализуется в участках с повышенным количеством органических остатков (до 4 %). В удалении от геохимического барьера даже в углистом материале содержание урана, как и в песке, не превышает ореольных. Обычно в углистом материале из зоны вос-

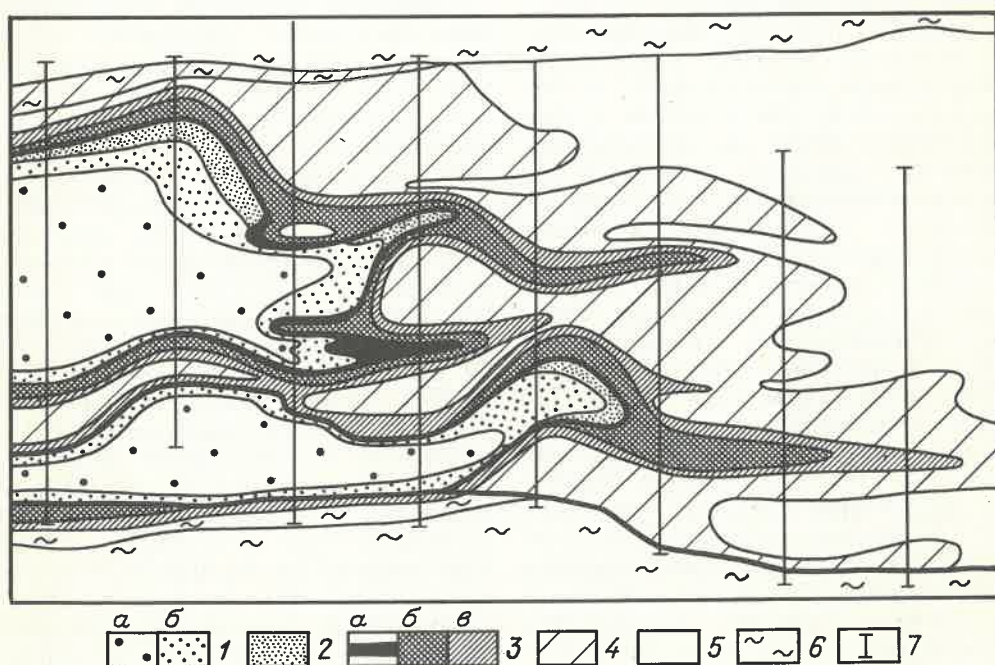


Рис. 1. Распределение эпигенетических концентраций U в профиле эпигенетической зональности месторождения:

1 — ЗПО с подзонами полного (а) и неполного

(б) окисления; 2 — подзона разрушающихся руд; 3 — руда: а — контрастная, б — рядовая, в — бедная; 4 — ореол рассеяния; 5 — сероцветные неизмененные породы; 6 — глина (водоупор); 7 — скважины

становления отмечается довольно значительное количество Ge (до 0,01 %). Кроме того, в органических остатках с высоким содержанием U фиксируются высокие содержания ($\geq 0,01-0,03$ %) Sc, Y, Yb и других элементов. Под электронным микроскопом (ЭМ) видно, что углеродистое вещество в основном имеет фибриллярное строение со множеством различных полостей, пор, в которых концентрируются дисульфиды железа, минералы урана и др. Иногда встречаются сульфатредуцирующие бактерии, импрегнированные ураном.

В зоне восстановления эпизодически наблюдается карбонат, цементирующий отдельные участки пород, проникающий по трещинкам в зерна терригенных минералов. В контрастной и рядовой руде выделения карбоната часто окаймлены пиритом, что позволяет говорить о более позднем образовании этой разновидности пирита. Содержание CO_2 в песках зоны восстановления колеблется от 0,2 до 9 %, составляя в среднем для участков с ореольными концентрациями урана и бедных руд 0,2, рядовых — 0,8, контрастных руд — 1 %. В подзоне разрушающихся руд содержание карбоната снова падает. По всей вероятности, значительная часть карбоната является эпигенетической.

В зоне восстановления широко развит пирит, реже марказит. Содержание пиритной формы железа в общем балансе в рядовой руде в среднем достигает 42 %. Пирит встречается в виде «сыпи» на поверхности различных зерен, мельчайших вкраплеников, цементирует отдельные мелкие участки породы, замещает органические остатки, образуя в них включения различных размеров, в т. ч. видимые только под ЭМ. Иногда выделения дисульфидов железа имеют зональное строение. Часто скопления пирита наблюдаются на контакте с углем, прослойками, линзами и окатышами глин.

Судя по данным локально-лазерного исследования дисульфиды железа не содержат повышенных количеств каких-либо элементов. Например, в марказите из контрастной руды установлено, %: Fe — $10 \cdot n$; Ca, Si — 0,1; U — 0,2; Co, Cu — 0,002. Содержание урана можно объяснить проникновением ураноносных растворов по трещинкам и другим ослаблен-

ным зонкам внутри дисульфида. Среди дисульфидов железа можно выделить дорудные (более крупные скопления) и синрудные (мелкозернистые, глобулярные, ассоциирующие с урановой минерализацией).

В зоне восстановления происходит формирование ряда эпигенетических новообразований, которые являются отражением комплексного рудообразующего процесса на геохимическом барьере. Кроме урана на геохимическом барьере месторождения установлены повышенные концентрации Re, Se, Mo и других элементов. Содержания всех элементов колеблются, однако для всех сопутствующих элементов наблюдается четкая единая закономерность: увеличение среднего содержания от ореола рассеяния к контрастной руде и затем снижение от подзоны разрушающихся руд к породам ЗПО (табл. 1). Например, наиболее высокое содержание Se отмечено в контрастной 0,68 % и в разрушающейся руде 0,67 % при среднем 0,052 % в первых и 0,028 % во вторых. Содержание селена в угле чаще ниже, чем в песчаных отложениях (рис. 2).

Содержание молибдена на данном месторождении значительно ниже, чем на ряде других инфильтрационных месторождений. Так, в контрастных руде среднее содержание Mo 0,011 % (см. табл. 1), в рядовых — лишь 0,002 %, в остальных — $n \cdot 10^{-4}$ %. Максимальное содержание Mo 0,245 % отмечено в линзе глины, вдающейся в выклинивание ЗПО, где эпигенетический процесс проявлен наиболее интенсивно. Более высокие содержания Mo приурочены к скоплениям углистого материала.

Рениевое оруденение концентрируется во всех подзонах зоны восстановления. Среднее содержание Re в песчаных контрастных руде достигает 2,4 г/т (максимальное 7,3 г/т), затем оно закономерно уменьшается до 1,4 г/т в рядовых, до 0,9 г/т в бедных руде и 0,6 г/т — в участках с ореольными концентрациями урана (рис. 3, см. табл. 1). Сравнительно высокие содержания Re (максимальное 6,8 г/т, среднее — 0,6 г/т) в участках с ореольными концентрациями урана показывают, что значительные количества рения распространяются по пласту дальше, чем уран.

1. Распределение сопутствующих элементов в песчаных породах эпигенетической зональности, г/т

Зоны, подзоны	Re	Se	Mo	Sc	Y	Yb
Безрудные породы	<0,005(2)	$\frac{<5-6(12)}{<5}$	$\frac{<5-7(11)}{<5}$	$\frac{2-5,2(3)}{4,1}$	$\frac{5-25(3)}{16}$	$\frac{<1-4(3)}{1,7}$
Восстановления:						
ореол	$\frac{<0,005-6,8(65)}{6,1}$	$\frac{<5-86(100)}{1,3}$	$\frac{<5-23(100)}{3,7}$	$\frac{1-18(64)}{4,8}$	$\frac{1-43(62)}{14,6}$	$\frac{<1-8,6(62)}{1,9}$
бедные руды	$\frac{<0,005-2,2(15)}{0,94}$	$\frac{<5-140(21)}{8}$	$\frac{<5-90(21)}{8}$	$\frac{2,6-10(15)}{6,8}$	$\frac{3-170(13)}{32}$	$\frac{<1-7(13)}{3,2}$
рядовые	$\frac{0,04-4,74(32)}{1,43}$	$\frac{<5-600(45)}{40}$	$\frac{<5-250(45)}{20}$	$\frac{2,4-22(32)}{8,1}$	$\frac{4-60(27)}{25}$	$\frac{<1-30(26)}{3,8}$
контрастные	$\frac{0,04-7,3(19)}{2,4}$	$\frac{<5-6800(21)}{520}$	$\frac{<5-900(31)}{110}$	$\frac{4-25(10)}{14,2}$	$\frac{7,5-200(6)}{112}$	$\frac{<1-42(5)}{20}$
разрушающиеся	$\frac{<0,005-0,73(22)}{0,13}$	$\frac{<5-6700(41)}{280}$	$\frac{<5-20(41)}{5}$	$\frac{3-61(26)}{7,6}$	$\frac{1,8-96(26)}{27,3}$	$\frac{<1-10(26)}{2,7}$
Окисления:						
неполное	$\frac{<0,005-0,77(25)}{0,009}$	$\frac{<5-5200(40)}{210}$	$\frac{<5-20(41)}{4}$	$\frac{1,7-11(25)}{6,9}$	$\frac{6-39(25)}{15,9}$	$\frac{<1-4,9(25)}{2,2}$
полное	$\frac{<0,005-0,04(28)}{0,004}$	$\frac{<5-500(27)}{70}$	$\frac{<5-10(27)}{3,6}$	$\frac{1,7-8,7(22)}{4,2}$	$\frac{4,7-18(22)}{11,7}$	$\frac{<1-3,5(22)}{1,5}$

Примечание. В числителе — предел колебаний, в знаменателе — среднее содержание, в скобках — число проб; Re определен химическим (кинетическим) методом; Sc, Mo — рентгено-спектральным; Se, Y, Yb — эмиссионным (количественным) спектральным методом.

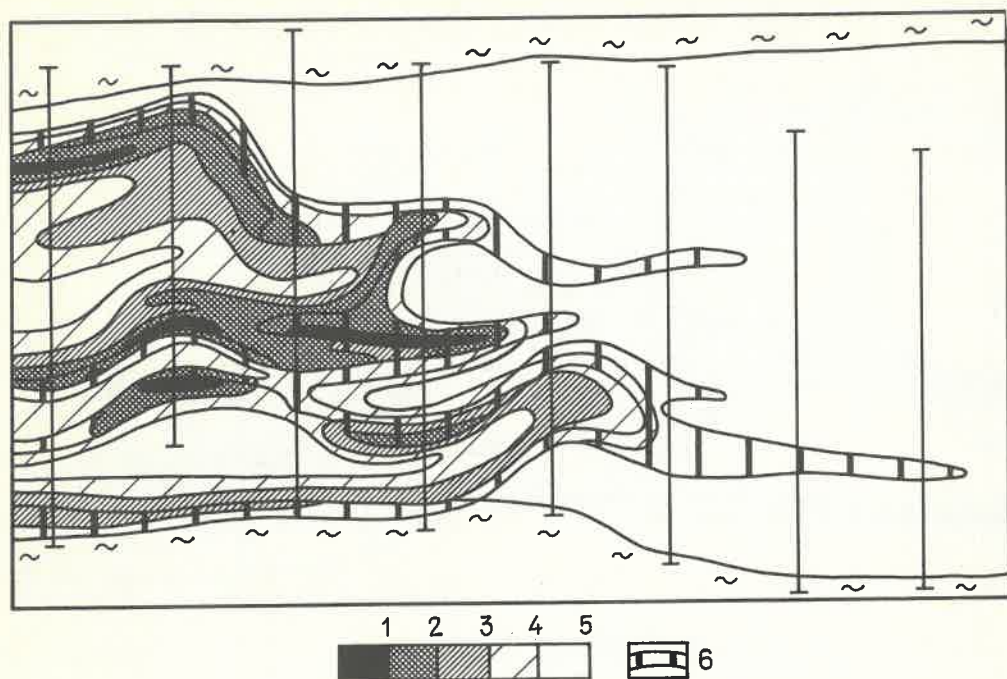


Рис. 2. Распределение эпигенетических концентраций Se, %:
 1 — $>0,1$; 2 — $0,01-1$; 3 — $0,003-0,01$; 4 — $0,0005-0,003$; 5 — $<0,0005$; 6 — контур рудного тела

Это имеет существенное значение, особенно при эксплуатации месторождения способом ПВ (фильтры следует устанавливать на более широкие интервалы). В подзоне разрушающихся руд среднее содержание Re $0,13$ г/т, т. е. из пород этой подзоны, возможно, происходит вынос не только U, но и Re, Mo и др.

Наиболее высокое содержание Re 14 г/т установлено в углистых остатках, а также в осадочной брекчии с пиритизированными углистыми остатками 7 г/т. При сравнении содержания рения в пирите и углистом материале оказывается, что содержание Re, как и Mo, в угле и вмещающей породе значительно превышает таковое в пирите. Коэффициент линейной корреляции U — Re равен $0,338$.

Учитывая возросший интерес промышленности к скандию, иттрию, редкоземельным элементам, было обращено особое внимание на присутствие их в рудах инфильтрационных месторождений.

Распределение Sc, Y, Yb очень прихотливое. Однако в их распределении в эпигенетической зональности описываемого месторождения намечается та же закономерность, что и для других сопутствующих урану

элементов: увеличение содержания от участков с ореольными концентрациями урана к контрастной руде (см. табл. 1). Наиболее высокое содержание (в г/т) Sc в контрастной руде достигает 25 (среднее $14,2$), Y — 200 (среднее 112), Yb — 42 (среднее 20). Учитывая приуроченность повышенных концентраций элементов к геохимическому барьеру и то, что в неизмененных и слабоураноносных породах содержания их ниже кларкового, можно с уверенностью говорить о накоплении Sc, Y, Yb в ходе рудообразующего эпигенетического процесса.

Содержание этих элементов резко снижается в подзоне разрушающихся руд и особенно в породах ЗПО, что может свидетельствовать о выносе этих элементов при окислении, а следовательно, и при процессе ПВ.

Повышенные эпигенетические концентрации Sc в ураносодержащих песчаных отложениях до 35 г/т сочетаются с его сингенетичными накоплениями в глинах до $10-15$ г/т, что несколько затушевывает строение анализируемой геохимической зональности.

Однако даже на выклинивании ЗПО установлено повышенное количество описываемых металлов в сероцветной

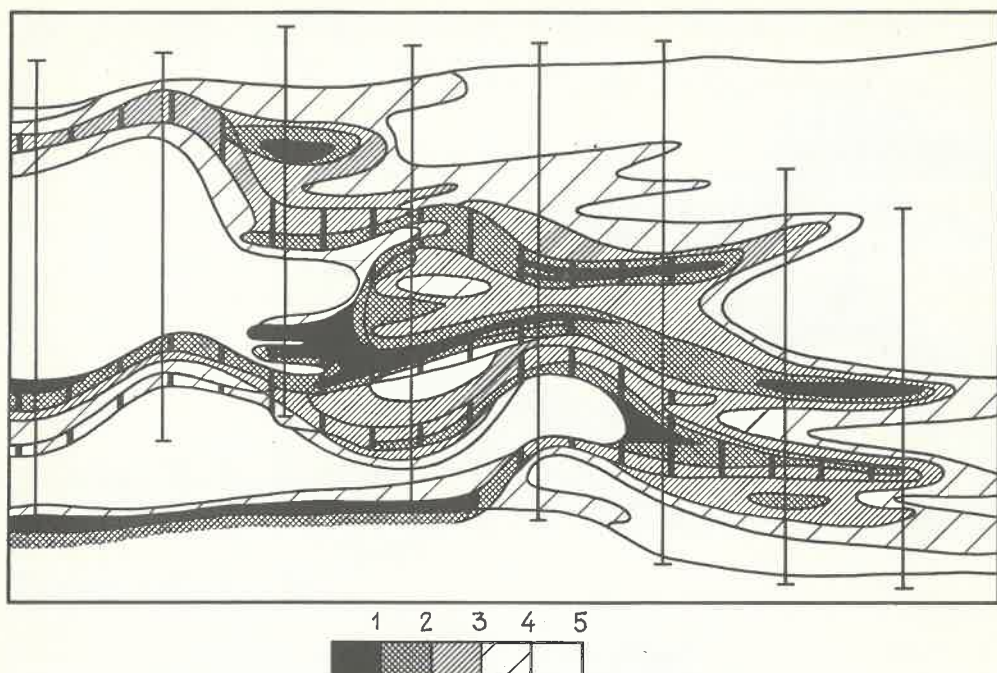


Рис. 3. Распределение Re, г/т:

1 — >2 ; 2 — $1-2$; 3 — $0,1-1$; 4 — $0,01-0,1$; 5 — $>0,01$

части глины с высоким содержанием урана (в г/т): Sc — 22, Y — 46, Yb — 3; желтоцветной: Sc — 15, Y — 15, Yb — 2. Это дает основание говорить об эпигенетическом накоплении не только Y и Yb, но и Sc как в песчаных, так и глинистых разновидностях породы, которые при окислении частично выносятся не только из песка, но и из глины. Вынос скандия и других элементов начинается еще в подзоне разрушающихся руд (см. табл. 1). Близкие к описываемой закономерности распределения скандия приводит Е. М. Шмариович с соавторами [5].

На рис. 4 видно, что эпигенетические аккумуляции иттрия в области выклинивания ЗПО образуют сложную роллоподобную залежь, расщепляющуюся в разрезе на линзовидные тела при углублении в сторону неизмененных сероцветов. Породы подзоны полного окисления обеднены рассматриваемым металлом — 11,7 г/т (см. табл. 1). В подзоне частичного окисления содержание Y возрастает в среднем до 16,7 г/т и далее в подзоне разрушающихся руд — до 21 г/т. Контур эпигенетического рудонакопления Y (с содержанием больше 20 г/т) в общих чертах повторяет контур урановых руд, отличаясь от последнего

лишь деталями и в целом не выходя за его пределы. В контрастных рудах средние значения концентраций Y (в г/т) составляют 112, в рядовых и бедных рудах — 25—32, ореоле и неизмененных сероцветах — 15—16.

Рудные пробы песков, наиболее богатые иттрием, выделяются максимально высокими для данного профиля концентрациями (в г/т): Sc — 27, Yb — 42; а также значительными содержаниями La — 155, Ce — 140, Nd — 110, Er — 17, определенными как нейтронно-активационным, так и эмиссионным (количественным) спектральным методом. Это свидетельствует об единой для перечисленных компонентов причине рудообразования.

Распределение иттербия в профиле пластовой рудоконтролирующей зональности месторождения близко к распределению иттрия, хотя фиксируемая зона накопления Yb несколько уже и «рудные» линзы более разобщены в разрезе. Пластово-окисленные породы здесь также выделяются дефицитом рудного компонента, а наиболее обогащенные ими участки располагаются за выклиниванием ЗПО. Максимальные содержания Yb в песках (см. табл. 1) последовательно возрастают от подзоны неполного окисления (4,9 г/т) к подзоне выноса U

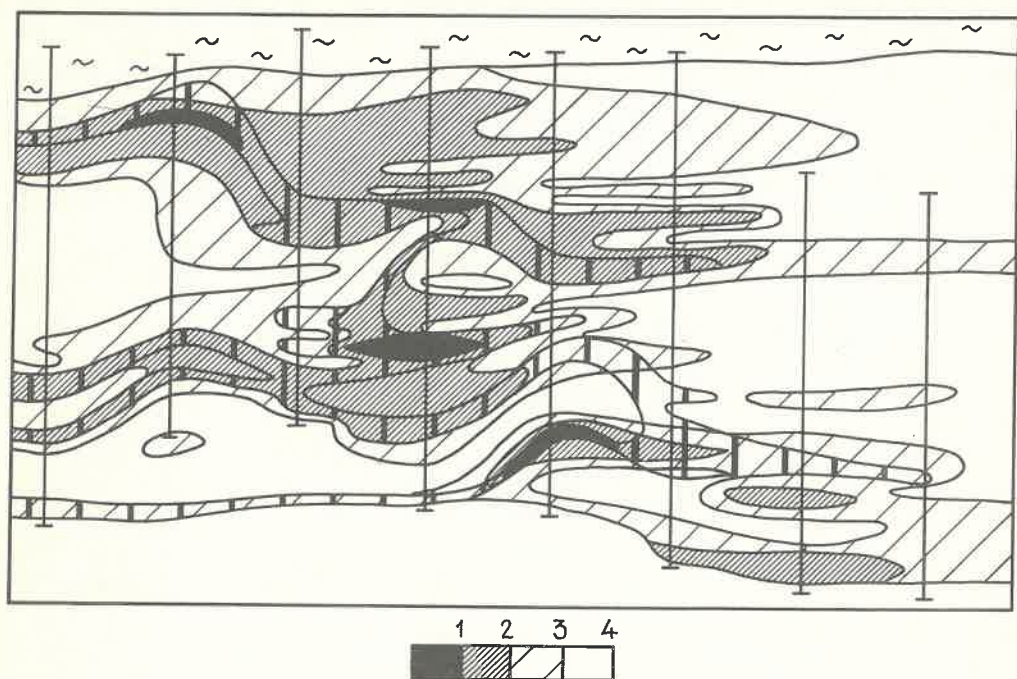


Рис. 4. Распределение Y, г/т:

1 — >100; 2 — 20—100; 3 — 10—20; 4 — ≤10

(10 г/т), контрастных и рядовых урановых руд (соответственно 42 и 30 г/т), резко снижаясь в подзонах бедных урановых руд (17 г/т), ореола (8,8 г/т) и далее безрудных неизменных пород (4 г/т).

Если сравнить содержания Sc, Y, Yb во вмещающей породе и некоторых ее компонентах, то становится очевидным, что в породе с низким содержанием U (а также Sc, Y, Yb) углистые остатки характеризуются крайне незначительным повышением этих элементов. Больше того, даже в детрите рядовой руды, не содержащем U (не установлен ни локально-лазерным анализом, ни с помощью микро-радиографии), локально-лазерным методом не обнаружено повышенного содержания каких-либо элементов (чувствительность анализа на Sc, Y, Yb — 50 г/т). В угле же, импрегнированном оксидом урана, и особенно в оксиде урана и коффините, содержания Sc, Y, Yb резко возрастают (до 0,2—0,5 % Y; >0,01 % Sc; >0,003 % Yb). Высокие концентрации Sc в ильмените также установлены лишь в том случае, когда с ним ассоциируют оксиды урана.

Анализ ряда проб позволяет говорить о том, что совместно с вышеприведенными элементами в области

геохимического барьера происходит концентрация также La, Ce, Nd, в меньшей мере Lu, Tb, Hf.

В бедной руде максимальные содержания La, Lu, Hf установлены соответственно 123, 3,3, 60 г/т. В рядовой руде Ce, Nd — соответственно 391 и 173 г/т (пробы контрастных руд не удалось проанализировать). В безрудных и окисленных породах содержание всех редкоземельных элементов не превышает кларковых. Содержания Eu, Sm не превышают кларкового даже в рудной части профиля зональности.

Как Sc, Y, Yb, так и другие редкоземельные элементы выносятся при окислении не только из песчаных, но и из глинистых пород. Разрушение аккумуляций и вынос редкоземельных элементов начинают происходить в пределах подзоны разрушающихся руд. Для примера в табл. 2 приведены данные по нейтронно-активационному анализу приконтактной глины из контрастной руды и подзоны выноса. Совершенно отчетливо видно, что содержания всех элементов, за исключением Lu, значительно выше в богатой руде, чем в нижерасположенной подзоне выноса.

Анализируя закономерности распределения элементов (см. рис. 1,2,

2. Содержание Hf, Sc и редкоземельных элементов в глине на контакте двух зон, г/т

Элементы	Ползоны	
	контрастных руд	выноса
Sc	23,5	12,5
Hf	3,7	2,5
La	117	23,4
Ce	104	88
Nd	467	27
Eu	2,3	0,54
Tb	1,74	0,77
Sm	7,91	3,07
Lu	0,7	0,7

табл. 1,3), можно с уверенностью говорить о том, что основная область выноса из пород Sc, Y, Yb и ряда редкоземельных элементов располагается в пределах передовой части зоны лимонитизации, отвечающей участку снижения pH пластовых расторов [3, 6]. Об этом свидетельствуют также результаты анализа образца глины, в неокисленной части которого содержания Sc, Y, Yb составили 22,46 и 3 г/т, а в окисленной — соответственно 15, 15 и 2 г/т. Сходные данные получены для участка перехода однородного неокисленного песка к лимонитизированному, где концентрации Sc резко уменьшаются от 6 до 2 г/т, Y — от 28 до 4,7 г/т, Yb — от 2,3 до менее 1 г/т. Аналогичная картина вырисовывается для суммы редких земель (см. табл. 2).

В пределах зоны рудоосаждения часть рассматриваемых металлов концентрируется в новообразованных оксидах урана и коффините, в которых по данным локально-лазерного анализа содержание Y достигает 0,2—0,5 %, Sc превышает — 0,01 %, Yb — 0,03 %. В выделениях настурана отмечены повышенные концентрации La 0,03 %, Gd 0,005 %, Ce 0,02 %.

Кроме указанных элементов эпизодически в контрастных рудах (0,06 г/т), подзоне разрушающихся руд (до 15 г/т) и подзоне неполного окисления (0,067 г/т) месторождения встре-

чаются повышенные содержания серебра. В отдельных включениях настурана количество Ag достигает 6 г/т.

Представленный материал свидетельствует, что руды описываемого месторождения являются комплексными, полиэлементными, включающими наряду с ураном такие очень ценные элементы, как Re, Mo, Sc, Y, Yb, La, Ce, Hf и др., одни из которых концентрируются на восстановительном барьере, другие, по Е. М. Шмариовичу, — на нейтрализационном [4, 5], совмещенном в пространстве с восстановительным. Механизм этого экзогенного рудонакопления достаточно подробно разобран Е. М. Шмариовичем [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гидрогенные месторождения урана*/Под ред. А. И. Перельмана — М.: Атомиздат, 1980.
2. *Максимова М. Ф., Шмариович Е. М.* Рений в инфильтрационных урано-угольных месторождениях//Геология рудных месторождений. 1982. № 3. С. 71—78.
3. *Окраска пластово-окисленных пород и ее поисковое значение*/С. Д. Расулова, Ю. В. Яшунский, Е. М. Шмариович и др.//Литология и полезные ископаемые. 1986. № 6. С. 113—124.
4. *Поведение иттрия и лантаноидов в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе*/Е. М. Шмариович, М. Ф. Максимова, И. Г. Бровин и др.//Литология и полезные ископаемые. 1989. № 6. С. 39—57.
5. *Поведение скандия в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе*/Е. М. Шма-

- риович, Л. И. Полупанова, Б. И. Натальченко и др. // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 1. С. 83—92.
6. Шмариович Е. М., Голубев В. С. Поведение железа в процессе пластово-инфильтрационного уранового рудообразования // Литология

- и полезные ископаемые. 1980. № 3. С. 85—95.
7. Экзогенные эпигенетические месторождения урана / Под. ред. А. И. Перельмана — М.: Атомиздат, 1965.

Принята редколлегией 28 января 1991 г.

УДК 553.068.58:553.411 (571.651)

© А. И. Толокольников, 1992

Послеледниковые россыпи в областях разгрузки древних горно-долинных ледников

А. И. ТОЛОКОЛЬНИКОВ (Севостокгеология)

Перемещение россыпного золота в речных долинах за границы рудных зон и полей связывается обычно с транспортирующей деятельностью водных потоков. Другим возможным вариантам переноса полезных компонентов уделяется мало внимания. При разведке россыпных месторождений золота Западной Чукотки получены данные, позволяющие признать существенную роль ледниковых процессов в перемещении россыпного металла с последующим образованием промышленных концентраций на расстоянии 8—10 км от границ рудных зон, а возможно и далее.

Необходимые предпосылки образования концентраций — зараженность ледниковых отложений полезным компонентом и наличие послеледникового перемыва ледниковых отложений. Зараженность ледниковых отложений в россыпных районах Западной Чукотки — явление достаточно распространенное, как и в других регионах Востока России [2—5]. Известны даже случаи промышленной отработки древних морен [3].

Большинством исследователей металлоносность ледниковых отложений связывается с экзарацией доледниковых продуктивных рыхлых толщ на днищах, террасах и склонах долин, а также поступлением металлоносного материала на поверхность ледника из боковых распадков. В результате транспортирующей деятельности ледников рыхлый материал выносился в область разгрузки, где накапливались большие его массы, заключавшие даже при убогих содержаниях значительные запасы полезного компонента. Перемыв ледниковых отложений в послеледниковое время способствовал концентрации рассеянного в них металла в металлоносные пласты.

Роль ледниковых отложений в ка-

честве промежуточного коллектора давно известна и отмечалась еще Ю. А. Библиным (1955). Однако надежные доказательства формирования промышленных россыпей в результате перемыва ледниковых образований в литературе отсутствуют. Это связано с трудностью установления при перемыве ледниковых отложений на полную мощность (до коренных пород) основных источников поступления россыпного металла: ледниковых отложений или доледниковых концентраций на участке перемыва.

В ледниковых районах Западной Чукотки получен достаточно убедительный материал, подтверждающий наличие промышленных россыпных месторождений, сформированных исключительно или преимущественно в результате перемыва ледниковых отложений.

Один из наиболее характерных примеров приведен на рис. 1. Ледники первой (зырянской) стадии позднеплейстоценового оледенения имели протяженность около 30 км. Разгрузка их происходила при выходе в основную долину V порядка, основными выводными каналами явились долины IV порядка (по Р. Хортону).

На пути продвижения ледников выделяются три зоны преобразования доледниковых отложений: преобладающей экзарации, преобладающей транспортировки донной морены и ледниковой разгрузки. На верхних отрезках долин, в районе гранитоидного массива, доледниковые отложения полностью уничтожены. На средних участках выводных долин, в пределах рудной зоны, россыпи подвергались частичному выпаживанию. На коренные породы плотика налегают нередко глыбы и валуны порфировидных гранитов, роговиков или озерно-ледниковые отложения. Золотоносный пласт местами

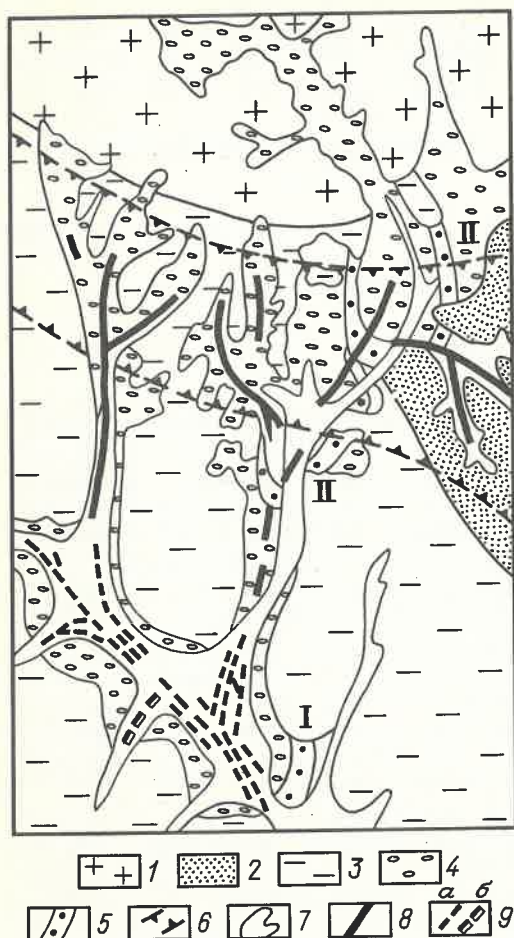


Рис. 1. Схема россыпной металлоносности в одном из ледниковых районов Западной Чукотки: 1 — альпинотипный среднегорный рельеф на порфировидных гранитоидах; 2 — интенсивно расчлененный среднегорный рельеф на песчаниковых отложениях нижнего триаса; 3 — низкорослый сглаженный рельеф на песчано-сланцевых породах верхнего триаса; 4 — ледниковые отложения; 5 — конечные морены зырянской (I), и сартанской (II) стадий оледенения; 6 — границы рудной зоны; 7 — поймы и низкие надпойменные террасы; 8 — доледниковые россыпи; 9 — постледниковые (вторичные) россыпи на коренном (а) и ложном (б) плотиках

сохранился преимущественно в коренных породах плотика. Ледниковые отложения несут рассеянную металлоносность, наиболее интенсивную в низах разреза, где встречаются отдельные гнезда с очень высокими содержаниями металла. На нижнем отрезке долин экзарация была ограниченной, но проявились процессы обогащения относительно бедных доледниковых концентраций более поздними, связанными с водно-ледниковой деятельностью, в т. ч. и подледниковой.

В зоне разгрузки ледников, при выходе их в основную долину V порядка, доледниковый аллювий существенной экзарации не претерпел, за исключением правобережья, где ледники продвигались вверх по долинам боковых притоков на 2—3 км. На коренные породы плотика в нижних отрезках этих долин налегают ледниковые отложения, обломочная часть которых представлена главным образом порфировидными гранитоидами, привнесенными с левобережья основной долины, из центра горно-долинного оледенения.

В основной долине V порядка в послеледниковое время ледниковые отложения и подстилающий их доледниковый аллювий были перекрыты (исключая приустьевые части) на полную мощность до коренных пород. В результате перекрытия на коренном плотике сформированы сложно-построенные в плане россыпи, приуроченные к пойме и низким надпойменным террасам высотой 3 и 5 м (рис. 2). Гнездово-струйчатое строение россыпей обусловлено, очевидно, неравномерным распределением полезного компонента в ледниковых отложениях и непродолжительностью формирования россыпей (послезырянское время). Строение, геоморфологическое положение россыпей, отсутствие высоких концентраций в доледниковом аллювии под ледниковыми образованиями, сохранившимися от размыва в прибортовых частях долины, свидетельствуют о поступлении металла в послеледниковые россыпи преимущественно из ледниковых отложений. Наличие доледниковых концентраций полностью не исключается, но их роль в постледниковых россыпях, по-видимому, невелика.

В долинах правых притоков, нижние отрезки которых подвергались воздействию ледников, выходящих сюда с левобережья основной долины, доледниковые и постледниковые отложения, имеющие своеобразный состав (обломочная часть представлена в основном осадочными породами), в отношении россыпной металлоносности полностью стерильны. Выявленные на нижних отрезках долин промышленные концентрации приурочены к низам горизонта (3—5 м) перекрытых ледниковых отложений, в составе которых обнаруживаются в больших коли-

чествах валуны и гальки порфировидных гранитов.

В долине верхнего притока ледниковые формирования перемыты на полную мощность и россыпь залегает на коренном плотике. В другой, ниже расположенной долине горизонт перемытых ледниковых отложений и приуроченная к ним россыпь залегают на незатронутых переывом ледниковых образованиях, и влияние доледниковых концентраций, если бы они даже имели место, исключается.

Послеледниковые россыпи (см. рис. 1,2) разведаны ударно-канатным бурением (диаметр долота 191 мм) по сети 100×10 м и отработаны. Из-за сложного строения россыпи в плане отработка произведена сплошным контуром без выконтурирования бедных участков. Достоверность разведанных запасов составила около 100 %.

В наиболее «чистом» виде послеледниковые россыпи представлены в долинах с повышенной мощностью рыхлых отложений (межгорные депрессии, грабен-долины). В таких долинах ледниковые отложения в послеледниковое время переывались не на полную мощность, и влияние доледниковой металлоносности на формирование послеледниковых россыпей полностью исключается. Поступление металла со склонов и боковых долин, бронированных, выполненных и подпруженных ледниковыми отложениями, также маловероятно.

Один из таких примеров приведен на рис. 3. В левоувальной части долины хорошо сохранились от размыва конечноморенные образования с рассеянной, а в прибортовой части, где происходил временный сток талых вод, и повышенной неконтрастной металлоносностью. В центральной части долины в результате переыва ледниковых отложений произошла концентрация металла в четкий пласт, залегающий на незатронутых переывом ледниковых образованиях. Строение россыпи гнездово-струйчатое, аналогичное рассмотренному на рис. 1, 2. Известны случаи формирования послеледниковых россыпей и в пределах рудных зон, однако автономность их здесь проявлена неотчетливо. Чаше они накладываются на доледниковые россыпи или усложняют их.

Послеледниковые россыпи в об-



Рис. 2. Деталь рис. 1:

1 — коренные борта долин; 2 — бровки аккумулятивных террас и их высота, м; остальные усл. обозн. см. рис. 1

ластях разгрузки древних горно-долинных ледников, относящиеся к категории вторичных (переотложенных), имеют четкую пространственную и временную привязку, что обуславливает выделение надежных поисковых критериев. Приурочены они к поймам и низким надпойменным террасам, вложенным в ледниково-аккумулятивный рельеф выше дистальных краев морен. Наличие доледниковой металлоносности в областях разгрузки ледников является благоприятной, но не всегда определяющей предпосылкой их образования.

Устанавливается связь вторичных россыпей преимущественно с зонами разгрузки более мощных ледников первой (зырянский) стадии позднеплейстоценового оледенения. Иногда в долинах рек, ниже границ распространения ледников зырянской стадии, выявляются «вспышки» россыпной металлоносности, не находящие удовлетворительного объяснения с геологических позиций. Не исключено, что эти концентрации фиксируют области разгрузки более древних ледников, следы деятельности которых в современном рельефе не сохранились.

Таким образом необходим целенаправленный анализ россыпной металлоносности ледниковых районов для установления распространенности вторичных россыпей и последующей ревизии и опоскования участков долин в областях разгрузки древних горно-долинных ледников.

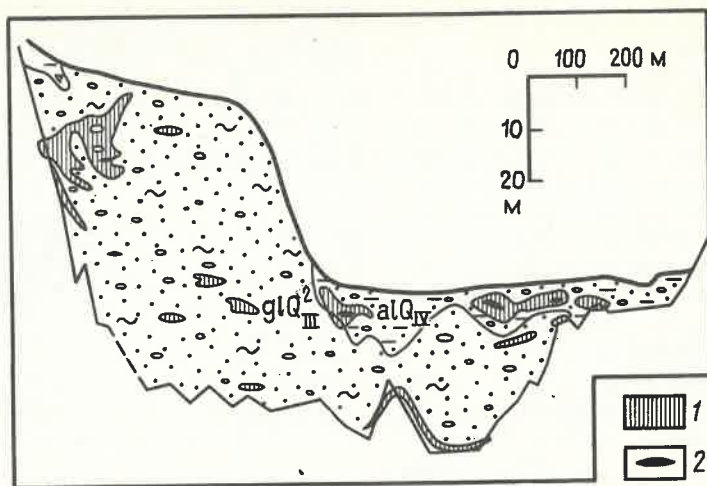


Рис. 3. Последлениковая россыпь в долине с повышенной мощностью рыхлых отложений:
1 — повышенные концентрации; 2 — высокие содержания металла

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологические критерии поисков россыпей/ Л. З. Быховский, С. И. Гурвич, Н. Г. Патык-Кара и др. — М.: Недра, 1981.
2. Городинский М. Е., Толокольников А. И. Погребенные россыпи золота в ледниковых районах Западной Чукотки//Колыма. 1970. № 9. С. 41—44.
3. Козакевич Ю. В., Вашко Н. А. Роль ледниковых процессов в сохранении и уничтожении золотоносных россыпей на примере некоторых районов Сибири//Геология россыпей. М., 1965. С. 157—164.
4. Крутоус В. И., Беккер А. Г. Роль ледников в преобразовании россыпей (на примере бассейнов рек Берелеха и Энмынвеема)// Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1974. Вып. 21. С. 158—167.
5. Лапшин Л. И. Ледниковые эпохи и их влияние на формирование россыпей золота в условиях Камчатки//Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970. С. 215—219.

Принята редколлегией 28 января 1991 г.

Региональная геология и тектоника

УДК 551.242.5.055:551.71/.72

© Т. В. Билибина, В. К. Титов, 1992

О понятии «докембрийский щит»*

Т. В. БИЛИБИНА, В. К. ТИТОВ (ВСЕГЕИ)

Проблема понимания термина «докембрийский щит» приобретает существенное значение не только потому, что щиты —местилище минеральных богатств, но и в связи с тем, что они относятся к основным элементам фундамента древних платформ и служат ключом к познанию строения литосферы. Рассмотрение кристаллических щитов в качестве самостоятельных геологических тел может способствовать решению этой проблемы.

Термин «щит» введен Э. Зюссом, который относил к нему области выход

дов докембрийских пород на ряде континентов (Канадский, Балтийский щиты и др.). По уточненному определению Н. С. Шатского (1947), щиты представляют собой участки платформ с выведенным на поверхность фундаментом, имеющим тенденцию к длительному воздыманию. В. Е. Хаин (1971) рассматривает щит как крупный структурный элемент платформы, характеризующийся длительным и устойчивым, хотя и малоинтенсивным воздыманием, результатом которого является полное или почти полное отсутствие осадочного чехла и выход на поверхность фундамента, обычно кристаллического. Сходные опре-

* На примере Украинского щита.

деления дают Ю. А. Косыгин (1974), А. А. Яншин (1965) и др.

Согласно другой концепции, щиты следует относить к структурам фундамента платформы, заложившимся до образования ее осадочного чехла. По мнению Ю. К. Дзевановского [4], формирование щитов начинается одновременно с обособлением геологического слоя Земли в виде литоплинтов. А. П. Виноградов и А. И. Тугаринов (1961) полагают, что щит — жесткое тектоническое сооружение с преимущественно единой тенденцией к прогрессивному эпейрогеническому воздыманию. При существующих некоторых разночтениях все исследователи сходятся во мнении, что щиты представляют собой выходы докембрийского кристаллического фундамента платформ на поверхность, характеризующиеся длительным и устойчивым воздыманием. Кристаллические массивы или протомассивы [2] отличаются от щитов обычно меньшими размерами, значительной закрытостью осадочным чехлом платформ с преобладанием в каждом массиве разновозрастных морфотектонических ограничений.

Вопросы границ щитов практически не рассматривались, за исключением Геологического словаря (1955, т. 2), в котором указывается, что границы щитов следует проводить не по современному контуру распространения осадочных пород, а по тектоническим элементам — разрывам, резким перегибам, отделяющим щит от соседних тектонических форм. В книге «Геология и металлогения щитов древних платформ СССР» [1] ограничения подразделены на структурные и морфотектонические. Геоструктурные ограничения определялись как сочленения щитов с более молодыми складчатыми сооружениями (Балтийский, Алданский щиты), морфотектонические — отражают положение докембрийского фундамента и осадочного покрова платформ относительно современного эрозионного среза.

Новая информация о геологическом строении и эволюции земной коры на склонах щитов позволила в значительной степени уточнить существующие представления. Исходной позицией является понимание щита как геологического тела с присущим ему объемом, характером ограничений, историей развития и генезисом. Наиболее ярким при-

мером для анализа может служить южная часть Русской платформы, в фундаменте которой обособляются Украинский щит, Воронежский массив и восточная часть Белорусского массива, испытывавшие многократные трансформации и обладающие разнородными и разновозрастными ограничениями. Решение этого вопроса об отнесении Украинского щита и Воронежского массива к категории геологических тел осложняется закрытостью их отложениями фанерозоя, однако в условиях современной геофизической изученности реконструкция их как геологических тел возможна.

Палеогеологические реконструкции показывают, что в докембрии до рифея Южно-Русский кратон был единым геологическим сооружением с неформировавшимися полностью границами. В рифее произошло заложение Припятско-Донецкого авлакогена, разделившего Украинский щит и Воронежский массив.

Становление этих геоструктур как отдельных геологических тел протекало в конце вепся — нижнем рифее и связано с их поднятием и формированием склонов в условиях вепсийско-рифейской протоактивизации и заложения рифейских протоплатформенных и платформенных прогибов и впадин. Характерная особенность формирования склонов — чередование процессов образования платформенных структур и проявления магматических производных в областях протоактивизации. С послерифейской эволюцией Южно-Русского кратона связано возникновение авлакогенов и краевых прогибов, смещающихся по направлению к складчатым поясам киммерийско-альпийской геосинклинали. Резко изменился характер тектонических процессов в Припятско-Днепровском авлакогене и в формируемой на входящем юго-восточном углу Русской платформы Прикаспийской нескомпенсированной впадине. В этой части платформы стали преобладать диапиризм и другие процессы, ведущие к образованию соляных куполов и нефтегазоносных структур. К обеим геоструктурам приурочены нефтеносные области, каменноугольный бассейн и интенсивная соляная тектоника.

Комплекс тектонических факторов обусловил формирование Украинского щита, Воронежского массива и раз-

деляющих их структур в виде самостоятельных геологических тел с разновозрастными границами. В терминологическом справочнике «Геологические тела» [3] докембрийские щиты, как таковые, не учтены, но по своим характеристикам они могут соответствовать понятию «геологическое тело». Исходя из имеющихся данных, щит является геологическим телом, отделенным ограничениями от окружающей его докембрийской среды.

Применение к понятию «щит» или «докембрийский щит» принципа принадлежности его к самостоятельному геологическому телу позволяет рассматривать это тектоническое сооружение в общем плане развития. Картографические материалы, полученные в результате геофизических исследований и глубокого бурения, показывают, что характер ограничений щитов неоднороден и определяется рядом факторов. К последним относятся процессы протоактивизации, выраженные в образовании блоков, линейных зон активизации, разрывных дислокаций и проявлении контрастного магматизма (интрузии габбро-анортозитов — гранитов рапакиви, щелочных пород, мафитовых даек и др.); формирование протоплатформенных, рифтогенных и платформенных впадин и прогибов.

Кроме геологических факторов, на особенности ограничений щитов воздействуют последующие рифейско-фанерозойские тектонические процессы, которые вызывают их деструкцию, изменение формы и локальное преобразование вещества. К числу таких новообразованных тектонических сооружений, способствующих деструкции щитов, относятся геосинклинально-складчатые пояса и связанные с ними краевые прогибы. Итак, докембрийские щиты следует рассматривать как геологические тела в составе фундамента древних платформ, длительно воздымающиеся и эволюционирующие под влиянием процессов протоактивизации и заложения платформенных структур в рифее — венде. Время их становления отвечает интервалу 1900—1600 млн. лет. Формирование докембрийских щитов в этот период времени совпадает с главным рубежом в перестройке гранито-гнейсового слоя земной коры и литосферы в целом, выделенным А. И. Тугариновым (1970), Л. И. Салопом [8], К. О. Кратцем

[5] и другими исследователями докембрия. Это обстоятельство показывает, что щиты — один из важных элементов эволюции литосферы и не являются производными только эпейрогенических процессов.

В отношении вопроса о постоянстве или изменчивости границ щитов во времени можно утверждать, что они изменяются в процессе эволюции литосферы, однако первичные границы, отвечающие интервалу 1900—1600 млн лет, должны быть приняты как опорные в качестве одного из критериев геологического тела. В условиях эволюции земной коры границы щитов устанавливаются по комплексу признаков, но реально они фиксируются разрывными нарушениями и именно их системами, в связи с чем сама граница обладает определенным объемом.

На территории Евразии щиты занимают незначительные части Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Щиты этих, как и других платформ мира, различаются по размеру, форме и генезису ограничений. Украинский щит на основании небольших размеров и перекрытия его мезозойско-кайнозойскими отложениями относился ранее некоторыми исследователями к категории массивов. Площадь его более 350 тыс. км². Однако по характеру контактов и взаимоотношений с прилегающими геоструктурами он может быть отнесен к щитам. Ограничения Украинского щита весьма многообразны, что обусловлено возрастанием подвижности области сочленения платформы со складчато-геосинклинальным поясом.

Первичные (рифейские) ограничения сохранились только на северо-западе и отчасти на востоке щита. Северные и северо-восточные контакты в раннем палеозое были нарушены Припятско-Донецким авлакогеном; западная окраина погружена под ранне-палеозойские структуры Волыно-Подольского перикратонного прогиба. Резкую деструкцию под натиском структур Средиземноморской геосинклинали с примыкающими к ней с севера системами краевых прогибов претерпела южная окраина, служащая форландом. Значительную роль в деформации ограничений играл фундамент скифской плиты (рис. 1).

Процессы протоактивизации, с которыми связано начало воздымания щита, наиболее широко проявлены у се-

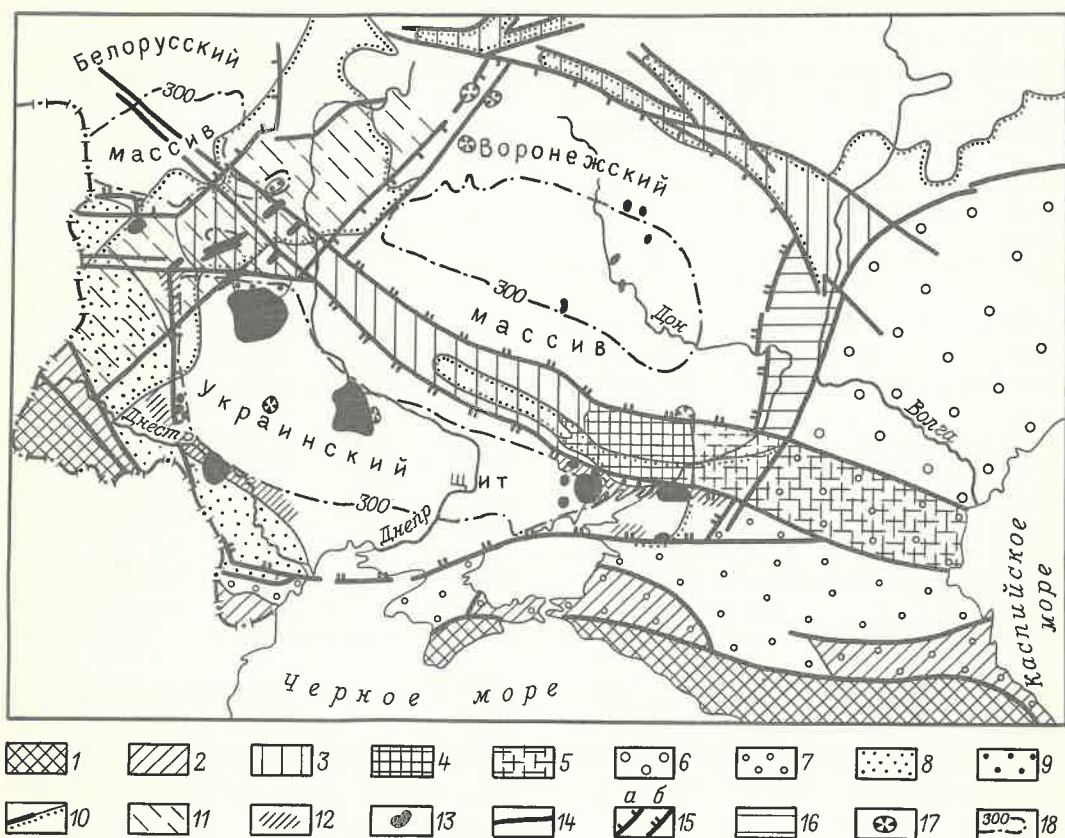


Рис. 1. Положение Украинского щита и Воронежского протомассива в структуре юга Русской платформы:

1 — Кавказско-Крымско-Карпатская складчатая система альпид; 2 — краевые прогибы — Предкарпатский, Индоло-Кубанский, Терско-Каспийский, Предобрудинский; 3 — авлакогены — Припятско-Днепровский и Рязано-Саратовский; 4 — Донецкий прогиб; 5 — погребенный край Карпинского; 6 — Прикаспийская впадина; 7 — чехол Скифской и Мизийской плит; 8 — Волыно-Подольский перикратонный прогиб ранних палеозой; 9 — протоплатформенные прогибы вепся—рифей — Овручский, Барановичский, Ростовский; 10 — контур развития средне-верх-

нерифейских отложений; 11 — Волыно-Оршанский межгеоблоковый пояс свекофенний; 12 — активизированные в палеозое и мезозое склоны щита; 13 — интрузии контрастного состава предрифейской эпохи активизации; 14 — пограничные системы разломов; 15 — ограничения Украинского щита и Воронежского протомассива: а — первичные (глубинные разломы дорифейского и рифейского заложения), б — вторичные (глубинные разломы фанерозоя); 16 — зона Доно-Медведицких дислокаций; 17 — дислокации центрального типа (вулканические кальдеры, криповулканические постройки и др.); 18 — изогипсы поверхности докембрийского фундамента, м

веро-западной, северо-восточной и западной окраин Украинского щита, там, где сохранились его первичные ограничения. Здесь данные процессы фиксируются интрузиями габбро—анортозитов—гранитов рапакиви (Коростенский массив и др.) возрастом 1750 ± 100 млн лет, мафитовыми дайками (1400—1300 млн лет), разрывными дислокациями. Наряду с ними сохранились эпикратонные структуры двух типов: раннеактивизационный Пугачевский прогиб, предшествующий Коростенской интрузии (почти полностью размытый), и позднеактивизационный протоплатформенный Овручский про-

гиб раннерифейского возраста (около 1300 млн лет).

Северо-западный склон Украинского щита сопряжен с Волыно-Оршанским межблоковым [6] складчатым поясом свекофеннского возраста, который протягивается в северо-восточном направлении на расстояние более 500 км и почти полностью погружен под осадочный покров Русской платформы [9]. Единственная его поднятая часть сохранилась в виде торцового Осницкого выступа, припаянного к раннедокембрийским сооружениям Украинского щита. Волыно-Оршанский складчатый пояс, выделенный по геофизическим

данным, слабо изучен. Геологическое строение его характеризуется аномально широким распространением габбро-диорит-гранитных интрузий осницкого комплекса (2000—1800 млн лет) и метаморфизованных флишoidных отложений клесовской серии (2100—1900 млн лет), предшествующих образованиям позднепротерозойской протоактивизации.

На западном и юго-западном склоне Украинского щита процессы протоактивизации фиксируются по обновлению различных систем разломов, наличию Молдавской интрузии габбро — анортозитов — гранитов рапакиви и мафитовых даек. Здесь же сохранились реликты позднерифейских платформенных прогибов вулканогенно-терригенного заполнения, приуроченные к Днестровскому разлому. Верхнерифейские толщи трансгрессивно налегают на граниты рапакиви, что свидетельствует о скользящей возрастной границе протоактивизационного режима на этом участке. Таким образом, на основании возраста магматических образований и эпикратонных структур области протоактивизации время формирования Украинского щита как геологического тела в его первичных границах определяется интервалом 1900—1600 млн лет.

Западную границу щита следует проводить по внутренней части Волыно-Подольского перикратонного прогиба, в 30—50 км от видимого контакта раннедокембрийских структур с вендско-силурийским платформенным покровом. Граница фиксируется по контакту пород волынской и валдайской серий венда с кембрием, вдоль которого в геолого-геофизических разрезах наблюдается серия ступенчатых сбросов. Видимый контакт щит имеет с пологолежащими отложениями платформенного покрова (мел—ордовик), которые перекрывают вендско-кембрийское основание Волыно-Подольского перикратонного прогиба, прослеживающегося до Предкарпатского краевого прогиба. Граница Украинского щита в этой полосе примерно соответствует изогипсе поверхности кристаллических пород докембрия 300 м. Все остальные ограничения нарушены, приобрели вторичный характер, обусловленный деструктивным воздействием платформенных структур и сооружений киммерийско-альпийской геосинклинально-складчатой системы.

Более молодой северо-восточный склон щита плавно погружается под борт Припятско-Донецкого авлакогена, сложенный средне-верхнепалеозойскими породами. Во внутренней его части в Центральном грабене широко развиты девонские и пермские толщи. О рифейском времени заложения авлакогена свидетельствуют рифейские образования, сохранившиеся в его придонной части у северо-западной окраины (Припятская часть). Кроме того, рифейские породы обнаружены восточнее Криворожско-Кременчугской разломной зоны и по данным структурной геофизики прослеживаются в основании Донбасса, где их возраст достоверно не установлен. Эта граница щита не может считаться первичной по контуру современного развития рифея и указывает на его распространение на ранее существовавшем первичном склоне. Ступенеобразные перемещения дна и склонов Припятско-Донецкого авлакогена в значительной степени уничтожили следы рифейских отложений. Палеозойские толщи отлагались здесь на глубоко эродированном раннем докембрии. Крутые уступы по разломам, которые должны бы фиксировать границу Украинского щита, выявлены по данным бурения только у борта Центрального грабена, сложенного в основании девонскими толщами. Такие соотношения установлены в большинстве разрезов и, в частности, по линии Тясмин—Кременчуг—Сейм. Аналогичная картина наблюдается и у северо-западной окраины щита, где область сочленения Овручской и Припятской впадин смещается серией ступенчатых сбросов глубиной до 3 км. Однако граница с девоном ничего не говорит о положении склона щита в рифее и является вторичной.

Южная граница Украинского щита полностью нарушена вследствие воздействия геосинклинально-складчатой системы Карпаты—Горный Крым—Большой Кавказ, прилегающих к ней прогибов разного рода и плит молодых платформ — Мизийской и Скифской [7]. Граница частично погружена под Черноморскую и Азовскую акватории. Новые данные о геологии южного склона щита показывают распространенность докембрийских структур вплоть до границ этих морей. Соотношение докембрийских образований с прилегающими геоструктурами диссиметрич-

ны и изменяются в зависимости от развития киммерийско-альпийского геосинклинально-складчатого пояса. Приближенные к щиту Карпаты отделены от него Предкарпатским предгорным прогибом. Наиболее удален от щита северный склон Большого Кавказа, прослеживающийся в зону альпийской складчатости. Непосредственно к южному склону щита примыкают сооружения основания Мизийской и Скифской плит. Поверхность сочленения щита с надвинутыми и поддвинутыми под него разнородными блоками фиксируется крутопадающими и пологими разломами.

Восточный край Украинского щита резко отличается по характеру активизационных процессов и его ограниченный от основного геологического тела. Щит представлен здесь клиновидным, круто погружающимся к востоку выступом, в котором сочетаются Восточно-Приазовский и Ростовский блоки, разделенные разломом в районе р. Миус. Южный край Восточно-Приазовского блока устанавливается по естественным выходам архейских пород вдоль северного берега Азовского моря по линии Геническ—Бердянск, но бурение и геофизические исследования указывают на несколько большую его распространенность к югу.

Восточно-Приазовский и Ростовский блоки — арена проявления процессов протоактивизации в магматическом выражении. Здесь широко распространены контрастные ультрамафит-мафитовые-щелочные и гранитоидные интрузии (Октябрьский, Кальчикский, Нижнедонской массивы и др.), а также дайки мафит-щелочноземельного ряда, приуроченные к густой сети разломов.

Возраст щелочных ультрабазитов с карбонатитами черниговского комплекса (1850 млн лет) и ультрамафитов — сиенитов восточно-приазовского комплекса (1900—1700 млн лет) близок к производным протоактивизации западной части щита.

Ростовский блок в значительной степени перекрыт ниже-среднерифейскими образованиями синязвской серии, выполняющими окраинную протоплатформенную впадину (рис. 2). Рифейские доломит-сланцево-песчанниковые отложения подстилаются архейскими кристаллическими породами, сопоставимыми с серыми гнейсами Днепровского и Приазовского блоков. Протоактивизационный магматизм отличается от такового Восточно-Приазовского блока развитием молодых даек щелочно-лапрофирового комплекса (175—150 млн лет). Границы Приазовско-Ростовского клинообразного уступа, как правило, вторичные по разломам с прилегающими структурами Западно-Ставропольской впадины и Сальского вала. Поверхность докембрия на глубине уступообразная, о чем говорят перепады мощности платформенного покрова по отдельным скважинам в Западно-Ставропольской впадине от 1930 до 3390 м [7]. Реальная граница Ростовского клина ориентировочно определяется по окраинным разломам.

Представляет интерес северный контакт Приазовского блока с Припятско-Донецкой впадиной, внутреннюю часть которой занимает Донецкий угленосный бассейн (орогенный прогиб), ограниченный субширотными надвигами. Угленосные толща отделены от докембрия Приазовского блока Волновахским про-

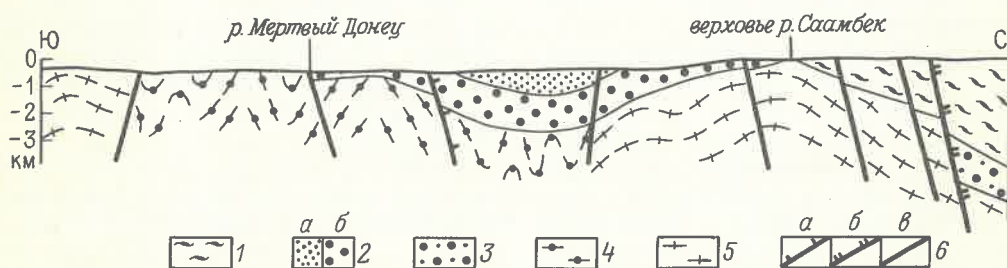


Рис. 2. Схематический геологический разрез северного склона Ростовского блока:

1 — угленосная толща Донецкого прогиба, C_{1-3} ; 2 — синязвская серия Ростовского прогиба (а — конгломерат-песчанниковые отложения, R_{2-3} ; б — доломит-сланцево-песчанниковые отложения, $Vp-R_1$); 3 — предполагаемая по геофизическим

данным толща в основании складчатого Донбасса, $Vp-R$; 4 — джеспилитовая сланцево-гнейсовая толща, AR_2 ; 5 — «серые» гнейсы, AR_1 ; 6 — разрывные нарушения: а — системы разломов первичного ограничения щита, R, б — системы Преддонецких разломов вторичного ограничения щита, PZ, в — прочие разломы

гибом [1], выполненным девонскими и пермо-триасовыми карбонатно-терригенными и вулканогенными породами. Вулканические образования сохранились в Покрово-Киреевской, Кальмиус-Торецкой кальдерах опускания, где они представлены рядом мафит-ультрамафитовых формаций от трахибазальтовой к щелочно-базальтоидной и трахиандезит-трахилипаритовой. В Покрово-Киреевской вулканической структуре присутствуют кимберлитовые и, возможно, лапроитоподобные породы. Радиологический возраст ультраосновных щелочных пород 390 млн лет, пикрит-базальтов 320—290 млн лет, трахиандезитов и трахилипаритов от 270—230 до 212 млн лет [1]. В региональном плане этот контакт Украинского щита в основном имеет вторичное происхождение, определяемое ограничениями рифтогенного прогиба.

Характер ограничений Украинского щита показывает, что это геологическое тело испытало дислокации сдвигового и раздвигового типа, геодинамика которых усиливалась по направлению к юго-восточному краю Русской плиты. В соответствии с этим щит имеет два типа ограничений: первичные платформенно-протоактивизационные, сформировавшиеся в рифее, и вторичные деструкционные фанерозойского возраста.

Воронежский протомассив, отделенный от Украинского щита Припятско-Донецким авлакогеном, в дорифейское время представлял собой единую со щитом геоструктуру, характеризующуюся общностью архейских зеленокаменных толщ и протерозойских железисто-кремнистых формаций, с которыми связаны месторождения железа Кривого Рога и КМА.

Положение Воронежского протомассива в центральной части Русской платформы, удаленность от геосинклинально-складчатых поясов киммерид и альпид предопределяют несколько иной характер его ограничений, относящихся к двум типам — первичному и вторичному. Первичные ограничения наблюдаются на северном склоне массива в области сочленения его с Рязано-Саратовским авлакогеном, в основании которого залегают рифейские толщи. Склон в общем плане пологий, но некоторые осложнения его поверхности вызваны блоковыми пере-

мещениями фундамента платформы. Изогипсы глубины залегания последнего находятся на уровне примерно 1000 м, в связи с чем граница протомассива проводится условно по краевому уступу авлакогена.

Юго-западный склон Воронежского протомассива наклонен к Припятско-Донецкому авлакогену, фиксируется изогипсами поверхности фундамента от 1000—1500 до 2000 м. В непосредственном контакте с авлакогеном склон круто срезается разрывными дислокациями и резко погружается до глубины 3000—4000 м, что подтверждено данными бурения. Проявления процессов тектоно-магматической протоактивизации, представленные интрузиями гранитов рапакиви, габбро, габбродолеритов и других мафитов, развиты на всей площади центрального выступа массива и в целом сходны с таковыми на Украинском щите. Возраст их составляет 1970 и 1700 млн лет.

Западная граница Воронежского протомассива вторичная — тектоническая и, вероятно, наследует ограничения Вольно-Оршанского подвижного пояса свекофеннид. Здесь широко развиты системы изогнутых или ступенчатых разломов, оконтуривающих грабенообразные структуры. На западе протомассива преимущественно распространены архейские, в различной степени метаморфизованные образования Западно-Воронежского блока, осложненные куполовидными структурами. Этот блок архейд ограничен двумя системами разломов — восточным Сомовским и западным Клиновским. Граница протомассива условно прослеживается вдоль Клиновского разлома, отделяющего его от структур Вольно-Оршанского пояса. Южным продолжением Сомовского разлома является Криворожско-Кременчугский межблоковый рифтогенный прогиб, отделенный от него Припятско-Донецким авлакогеном.

Восточная граница и весь восточный борт Воронежского протомассива резко отличаются от докембрийского выступа Южно-Русского кратона как по типу геологического строения, так и тектоническим движениям в примыкающих к нему геоструктурах. Строение Воронежского протомассива здесь осложнено Воронцовским прогибом, сформировавшимся в конце раннего протерозоя и не имеющим аналогов ни в дру-

гих частях массива, ни на Украинском щите. По времени заложения он соответствует свекофеннидам Волыно-Оршанского пояса, но структурно с ним не связан. Воронцовский прогиб выполнен углеродсодержащими и туфогенно-терригенными флишoidными отложениями одноименной серии, метаморфизованными на уровне зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, и отделен от археид Воронежского протомассива Лосевско-Мамонским разломом. Практически весь Воронцовский прогиб перекрыт пологолежащими платформенными отложениями, начиная с девона. Изогипсы поверхности фундамента здесь составляют 500—1000 м. Восточную границу Воронежского протомассива вероятнее всего следует проводить по изогипсам, кулисообразно расположенным глубинным разломам, которые служат продолжением разломов Рязано-Саратовского авлакогена. От Воронцовского прогиба восточная граница протомассива отделена выступом археид, по вещественному выполнению отвечающему основанию прогиба. За выступом находится переходная тектоническая зона, которая отделяет Воронежский протомассив от Прикаспийской впадины. В осевой части тектонической зоны по геофизическим данным выделена система Доно-Медведицких дислокаций, а вдоль ее бортов — Терсинская депрессия, Приволжская моноклинали и другие структуры платформенного этапа развития.

Внешние ограничения докембрийских щитов и протомассивов благоприятны для проявления процессов активизации в позднем протерозое, палеозое и позднее. Особенно ярко это выражено в области контакта рассматриваемых докембрийских сооружений с платформенными структурами, начиная с северо-западной части Южно-Русского кратона вплоть до структур основания Скифской плиты. В области этого контакта находятся зоны разломно-блоковых и кольцевых дислокаций типа Доно-Медведицкой и Саратовской, а также дислокаций центрального типа, природа и металлогения которых еще недостаточно ясны. Большинство из них, по-видимому, относятся к вулканическим кальдерам, криптовулканическим постройкам, астроблемам. Здесь же (юго-восток Белорусского массива,

восток Воронежского массива, Северное Приазовье) локализуются кимберлитоподобные структуры и, вероятно, кимберлиты. В свете проблемы «докембрийские щиты — геологические тела» по-иному выглядят вопросы металлогении и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Главные показатели металлогении щитов и протомассивов юга Русской платформы — сочетание рудно-геохимической специализации главных типов первичных геоструктур докембрия (AR—PR₁), областей активизированных склонов (Vp—R—MZ) и авлакогенов (R—MZ). Металлогения первичных геоструктур этих древних сооружений, формирующаяся в условиях эволюции геологических формаций, регионального метаморфизма и гранитизации, характеризуется в основном месторождениями железа Кривого Рога и КМА, а также графита, урана, золота, никеля и других полезных ископаемых. Золото концентрируется в структурах зеленокаменных поясов.

Металлогения областей протоактивизации, захватывающей склоны щитов и их ограничения, имеет иной рудно-геохимический профиль, специфика которого обусловлена влиянием контрастного активизационного магматизма, геохимической специализацией углеродисто-терригенного заполнения рудоносных структур. нередко приуроченных к структурно-стратиграфическим несогласиям глубокометаморфизованных нижнекембрийских толщ с перекрывающими слабометаморфизованными породами вепся — рифея. Рудная ассоциация представлена редкими землями, бериллием, литием, молибденом; иногда им сопутствуют титан, медь и никель. Характерны хрусталеносные пегматиты с драгоценными камнями, иногда флюорит, асбест, вермикулит. Металлогения авлакогенов примыкающих к щитам и протомассивам, определяется сочетанием соленосных и угленосных бассейнов платформы и сопряженных с ними газо- и нефтеносных структур. В последних накапливаются ванадий, рений и уран. В активизированных склоновых частях щитов и массивов и в контактах их с авлакогенами могут локализоваться месторождения ртути, сурьмы, редких земель, флюорита, барита.

В таком более широком подходе к пониманию развития и ограничений

щитов и массивов несколько меняется оценка и возникает необходимость специального изучения перспектив рассматриваемых геологических тел в целях выявления на их склонах и в местах сопряжения с авлакогенами и плитами новых типов и видов полезных ископаемых. В частности, отмечена вероятность выявления здесь кимберлит- и лампроитовых алмазодносных трубок или пластовых залежей. В пределах активизированных геологических структур с углеродистотерригенным выполнением возможно обнаружение комплексных уран-ванадиевых с золотом и платиноидами руд, а в протоплатформенных рифейских структурах — комплексных месторождений типа «несогласия» по аналогии с Балтийским щитом. Не исключено обнаружение новых месторождений благородных металлов, серебра, ртути, сурьмы, свинца, цинка и меди в активизированных и наложенных кимберийских структурах. Для склонов щитов характерны депрессии, благоприятные для образования месторождений бокситов и других полезных ископаемых областей развития кор выветривания и россыпей с минералами титана, циркония, редких земель и, возможно, золота.

Пересмотр понятия одного из важнейших типов геоструктур земной коры «докембрийских щитов» с позиции определения их как самостоятельного геологического тела показал, что щиты возникают в условиях эволюционного развития отдельных участков литосферы и имеют особые, присущие каждому из них, ограничения. На примере Украинского щита и Воронежского протомассива показано, что формирование их как геологических тел происходило в ходе эволюции земной коры фундамента Русской платформы с образованием ограничений двух типов — первичных и вторичных. Первичные границы, отвечающие рубежу 1900—1600 млн лет, фиксируются по проявленности процессов протоактивизации и взаимоотношению с рифейскими платформенными и протоплатформенными структурами. Этот тип ограничений должен быть принят как опорный в качестве одного из критериев геологического тела. Вторичные границы связаны с формированием последующих фанерозойских геоструктур и их влиянием на перемещение соприкасающихся участков земной коры,

что приводит к частичной деструкции щитов и изменению их формы.

В соответствии с этим докембрийские щиты следует рассматривать как обособленные геологические тела в составе фундамента древних платформ, длительно воздымающиеся и эволюционирующие в результате процессов протоактивизации и заложения платформенных структур в рифее—венде. Наблюдения за длительной эволюцией геологических тел щитов и массивов с раннего докембрия и позднее в условиях развития платформ, геосинклиналей, различных активизационных и плейттектонических образований позволяют судить о характере и типах первичных и вторичных ограничений щитов и массивов. Наряду с критериями тектонического районирования, эти своеобразные типы долгоживущих проницаемых пограничных структур представляют несомненный интерес для поисков месторождений различных полезных ископаемых, в т. ч. и новых типов («несогласия» и др.). К их числу относятся комплексные руды редких и благородных металлов (иногда с ванадием), алмазодносные кимберлиты и лампроиты, а также сурьма, ртуть, флюорит и некоторые другие.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология и металлогения щитов древних платформ СССР/Под ред. А. В. Сидоренко, Т. В. Билибиной. — Л.: Недра, 1976.
2. Геологическое строение и минерагения СССР/Под ред. А. И. Жамойды, Л. И. Красного, С. И. Стрельникова. — Л.: Недра, 1989. Т. 10, Кн. 1.
3. Геологические тела (Терминологический справочник)/Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева. — М.: Недра, 1986.
4. Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П., Лагздина Г. Ю. История геологического развития Алданского щита//Тектоника Сибири. Новосибирск, 1970. Т. 3. С. 132—142.
5. Земная кора восточной части Балтийского щита/К. О. Кратц, В. А. Глебовицкий, Р. В. Былинский и др. — Л.: Наука, 1978.
6. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. — М.: Недра, 1984.
7. Международная тектоническая карта Европы и смежных областей, масштаб 1:2 500 000/Гл. ред. А. А. Богданов, В. Е. Хаин. — М.: АН СССР, 1981. 2-е изд.
8. Салоп Л. И. Докембрий СССР//Докл. советских геологов на XXIII сессии МГК. М., 1968, Тр. 4. С. 5—15.
9. Тектоника и металлогения Восточно-Европейской платформы на основе концепции геоблокового развития и активизации земной коры/Л. С. Галецкий, А. О. Шмидт, В. К. Титов, В. А. Колосовская//Геологический журнал. 1990. № 2. С. 49—56.

Принята редколлегией 26 ноября 1991 г.

Океанская литосфера в фундаменте Западно-Сибирской плиты

С. В. АПЛОНОВ (Ин-т океанологии Академии наук)

Впервые идея о ведущей роли эволюции древних океанов в формировании фундамента Западно-Сибирской плиты была высказана в 1922 г. Э. Арганом [4]. На современных палеогеодинамических реконструкциях эти океаны, в течение позднего докембрия и почти всего палеозоя разделявшие Русский, Сибирский и Казахстанский континенты, названы Азиатским и Уральским [9]. Непосредственное подтверждение идея о «палеоокеанском» генезисе Западной Сибири получила по мере обнаружения глубоким бурением в фундаменте региона как останцов океанской коры — офиолитовых комплексов, так и свидетельств ее поглощения в зонах субдукции — андезитовых поясов [8, 13].

Наряду с традиционными геологическими комплексами — индикаторами древних океанов, в фундаменте Западной Сибири достаточно давно предполагалось наличие своеобразных «базальтовых окон»: обширных блоков типично океанской «безгранитной» литосферы, заполняющей пространство между разновозрастными складчатыми системами. Впервые они были отмечены В. Е. Хаиным [14]. На основании сейсмических данных наличие высокоскоростных базитовых комплексов в фундаменте внутренних районов Западной Сибири было установлено В. Ф. Игнатовой [10]. Р. М. Деменицкая обратила внимание на противоречие между повышенным уровнем гравитационного поля Западной Сибири и аномально глубоким залеганием здесь поверхности фундамента [7]. Анализ магнитного поля позволил Б. В. Гусеву высказать крайнее суждение о субокеаническом типе коры почти на всей территории Западной Сибири [6].

Синтез современной геолого-геофизической информации, прежде всего высокоточных магнитно- и гравиметрических съемок, позволил существенно уточнить и конкретизировать идеи о наличии океанской литосферы в фундаменте Западно-Сибирской плиты. Ниже описана геофизическая специфика палеоокеанских блоков, сделаны заключения об их природе и о влиянии на

палеогеодинамику и современную структуру Западной Сибири.

По результатам совместной интерпретации гравиметрических и сейсмических данных удалось получить сведения о региональных вариациях вещественного состава фундамента Западно-Сибирской плиты. При этом предполагалось, что региональная структура и интенсивность поля силы тяжести определяются в основном двумя факторами — рельефом поверхности фундамента и вариациями его плотности, отражающими изменения вещественного состава [2].

Для количественной интерпретации гравитационного поля Западной Сибири использован корреляционный метод разделения геофизических полей (КОМР), предложенный В. И. Шрайбманом [16]. С использованием в качестве эталона сейсмических данных поле силы тяжести делилось на две некоррелированные между собой составляющие, условно — региональную и локальную. Была установлена тесная связь локальной составляющей с рельефом фундамента, а региональной — с его плотностью, косвенно отраженной в граничных скоростях P -волн. Эта связь описывается корреляционными соотношениями

$$\rho = 0,05\Delta g_{\text{пер}} + 2,62 \quad \text{при } R = +0,84; \quad (1)$$

$$h = 2,45\Delta g_{\text{лок}} + 12,50 \quad \text{при } R = +0,94. \quad (2)$$

Обработка проводилась в два этапа. Из наблюдаемого поля силы тяжести вычиталась локальная составляющая, связанная зависимостью (2) с рельефом поверхности фундамента. Затем с использованием зависимости (1) прогнозировались значения плотности фундамента для регулярной сети точек 50×50 км по значениям интенсивности региональной (длинноволновой) составляющей гравитационного поля. По результатам интерпретации построена схема плотностных характеристик фундамента Западно-Сибирской плиты (рис. 1). Вычисленная плотность пород фундамента варьирует в широких пре-

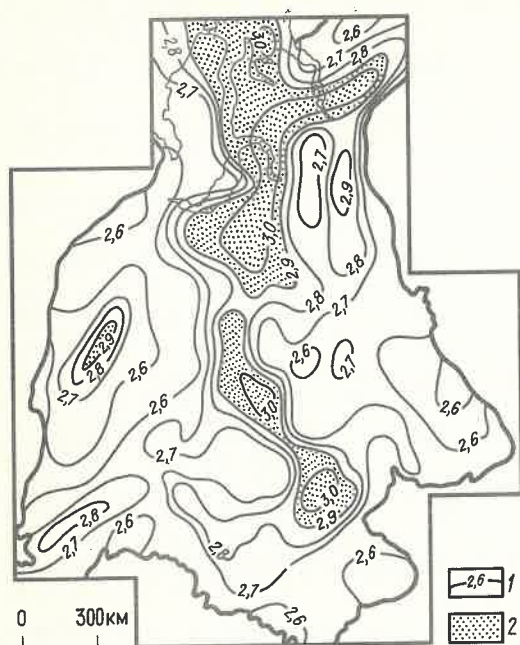


Рис. 1. Схема плотностных характеристик фундамента Западно-Сибирской плиты:

1 — изолинии плотности, в г/см^3 ; 2 — области «безгранитного» фундамента

делах — $2,6\text{--}3,1 \text{ г/см}^3$. Примерно треть территории — центральную часть плиты занимает область аномально высоких ее значений, что свидетельствует о том, что фундамент имеет здесь «безгранитный» состав, а литосфера, следовательно, близка по типу океанской. Согласно предположенной нами раннее классификации [3], «безгранитная» литосфера развита в Нюрольской, Сургутской и Надымской остаточных впадинах, в депрессиях Обского палеоокеана и Енисей-Хатанского прогиба, а также в осевых частях наиболее крупных палеорифтов Западной Сибири — Тюменского, Иртышского, Обь-Пуровского и Худосейского. По периферии плиты, особенно в Зауралье, плотность пород фундамента близка к нормальной для гранитно-гнейсовых комплексов. На отдельных участках она снижается до аномально низких значений — $2,6 \text{ г/см}^3$ и ниже.

Таким образом, количественная интерпретация гравитационного поля подтверждает наличие в Западной Сибири обширных блоков литосферы, близкой океанской. В ней отсутствует «гранитный» слой, а аномальный по мощности платформенный комплекс залегает на коре высокой плотности, характеризующейся повышенными скорос-

тями P -волн и сокращенной суммарной мощностью. В разрезе платформенного чехла палеоокеанских блоков, особенно его нижних горизонтов, по сейсмостратиграфическим данным [11], возможно наличие глубоководных осадков, на бортах впадин выклинивающихся или переходящих в одновозрастные мелководные или континентальные фации.

Следующей задачей являлся детальный анализ данных высокоточной крупномасштабной аэромагнитной съемки внутренних районов Западной Сибири, где по комплексу геолого-геофизических данных предполагалось наличие впечатанной в фундамент океанской литосферы. Площади, где проведена специальная обработка аномального магнитного поля, охватывают Нюрольскую, Сургутскую и Надымскую остаточные впадины, а также зону сочленения Обского палеоокеана с Енисей-Хатангским прогибом (рис. 2).

Специальная обработка на первом этапе включала двухмерный автокорреляционный и одномерный спектральный анализы магнитного поля, измеренного в процессе аэросъемки масштаба $1:50\,000$. На фоне длинноволновых аномалий с периодами более 100 км и интенсивностью до 1500 нТл на всех четырех исследованных площадях устойчиво зафиксирована средневолновая составляющая, отличающаяся резкой анизотропией и периодичностью аномалий. На площадях А, Б и В средневолновые аномалии имеют азимут простирания $300\text{--}340^\circ$, северо-запад; близкие коэффициент периодичности ($0,8\text{--}0,9$), период ($40\text{--}60 \text{ км}$) и интенсивность ($\pm 30\text{--}50 \text{ нТл}$). На площади Г коэффициент периодичности, период и интенсивность средневолновых аномалий составляют соответственно $0,9$; $30\text{--}70 \text{ км}$ и $\pm 50\text{--}150 \text{ нТл}$; простирание аномалии здесь в южной части площади меридиональное, в северной северо-северо-западное ($300\text{--}350^\circ$), в восточной северо-восточное ($40\text{--}60^\circ$).

На втором этапе обработки магнитное поле площадей было подвергнуто адаптивной энергетической фильтрации [12] с целью выделения средневолновой составляющей, обуславливающей специфику (линейность и периодичность) суммарного поля. Полоса пропускания фильтра выбиралась автоматически в соответствии со статистическими характеристиками средневолновой составляющей, и осреднялось поле в выбран-

ной полосе с переменными весовыми коэффициентами. Этим одновременно обеспечивались минимальные частотно-амплитудные искажения средневолновых аномалий и эффективное подавление помех — высокоамплитудной длинноволновой и низкоамплитудной коротковолновой составляющих магнитного поля. Фльтрация проводилась по достаточно густой сети профилей, расстояние между которыми не превышало 30 км. Азимут профилей выбирался вкрест простирания анизотропных средневолновых аномалий поля.

Аномалии средневолновой составляющей магнитного поля Нюрольской, Сургутской, Надымской впадин и зоны сочленения Обского палеоокеана с Енисей-Хатангским прогибом (см. рис. 2) характеризуются четко выраженной линейностью и периодичностью и обнаруживают сходство с магнитными аномалиями современных океанов. За пределами областей, где предполагается наличие впечатанной в фундамент океанской литосферы, они теряют четкость ориентировки, а амплитуда и горизонтальный градиент, как правило, резко изменяются.

Есть основания рассматривать специфические магнитные аномалии внутренних районов Западной Сибири в качестве свидетельств древнего спрединга, независимо подтверждающих палеоокеанскую природу литосферы, «залечивающей» глубокие депрессии фундамента региона. Источником средневолновых аномалий в этом случае является инверсионная остаточная намагниченность базальтового слоя палеоокеанской коры. Предположительные источники длинно- и коротковолновых аномалий, затухающих «срединговый» эффект, — неоднородности намагничивания глубинных частей палеоокеанской литосферы, ее верхнего «базальтового» слоя, а также перекрывающих депрессии мощных платформенных толщ.

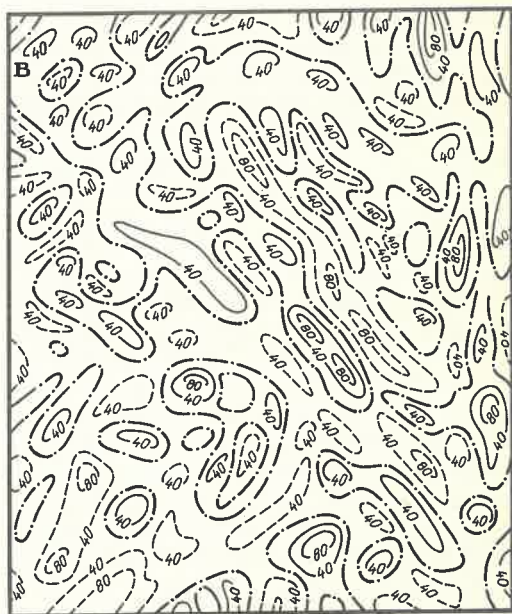
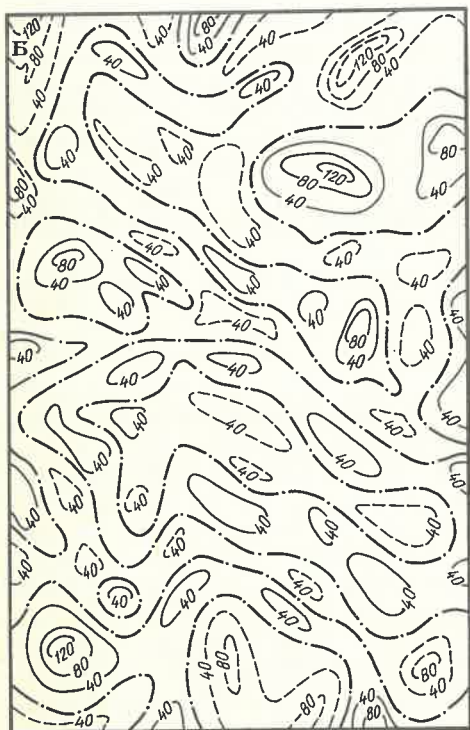
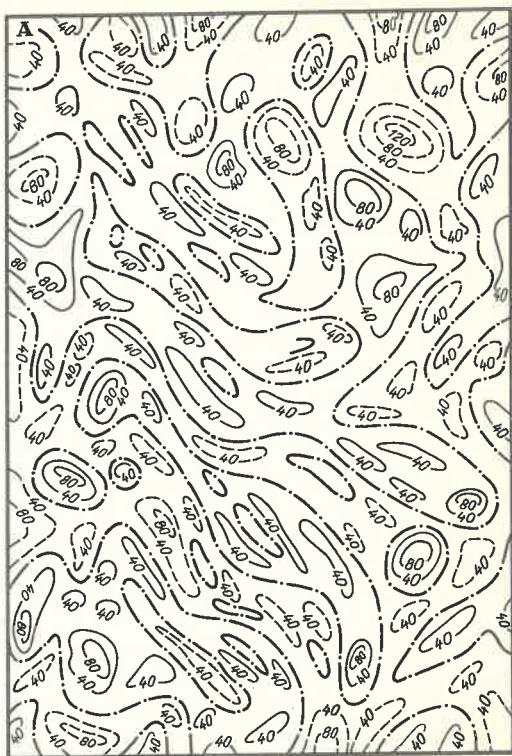
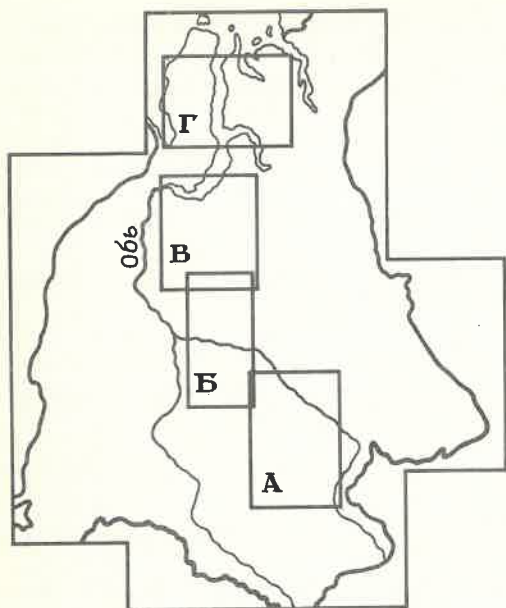
Однако генетическая принадлежность «залечивающей» депрессии фундамента палеоокеанской литосферы различна. Мы, вслед за В. Е. Хайным [14], предполагаем, что в Нюрольской, Сургутской и Надымской впадинах (см. рис. 2, площади А, Б, В) сохранились реликты палеозойской литосферы Уральского океана, не до конца поглощенной в зонах субдукции. Отрывочные фрагменты линейных магнитных анома-

лий не позволяют установить здесь сколько-нибудь точный возраст литосферы, а могут лишь рассматриваться в качестве подтверждения ее палеоокеанской природы, а также того факта, что эта литосфера принадлежала, скорее, самому Уральскому океану, а не его окраинным морям: в противном случае трудно было бы ожидать одинакового во всех трех впадинах простирания линейных магнитных аномалий.

Литосфера, «залечивающая» депрессию в зоне сочленения Обского палеоокеана и Енисей-Хатангского прогиба (см. рис. 2, площадь Г), относится к иному генетическому типу. Она образовалась в процессе раннемезозойского дробления Северной Евразии, дошедшего в Западной Сибири до кратковременного спрединга океанского дна. Здесь удалось идентифицировать линейные магнитные аномалии, сопоставить их со шкалой инверсий геомагнитного поля и на этой основе определить возраст палеоокеанской литосферы [1]. Характер распределения средневолновых магнитных аномалий на площади Г подтверждает генетическое единство Обского палеоокеана с западной частью Енисей-Хатангского прогиба: обе структуры представляют собой отмершее тройное рифтовое сочленение, активное в поздней перми — раннем триасе. Эта точка зрения высказывалась ранее в форме гипотезы на основе палеомагнитных данных [5, 6, 15] и результатов изучения структуры поверхности фундамента в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты с Енисей-Хатангским прогибом [2].

Итак, по результатам комплексной интерпретации геофизических данных предполагается наличие в фундаменте внутренних районов Западной Сибири обширных блоков древней океанской литосферы. Эти блоки, несмотря на сходство физических характеристик, относятся к двум различным генетическим типам — остаточным впадинам и локальным палеоосям спрединга. Первые являются реликтами обширных океанов, сохранившимися за счет неровности и неоднородности краев столкнувшихся в позднем палеозое «северных» континентов. Вторые образовались в раннем мезозое на фоне общего дробления Северной Евразии и достигли более зрелой стадии развития, чем континентальные рифты.

На основе полученного материала



можно сделать некоторые выводы, касающиеся палеогеодинамики Западной Сибири.

1. Хотя в современной трактовке генезис фундамента Западно-Сибирской плиты не произошло их коллизии, поясов ее обрамления (например, Урала), между ними имеется существенное отличие: вслед за стадией позднепалео-

зойского сближения и аккреции разнородных блоков во внутренних районах плиты не произошло их коллизии, которая имела место примерно в то же время на Урале и в Зауралье.

2. Об этом свидетельствует, прежде всего, наличие во внутренних районах Западной Сибири остаточных впадин с сохранившейся океанской ли-

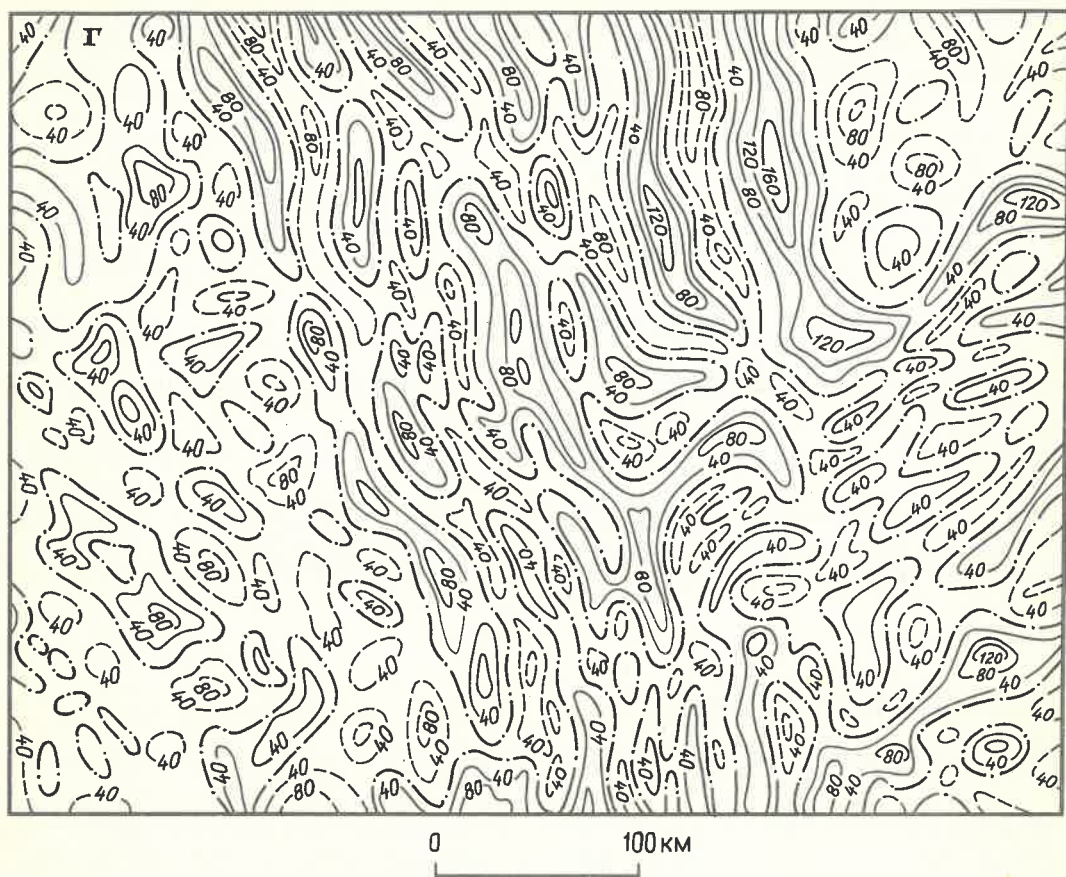


Рис. 2. Результаты энергетической фильтрации аномального магнитного поля районов Западной Сибири:

А — Нюрольская впадина, Б — Сургутская впадина, В — Надымская впадина, Г — зона соч-

ленения Обского палеоокеана с Енисей-Хатангским прогибом; изолинии средневолновой составляющей магнитного поля, нТл: сплошные — положительные, штрих-пунктирные — нулевые, пунктирные — отрицательные

тосферой. Примечателен также факт практически полного отсутствия в фундаменте внутренних частей плиты формации гранитных батолитов [8, 13], являющейся, как известно, индикатором коллизионных обстановок и широко развитой в краевых частях и обрамлении Западной Сибири.

3. Позднепалеозойский аккреционный и раннемезозойский деструктивный этапы развития Западной Сибири тесно взаимосвязаны. Цикл Уилсона, приведший к формированию Лавразийской ветви Пангеи, на территории Западной Сибири завершился не полностью, и окончательной стабилизации ее фундамента так и не произошло. Именно это обстоятельство определило специфику дальнейшего развития региона и явилось причиной его уникальной современной структуры. Раннемезозойские рифтогенные процессы, ставшие началом нового цикла Уилсона, наиболее

бурно протекали именно в ослабленном пространстве между древними стабильными субплитами Лавразии, т. е. на территории Западной Сибири, и достигли здесь полного раскола литосферы и кратковременного спрединга.

4. Пассивный (платформенный) этап развития Западной Сибири характеризовался постепенным обмелением и центробежным расширением морского бассейна в ее пределах [13]. «Ядро» этого бассейна на протяжении всего мезозоя — кайнозоя находилось в осевой зоне региона, т. е. на месте областей, в фундаменте которых впечатаны блоки палеоокеанической литосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аглонов С. В. Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана. — М.: Наука, 1987.
2. Аглонов С. В. Строение поверхности фундамента в зоне сочленения Западно-Сибирской

- плиты и Енисей-Хатангского прогиба//Сов. геология. 1987. № 5. С. 112—118.
3. *Аглонов С. В., Деменцкая Р. М., Монин А. С.* О блочной структуре фундамента Западно-Сибирской плиты//Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 5. С. 1089—1093.
 4. *Арган Э.* Тектоника Азии: Пер. с франц. — М. — Л.: ОНТИ, 1935.
 5. *Баженов М. Л., Моссаковский А. А.* Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе по палеомагнитным и геологическим данным//Геотектоника. 1986. № 1. С. 59—69.
 6. *Гусев Б. В.* Структуры разрастания океанической коры в фундаменте Западно-Сибирской плиты//Тр. НИИГА. 1975. Вып. 10. С. 9—13.
 7. *Деменцкая Р. М.* Кора и мантия Земли. — Л.: Недра, 1975.
 8. *Журавлев Е. Г.* Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты//Геотектоника. 1986. № 5. С. 107—115.
 9. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Кононов М. В.* Фанерозойские палинспатические реконструкции территории СССР//Геотектоника. 1987. № 6. С. 3—19.
 10. *Игнатова В. Ф.* О возможной субокеанической природе земной коры в центральных частях внутриматериковых впадин типа Западно-Сибирской/Под ред. Ю. А. Косыгина//Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. — Владивосток, 1966. С. 45—50.
 11. *Кунин Н. Я., Самойлюк Л. А.* Геофизическая характеристика и строение земной коры Западной Сибири. — М.: Наука, 1984.
 12. *Никитин А. А.* Статистические методы выделения геофизических аномалий. — М.: Недра, 1979.
 13. *Сурков В. С., Жеро О. Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — М.: Недра, 1981.
 14. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. — М.: Недра, 1964.
 15. *Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А.* Палеомагнитология. — Л.: Недра, 1982.
 16. *Шрайбман В. И., Жданов М. С., Витвицкий О. В.* Корреляционные методы преобразования и интерпретации геофизических полей. — М.: Недра, 1977.

УДК 551.242.5.055

© Д. И. Гарбар, О. В. Трофимов, 1992

Геодинамика Карелии

Д. И. ГАРБАР, О. В. ТРОФИМОВ (ПГО «Севзапгеология»)

Основанием для написания настоящей статьи послужила составленная авторами в 1990 г. Геодинамическая карта Карелии и юго-восточных склонов Балтийского щита в м-бе 1 : 500 000 (рисунок), позволившая решить задачу перехода от мелкомасштабного [2, 3, 4] к крупномасштабному геодинамическому картированию региона на плейттектонической основе.

Наиболее существенным элементом методики, используемой нами при составлении геодинамической карты Карелии, явилось понятие о структурно-вещественных комплексах и структурах как признаках-индикаторах определенных палеогеодинамических обстановок. С помощью методов геоиндикационного анализа, а также разработок И. И. Абрамовича, И. Г. Клушина (1987, 1989) и других удалось восстановить ряд основных этапов плейттектонической истории региона. Главный итог работы по составлению карты — существенно иное представление об истории геологического развития региона.

Ниже охарактеризованы семь главных этапов развития территории: катархейский—раннеархейский, позднеархейский, раннекарельский, среднекарельский, позднекарельский, рифейский и венд-фанерозойский.

Катархейский—раннеархейский этап (для краткости именуемый раннеархейским). В это время образовался комплекс пород эндербит-тоналит-диоритового состава возрастом 3,1 млрд лет и более («серые гнейсы»). Принято считать [6], что «серые гнейсы» древнее пород беломорского метаморфического комплекса, относимого к саамии, и представляют собой вещественную основу Кольского и Карельского литоплинтов [2, 3, 4], составлявших до формирования в саамии Беломорской зоны дивергенции (палеоокеана), возможно, единый более крупный литоплинт.

По концепции Ч. Б. Борукаева «серые гнейсы» это реликты древнейшей сиалической коры, формировавшейся из первичной коры базальтового состава. «Завершение этого процесса приходится на эпоху от 3,6—3,8 до 3,2—3,4 млрд лет назад» [1, с. 147]. Таким образом, к рубежу 3,3—3,5 млрд лет «возникла первая в истории Земли сиалическая кора континентального типа, высокой степени зрелости и достаточной мощности» [1, с. 148].

Дальнейшее развитие региона в архее определялось как чередование тектонических эпох дробления сиалической коры (с максимумами в интервалах

3,3—3,2 и 3—2,8 млрд лет назад) и эпох стабилизации. Региональными структурами-индикаторами процессов и обстановок дробления коры являются зеленокаменные пояса двух генераций, соответственно саамские и лопийские.

Главное событие раннеархейского (саамского) этапа развития региона — заложение крупной рифтогенной структуры, разделившей Карельский и Кольский литоплиты. Здесь в отличие от синхронных зеленокаменных поясов произошел полный разрыв сиалического слоя и сформировалась область генерации океанической коры.

При классификации регионов докембрия и установлении критериев для распознавания палеогеодинамических обстановок с позиций тектоники плит Ч. Б. Борукаев условно выделяет «области тимптонского типа», причисляя к последним и «Беломорскую зону». Он пишет: «Толеитовый характер хетоламбинских вулканитов, принадлежащих беломорскому комплексу саамия, отсутствие следов бимодального вулканизма, вероятный полимиктовый и граувакковый состав керетьских метапесчаников — все эти признаки говорят о формировании (беломорского) комплекса скорее в глубоководном морском бассейне, чем в эпиконтинентальных шельфовых условиях» [1, с. 36]. И далее заключает, что беломорский комплекс является вероятным «океаническим гомологом зеленокаменных лопийских толщ». Поскольку сейчас беломорский комплекс относится к саамии [6], его правомерно считать гомологом зеленокаменных толщ саамия.

Для В. Е. Хаина весьма вероятно, «что Лапландско-Беломорский пояс образовался в процессе раскола и некоторого раздвига Кольско-Карельского эократона и, очевидно, его становление произошло в результате обратного процесса коллизии Карельского и Кольского обломков этого первичного единого эократона и поддвига первого под второй с утолщением коры, покровообразованием, метаморфизмом и т. д.» [11, с. 100].

История формирования структурного плана беломорид в архее безотносительно к плитотектоническим моделям описана М. М. Стенарем [6], который отмечает преобладание мафических пород в составе «Беломорского геоблока», что косвенно подтверждает реаль-

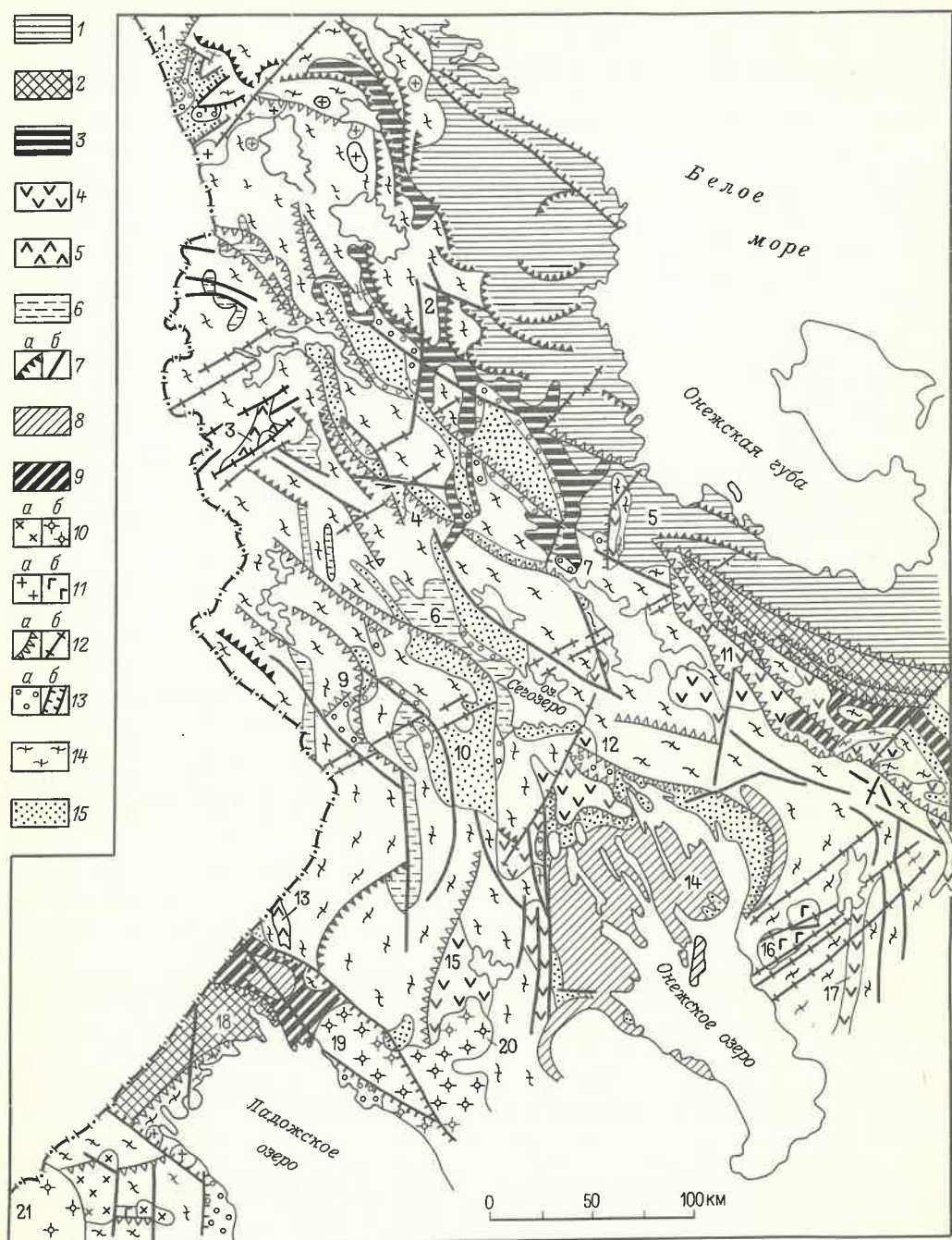
ность реконструируемых нами палеогеодинамических моделей. «В результате тектонических движений саамской эпохи в пределах Карелии произошла наиболее ранняя дифференциация земной коры с более мощной составляющей в антиклинорной структуре (Карельский геоблок) и со значительно большим объемом мафических пород в синклинорного типа (мегасинклинорий) структуре (Беломорский геоблок)» [6, с. 110].

Можно предположить, что в саамии на границе Карельского литоплита с причлененной к нему с северо-востока палеоокеанической корой существовала геодинамическая обстановка пассивной окраины континента, а на самом палеоконтиненте перед лопийской деструкцией коры — обстановка эмерсии с корами выветривания.

Позднеархейский этап. В интервале 2,9—2,6 млрд лет назад Карельский палеоконтинент представлял собой одну обширную гранит-зеленокаменную область, включавшую не только собственно пояса, но и генетически связанные с ними «стада» гранитоидных массивов, в т. ч. «гранитные купола», локализованные обычно по периферии поясов и за их пределами (А. Ф. Грачев, 1977).

Согласно Н. М. Иванову (устное сообщение), в Западно-Карельском сегменте Карельского литоплита в начале позднеархейского этапа сформировались Западно-Костомукшский и (на территории Финляндии) Кихтелюсваарский внутриблоковые зеленокаменные пояса, на которые во второй половине этапа (в позднем лопии) наложилась Гимольская гнейсово-сланцевая впадина (континентальный рифт незавершенного развития). Такое соотношение региональных структур соответствует представлениям В. Е. Хаина [11] о том, что в позднем архее различаются две генерации зеленокаменных поясов, которые могут встречаться и вместе. В последнем случае они разделены эпохой гранитообразования. На Балтийском щите к ним отнесены Западно-Костомукшский и Ялонварский пояса, а к позднелопийским — Кейвская (на Кольском полуострове) и Гимольская (в Карелии) впадины, или по схеме, принятой нами, — внутриконтинентальные рифты незавершенного развития.

Рифтогенез, являющийся в схемати-



Геологическая схема Карелии:

1 — Беломорская область генерации архейской океанической коры (кратонизированная к началу раннекарельского этапа); 2 — офиолитовые зоны (аллохтонные пластины ниже- и среднекарельской океанической коры); области и структуры обращенной дивергенции — зеленокаменные пояса (ЗП) позднеархейского этапа; 3 — трактуемые как вероятные палеозоны субдукции; 4—6 — трактуемые как рифтогенные структуры (4 — межконтинентальные, 5 — внутриконтинентальные, 6 — рифты незавершенного развития, или гнейсово-сланцевые впадины); 7 — надвиги (а) и прочие разломы (б), связанные с конвергентной стадией становле-

ния ЗП; области и структуры конвергенции литосферных плит (ЛП): 8 — активные окраины Карельского континента в средне- и позднекарельские этапы развития; 9 — островодужная область позднекарельского этапа развития; интрузивные комплексы: 10 — гранитоиды субдукционные (а) и коллизионные (б), 11 — связанные с континентальными трансформными разломами — граниты поперечных рядов (а), расслоенные интрузии (ультра)мафитов (б); 12 — разломы областей конвергенции ЛП: а — надвиги позднекарельского этапа, б — континентальные трансформные разломы; внутренние части континентов: 13 — рифтогенные комплексы (а), рифтообразующие разломы (б); 14 — об-

зированной варианте сущностью первой стадии формирования зеленокаменных поясов, затронул как срединные, так и окраинные части Карельского и Кольского литоплинтов. Удаленность пояса от края литопланта была, вероятно, определяющим фактором для проявления того или иного типа вулканизма и характера осадконакопления [6]. Некоторые зеленокаменные пояса (Тикшозерско-Пебозерский) представляют собой сутурные швы на границе Карельского литопланта и Беломорской палеоокеанической области, отделяющие на данном этапе развития литосферные плиты с разным типом коры. В Тикшозерско-Пебозерском поясе имеются признаки как островодужной, так и андийской моделей зоны субдукции: мощная (до 2 км) песчанико-граувакковая формация; количественное соотношение между осадками и вулканами (1 : 1), характерное для островных дуг; наличие в разрезе пород коматит-толеит-базальтовой и контрастной риолит-дацит-базальтовой формаций. В то же время смещенность магматического ареала (гранитоидных массивов) соответствующего возраста к западу от собственно зеленокаменного пояса напоминает зону субдукции андийского типа, с относительно пологим углом погружения литосферной плиты в верхнюю мантию.

В области сочленения беломорид и карелид обстановки конвергенции литосферных плит возникали неоднократно на протяжении их длительной эволюции. Об этом свидетельствует структура краевой части Беломорского блока, характеризующаяся «развитием многочисленных разломов разного возраста и ориентировки, причем ограниченные ими блоки обнаруживают относительные вертикальные и горизонтальные смещения, вследствие чего местами возникает картина гигантско-глыбовой брекчии дробления» (К. А. Шуркин, 1974, с. 31).

Таким образом, можно представить гипотетическую модель, в соответствии с которой Беломорский палеоокеан развивался вначале как зеленокаменный пояс (на стадии дивергенции), однако разрыв сиалического слоя коры, спре-

динг и генерация нового материала коры океанического типа приобрели здесь больший масштаб, нежели в прочих поясах, а конвергенция на завершающей стадии не привела к полному «схлопыванию» этой крупной дивергентной структуры.

Постоянное присутствие в лопийских разрезах внутренних частей Карельского литопланта пород коматит-толеит-базальтовой формации говорит о возникновении здесь крупных трещин в протоконтинентальной коре, а местами и о полном ее разрыве.

Западно-Костомукшский и Ялонварский зеленокаменные пояса образовались, по-видимому, при «пластичном рифтогенезе» [11]. Ведлозерско-Сегозерский, Сумозерско-Кенозерский и Маткалахтинский пояса условно определены нами как межконтинентальные рифты, разделявшие на дивергентной стадии развития микроконтиненты. Последние к концу лопийского этапа снова оказались спаянными в результате «схлопывания» нескольких «микроокеанов» красноморского типа. Конвергенция лопийских структур привела к массовому развитию надвигов, которые характеризуются преимущественно юго-западным и западным векторами перемещения аллохтонных пластин при восточном и северо-восточном падении поверхностей смещения.

Раннекарельский (сумийско-сарийский) этап. На рубеже позднеархейского и раннекарельского этапов на большей части описываемой территории господствовала эмерсивная внутриконтинентальная обстановка, о чем свидетельствует широкое распространение элювиальных отложений предкарельской коры выветривания в современном эрозионном срезе и под дислоцированным покровом осадочно-вулканогенных пород карельского комплекса [8]. В условиях эмерсии литосферная плита подвергается интенсивному сжатию, приводящему к ее разогреву, «вызреванию» обстановки предрифтовой активизации и рифтогенезу [5].

По данным В. З. Негруцы и Т. Ф. Негруцы [8, 9], изучавших раннепротерозойские этапы развития Карелии, именно рифтогенез и был основной формой

ласти катархейской коры («ядра»), сложенные «серыми гнейсами», и межъядерные зоны, не поддающиеся реконструкции; 15 — внутриконтинентальные бассейны, области субаэрального

осадкообразования и траппового магматизма средне- и позднекарельского этапов развития территории

деструкции архейской консолидированной коры. Как лопийские зеленокаменные пояса, так и раннекарельские континентальные рифты представляют собой весьма разнообразные структуры [9]. Установлено, что в Карелии и на Кольском полуострове одни раннекарельские рифты развивались как материковые, другие — как краевые рифты вдоль континентального склона, третьи — как глубоководные желоба [9]. Реконструкции В. С. Гущина [7] по Ветреному поясу подтверждают это и позволяют предположить, что другие раннепротерозойские рифты (например, Выгозерско-Панаярвинский и Куолярвинский) при более тщательном геодинамическом изучении могут оказаться раннекарельскими «малыми океанами красноморского типа». С раннекарельским рифтогенезом, по-видимому, связано и начало формирования Свекофеннского палеоокеана.

Примерами континентальных рифтов раннекарельского времени являются Кумсинская структура (Северное Приладожье) — один из трех «лучей» гипотетического звездообразного рифта над древней Онежской «горячей точкой», а также субмеридиональные рифты, расположенные к западу и северо-западу от оз. Сегозеро (Чирка-Кемский и др.). Устойчивые признаки таких рифтов — груботерригенный характер осадков и бимодальный характер вулканизма.

Трансформные разломы в сумии — сариолии (и позднее, в ятулии) выполняли функции магмоподводящих каналов (трещин). С ними, вероятно, связан известный Бураковско-Аганозерский массив расслоенных (ультра)-мафитов. С подобными структурами ассоциируют и многие другие мафитовые и гранитоидные интрузии Северной Карелии и Финляндии.

В течение раннекарельского этапа растяжению и разрыву подверглись лопийские зеленокаменные пояса, оказавшиеся самым хрупким элементом в пределах постлопийского Кольско-Беломорско-Карельского континента. В Восточно-Карельской зоне, вдоль сутурного шва между Карельской и Беломорской литосферными плитами рифтогенез достиг стадии разрыва континентальной коры. Важным моментом развития одной из составных частей Восточно-Карельской зоны — Ветреного пояса — была инверсия направления зоны субдукции [7]. Эта инверсия про-

изошла еще в раннем карелии вследствие прекращения спрединга в зоне Беломорского срединно-океанического рифта и зарождения новой обширной области генерации молодой океанической коры — Свекофеннской. Аналогичным образом с увеличением площади одноименного палеоокеана можно связывать субдукцию океанической коры Лапландского пояса на север под Кольский литоплнт.

Среднекарельский (ятулийско-людиловский) этап. Характеризуется стабильным (платформенным?) тектоническим режимом. Рифтогенные структуры в ятулии развивались уже как внутри- и окраинно-континентальные впадины (Восточно-Янгозерская, Западно-Сегозерская и др.), в которых накапливались преимущественно терригенные осадки, поступающие с Карельского континента. В янгозерское время в результате развившейся с севера (со стороны Беломорской области) трансгрессии, охватившей Северную и часть Центральной Карелии, сложная система прогибов меридионального простиранья заполнилась мелководными терригенными отложениями мощностью более 1 км. С этими выводами согласуются высказывания В. З. Негруцы [8] и обобщения В. Е. Хаина [11]. Возможным реликтом позднеархейской (?) — раннекарельской океанической коры является кольцевой пояс пластичнообразных догранитных (ультра)основных интрузий, сохранившихся по периферии Центральнофинляндского гранитоидного массива. Таким образом, к западу и юго-западу от Карельской континентальной плиты формировался новый океан, на шельфе и континентальном склоне которого накапливался сносимый материал («морской ятулий»); в зоне Ветреного пояса образовался малый океан красноморского типа; в зоне Лапландского пояса происходила конвергенция Беломорской и Кольской литосферных плит. В течение ранне- и среднеятулийских собственно вулканических фаз образовалось обширное Центральнокарельское лавовое плато площадью не менее 17 тыс. км². В его пределах выделяется серия лавовых потоков общей мощностью до 450 м. С заключительной — позднеятулийской фазой вулканического цикла — связано внедрение большинства субвулканических даек и силлов интрузивных габбродиабазов при подчиненной

роли наземных излияний толеит-базальтовых лав. Магмаподводящими каналами, как и в раннем карелии, служили континентальные отрезки трансформных разломов северо-восточного простираия и архейского заложения, а также ортогональные разломы северо-западного простираия.

Основные породы ятулийского вулканического комплекса Карелии определены в качестве аналогов одной из древнейших трапповых формаций, (А. П. Светов, 1972). Формирование вулканогенно-осадочного ятулийского надгоризонта заканчивается туломозерской трансгрессией, охватившей значительную часть юга Карелии, в т. ч. Онежскую структуру, а по некоторым данным [8] и Финляндию. Трансгрессия предвещала переход от внутриконтинентальных палеогеодинамических условий к обстановке активной окраины континента, который произошел на рубеже ятулия и людиковия. В людиковии образовались породы заонежского и суйсарского горизонтов. Формирование последних тесно связано с эволюцией Онежской структуры, зарождение которой в результате воздействия «горячей точки» на верхнюю часть литосферы было инициировано на мантийном уровне процессами, происходившими в основании смежных литосферных плит в связи с их горизонтальными перемещениями. Характер и направленность данных процессов отчасти удается реконструировать по геофизическим данным [4]. В ятулийско-людиковийский этап продолжались освождение пространства в магматической камере под Онежской структурой и опускание этой части литосферной плиты. На протяжении людиковия границы опускания довольно точно совпадают с контурами полукольцевого желоба в поверхности М.

С учетом тектонических событий, последовавших позднее, в конце карелии, условия, в которых формировались осадочные и осадочно-вулканогенные породы людиковийского надгоризонта, больше всего напоминают обстановку активной окраины континента, осложненную становлением вулканогенно-тектонической депрессии над постепенно затухающей «горячей точкой».

Позднекарельский (свекофеннский) период разделяется на раннесвекофеннский и позднесвекофеннский этапы.

Раннесвекофеннский (калевийский)

этап. Синхронно с дивергентными процессами, реконструированными в раннем карелии в пределах не вполне еще стабилизированного Кольско-Беломорско-Карельского континента, к западу от него формировался новый Свекофеннский океан, существование которого устанавливается по ряду перечисленных признаков, а также по отсутствию к западу от Карельского палеоконтинента пород, имеющих архейские радиологические датировки [12, 13]. Породы питкьянтской свиты, относимые к этому времени и отождествляемые с формировавшейся дном Свекофеннского океана океанической корой, накапливались на протяжении всего карелия. Возраст «первого слоя» коры (импилахтинская свита) ну установлен. Возможно, это верхний («морской») ятулий — людиковий или нижний калевий. Таким образом, этот океан является свекофенским только по заключительной стадии эволюции и по времени своего закрытия. Дно океана выстилалось осадками ятулийской граувакк-черносланцевой формации, соответствующей заонежскому горизонту людиковийского надгоризонта [11]. Собственно свекофенские (калевийские) толщи залегают выше, с несогласием. Они представлены различными, преимущественно кислыми, метавулканитами, а также ингимбритами, туфами, туфоконгломератами, что свидетельствует об островодужной палеогеодинамической обстановке.

В сложной истории формирования свекофеннид, по-видимому, последовательно существовало несколько зон субдукции, смещавшихся скачкообразно («перещелкиванием») с севера на юг. Примерами таких зон являются область Шеллефтео на севере Швеции, пояса Каталахти и Кюльмякоски [13], обрамляющие Центральнотинландский массив. По нашему мнению, еще одна (последняя? по времени формирования) зона свекофеннской субдукции реконструируется на юге Финляндии и частично в пределах Северного Приладожья. Она может быть названа Южно-Финляндской. Наиболее вероятна субдукция карельской океанической коры с юга на север под кору переходного типа, сформировавшуюся в Свекофенском океане в островодужных областях раннесвекофенского возраста. Лишь в районе восточного окончания этой зоны, в Северном При-

ладожье, происходила субдукция океанической коры под континент. Конкретные индикаторы островодужной обстановки в Приладожье — породы хунукской свиты (вулканогенно-осадочные отложения осадочной террасы островной дуги) и ритмичные осадки велимякской свиты. Синхронно или позднее островодужных формаций над погруженной в мантию пластиной океанической коры формировалась магматическая дуга, к образованиям которой относится кааламский габбро-плагιο-гранитовый комплекс, определяемый нами как раннесубдукционный, преимущественно мантийного происхождения.

В Северном Приладожье образования раннепротерозойской океанической коры (питкьянтская и импилахтинская свиты, крупные пластины мафитов) надвинуты на комплексы островодужного генезиса или непосредственно на породы фундамента (Н. Г. Судовиков, В. А. Глебовицкий, А. С. Сергеев и др., 1970), что типично для офиолитовых зон. Последние в соответствии с базовыми моделями плейттектоники представляют собой надсубдукционные образования, что подтверждает характерную для палеозон субдукции генетическую связь офиолитов и возникающих из них меланжей с местоположением древних желобов. В этой связи вполне логично мнение Н. А. Артамоновой относительно блоково-купольных структур Приладожья, как о компонентах гигантского меланжа, крупных будинаж-структурах.

Условия осадконакопления и структурное положение калевийских свит контиосари и наатселькя более всего свидетельствуют о палеогеодинамической обстановке столкновения островодужной области с активизированной окраиной континента. При детальном картировании установлено надвижение пород велимякской свиты на комплекс пород соанлахтинской свиты (аналог заонежской свиты людиковия), т. е. на окраину Карельского палеоконтинента. Определить коллизия это или субдукция по одному такому факту затруднительно, поскольку гранитоиды, связанные генетически с данным процессом, существенно натриевые. Вместе с родственными им породами среднего и основного состава они формируют магматический вытянутый в субширотном направлении ореол над

погруженной в мантию пластиной океанической коры.

В завершающую стадию субдукции сформировались «граниты поперечных рядов». При этом магмоподводящими каналами служили трансформные разломы, пересекавшие зону субдукции. Затем в зоне конвергенции возникли обстановки коллизии континентальных частей литосферных плит.

Синхронно с описываемыми субдукционно-коллизийными обстановками восточнее, в пределах южной части Карельского континента, продолжала сохраняться обстановка активной окраины, индикатором которой можно считать вулканогенно-осадочные образования падосской свиты (аналог свиты наатселькя в Северном Приладожье).

Конвергентные движения литосферных плит, наиболее активные в калевии, проявились также в пределах Беломорской области. Радиологические датировки [6] позволяют отнести к этому времени одну из стадий складчатости и активизацию разломов северо-западного простирания, в т. ч. многочисленные взбросы и надвиги. Беломориды в этом интервале времени претерпели тектоно-термальную переработку в зоне диахизиса [1].

Позднесвекофеннский (вепсийский) этап ознаменовался столкновением континентальных частей литосферных плит, когда произошло окончательное «схлопывание» Свекофеннского палеоокеана. В результате этих процессов сформировались надвиги и взбросы с северным (в Приладожье), северо-восточным (в пределах Карельского палеоконтинента) и юго-западным (в зоне Ветреного пояса) направлением перемещения аллохтонных пластин (Н. Г. Судовиков, В. А. Глебовицкий, А. С. Сергеев и др., 1970). С фазой затухания коллизийных движений в зоне конвергенции плит связано становление дорифейского позднеколлизийного вулкано-плутонического пояса, который протягивается от Северного Приладожья на запад, по крайней мере, до Аландских островов и включает Улялегский, Салминский и Выборгский массивы, представленные анортозит-рапакиви-гранитной формацией, аналогичные гранитные массивы Южной Финляндии, а также комагматические им лавовые потоки, известные на мелких островах Финского залива. Геотектоническое положение пояса двойственно: его становление за-

вершает орогенический этап развития региона, в то же время он является предшественником рифтогенного этапа развития территории. На юге Карельского палеоконтинента вепсийский этап характеризуется переходом от субдукционных и коллизионных обстановок к режиму молодой платформы. В этот этап сформировались терригенные свиты вепсийского надгоризонта (петрозаводская и шокшинская).

Рифейский этап развития территории Восточно-Европейской платформы характеризуется преобладанием внутриконтинентальных геодинамических обстановок, сопровождавшихся континентальным рифтогенезом. По вопросу о соотношении в пространстве и времени процессов рифейского осадконакопления и собственно рифтогенеза среди специалистов нет единого мнения: были ли эти процессы и обстановки синхронны или формирование плаща рифейских осадков и вулканитов предшествовало процессам внутриконтинентального рифтогенеза. Очевидно лишь, что осадконакопление имело более широкие масштабы и было более разнообразным.

Венд-фанерозойский этап развития начинается с обширного опускания южных частей Карельского палеоконтинента. В настоящее время осадочные породы сохранились на погруженных склонах щита. Однако характер и состав пород, слагающих фанерозойские комплексы, позволяют судить о более широком их распространении, включая значительные площади Балтийского щита. С началом фанерозоя кратонизированное кристаллическое основание уже не могло развиваться по-прежнему. Под воздействием внутренних и внешних сил теконосфера испытывала напряжения, проявлявшиеся во внешне различных, но совмещенных по месту и времени процессах, в результате которых образовались «структуры вращения» и «регматические системы» разрывных нарушений.

Структуры вращения формировались под воздействием всестороннего сжатия и внутренних процессов мелкочаистой конвекции и захватывали надастеносферную часть тектоносферы. Ядрами структур служили древние кратоны. В венд-девонское время отмечалось вращение (против часовой стрелки) Балтийского щита, проявленное в конфигурации границ комплексов пород венд-

ского, кембрийского, ордовикского и девонского возраста. Не исключено, что формирование этой надрегиональной структуры вращения происходило в два этапа, отвечающих салаирской и каледонской фазам тектогенеза. Можно предположить, что в результате вращений окончательно сформировались Западно-Онежская синклиналильная структура, структуры Заонежья, Ветреного пояса и ряд других локальных структур, общей чертой которых является асимметрия (крутые западные и пологие восточные борты). Возможно, в это время усложнились надвиговые структуры региона. Раннегерцинская эпоха тектогенеза характеризовалась интенсификацией правосторонних вращательных движений центральной и юго-восточной частей Русской плиты, в результате чего сформировалась общая структура Карбонового плато. В позднегерцинское время вновь усилились вращательные движения Балтийского щита, захватившие и северо-восточную часть Русской плиты. Вращательные движения активизировали древние шовные зоны в системе бывших литоплинтов, вследствие чего сформировалась серия малоамплитудных пликативных структур осадочного чехла, в основном приуроченных к периферическим частям структур вращения.

Одновременно с образованием структур вращения под воздействием внешних ротогенических и внутренних конвективных и кондуктивных сил в литосфере Земли формировались регматические системы разломов. Эти системы активизировали существовавшие к моменту разрядки напряжений тектонические зоны и единичные разломы, которые подвергались переработке и объединялись. О том, что к моменту образования тех или иных систем существовали какие-то нарушения свидетельствует преобладание отдельных элементов ортогональной системы, что отчетливо видно в морфологии потенциальных полей, конфигурации границ комплексов осадочного чехла, орографии и т. д.

За время формирования осадочного чехла в пределах рассматриваемой территории образовалось несколько регматических систем разломов (послевендская, послеордовикская, последевонская, послекаменноугольная, послепермско-триасовая и неоген-четвертичная), связанных с салаирской, кале-

донской, ранне- и позднегерцинской и альпийской эпохами тектогенеза. Анализ характера разворота перечисленных систем относительно друг друга показывает, что в среднем угол разворота составляет 5—6° за 70—90 млн лет или 15—17° за 200 млн лет [10]. Флюктуации углов разворота систем относительно друг друга отражают влияние на них вращательных движений надрегиональных структур. В процессе регмагенеза отдельные элементы испытывали вертикальные и тангенциальные напряжения, под воздействием которых они перемещались относительно друг друга, формируя «клавированные системы» блоков.

Слабая изученность структур осадочного чехла и почти полное отсутствие сведений о наличии и особенностях распространения фанерозойских отложений в пределах открытой части Балтийского щита не позволяют пока получить полную картину развития этих регионов в фанерозое. Одновременно это требует незамедлительного и тщательного полевого изучения поднятых вопросов, ибо знание динамики рассматриваемой территории может существенно повлиять на стратегию ее опейсования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борукаев Ч. Б. Структура докембрия и тектоника плит. — Новосибирск: Наука, 1985.

2. Гарбар Д. И., Трофимов О. В. Геодинамика Балтийского щита: Обзор. М.: ВИЭМС, 1990.
3. Гарбар Д. И., Трофимов О. В. История развития Балтийского щита с позиций геодинамического анализа//Сов. геология. 1990. № 10. С. 56—62.
4. Геодинамические обстановки основных этапов развития территории Северо-Запада РСФСР/Д. И. Гарбар, О. В. Трофимов, В. В. Попов, Л. Г. Кабаков//Сов. геология. 1989. № 11. С. 57—68.
5. Геодинамические реконструкции (Методическое пособие для региональных геологических исследований)/Под ред. В. А. Ункова. — Л.: Недра, 1989.
6. Геология Карелии/Под ред. В. А. Соколова. — Л.: Наука. 1987.
7. Гушин В. С. Вулканогенно-осадочные комплексы нижнего протерозоя Ветреного пояса — индикаторы геодинамических обстановок: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Л., 1989.
8. Негруца В. З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. — Л.: Недра, 1984.
9. Негруца Т. Ф. Раннепротерозойская стадия рифтогенеза в восточной части Балтийского щита. Структура земной коры континентов и океанов//Тр. Ленинградского об-ва естествоиспытателей. 1983. Вып. 2. Т. 77. С. 16—25.
10. Тяпкин К. Ф., Кивелюк Т. Т. Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. — М.: Недра, 1982.
11. Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. — М.: Недра, 1988.
12. Berthelsen A. A. Tectonic model for the crustal evolution of the Baltic shield//The anatomy of mountain ranges. Princeton, New Jersey, 1987. P. 31—57.
13. Gaal G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield//Precambrian Res. 1987. Vol. 35. № 1. P. 15—52.

Принята редколлегией 25 марта 1991 г.

УДК 553.26(574.2)

© А. П. Мотов, 1992

Метасоматические формации Северного Казахстана

А. П. МОТОВ (ВСЕГЕИ)

Изучение региональных метасоматических образований Северо-Казахстанского сегмента Урало-Монгольского складчатого пояса позволило с новых позиций рассмотреть историю геологического развития этой интереснейшей в металлогеническом отношении территории. В геологическом пространстве вещественно отражены большинство эпох эндогенного минералообразования и в первую очередь эпохи формирования главных типов рудных месторождений. Нами анализируется карта региональных метасоматических образований Северного Казахстана м-ба 1 : 500 000, созданная в результате специализиро-

ванного просмотра шлифов, отобранных в регионе по сети с расстоянием между точками опробования 2—5 км, а также обобщения крупномасштабных карт региональных метасоматических образований, слагающих одну четвертую часть рассматриваемой территории. В работе использованы материалы С. С. Наумова, С. А. Скоропелкина, В. В. Шатова, И. В. Глухана, Н. М. Черепковой, Л. И. Динер, В. А. Климовой и других исследователей. Формационный анализ региональных метасоматических образований базировался на работах Е. В. Плющева и др. [4, 7, 8]. Прогнозно-метал-

логический анализ карты основывался на данных изучения околорудной метасоматической зональности месторождений ведущих рудных формаций Северного Казахстана.

История геологического развития Северного Казахстана рассматривается в ряде работ (Е. Д. Шлыгин, 1972; В. Г. Ли и др., 1987; М. А. Абдулкалирова и др., 1988). Используемые в статье названия этапов и стадий геологического развития данной территории при характеристике последовательности формирования региональных метасоматических образований (таблица) не вполне совпадают с общепринятыми. Они подчеркивают важнейшие тенденции развития территорий и отражают чередование конструктивных и деструктивных режимов развития континентальной коры, что, как проиллюстрировано в работе Е. В. Плющева [8], определяет формирование тех или иных групп региональных метасоматических образований. Особенности чередования конструктивных и деструктивных режимов развития континентальной коры при становлении складчатых областей Северной Евразии рассмотрены А. В. Пейве и др. (1976).

Протоконтинентальный этап. На существование докембрийских гидротермально-метасоматических образований указывают изотопно-геохронологические уран-свинцовые, калий-аргоновые и рубидий-стронциевые определения, выполненные Л. В. Комлевым, Н. В. Чернышевым, А. М. Федоричевым и др. по минералам метасоматитов, встречающихся в докембрийских блоках. Среди протерозойских пород зерендинской серии установлены фельдшпатолиты, скарны и грейзены (А. Е. Лисицын, 1970; С. С. Скорospelкин, 1974; А. П. Гуляев и др., 1982). Однако картирование эпигенетических минеральных новообразований в пределах выходов протерозойских пород показало, что фактически установленные на отдельных участках докембрийские гидротермально-метасоматические образования не прослеживаются на значительном пространстве, сопоставимом с пространством развития фанерозойских гидротермалитов, т. е. докембрийская региональная гидротермально-метасоматическая зональность пока не поддается картированию. Причиной этого, вероятно, является сильная затушеванность до-

кембрийских региональных гидротермалитов совокупностью преобразований, связанных с последующим геологическим развитием.

Вместе с тем, в рассматриваемых докембрийских блоках ярко проявлены региональные метасоматические образования, которые трудно отнести к классу гидротермально-метасоматических. Это зоны развития по исходно разнообразным породам (глинисто-кремнистым сланцам, песчаникам, вулканитам и др.) средне-высокотемпературных минералов — биотита, мусковита, полевых шпатов, амфибола, граната, андалузита, пироксена, ставролита, силлиманита, магнетита и др. Ведущие минералы этой группы — биотит, мусковит, полевые шпаты и кварц. Все минералы развиваются вдоль плоскостей расщепления пород. При этом наблюдается прямая корреляционная зависимость между степенью расщепления исходной породы, степенью ее замещения минеральными новообразованиями и размерами эпигенетических минералов, что указывает на тесную связь процессов расщепления и эпигенетического минералообразования. На наличие подобных зон в докембрийских блоках Северного Казахстана обращали внимание Ф. А. Летников и др. (1974, 1975), А. В. Иванцов [2]. Аналогичные образования установлены на других территориях В. В. Гордиенко и др. (1981), Ю. П. Цыпуковым (1984), А. Г. Давыденко (1986), Ю. С. Куцевым (1988). В названных публикациях высказывается предположение о формировании подобных зон в условиях ориентированных региональных динамических напряжений, сопровождающихся эндогенным подтоком тепла и флюидов.

Рассматриваемые региональные эпипороды отнесены к классу метаморфо-метасоматических. Пространственная дифференциация региональных метаморфо-метасоматических зон осуществлена с учетом особенностей их состава, которые обусловлены присутствием биотита, мусковита и граната. Каждый из указанных минералов широко распространен в определенном типе зон. По ним выделены соответственно биотитовая, мусковитовая и гранатовая метаморфо-метасоматические зоны (рис. 1,2). Биотитовая зона зафиксирована внутри

Региональные метасоматические образования Северного Казахстана и их рудоносность

Этапы	Стадии	Фанерозойские метасоматические формации и протерозойские метаморфо-метасоматические зоны		Рудоносные региональные метасоматические зоны	Рудные формации
Стабилизационно-активизационный (D_2-J)	Тектонической активизации (J)	Фельдшпатолит-аргиллизитовая (J)		Аргиллизитовая	Флюорит-сульфидно-редкометаллическая в аргиллизитах
	Стабилизации (T—J)				
	Тектоно-магматической активизации (P—T)	Фельдшпатофир-аргиллизитовая (T)		Аргиллизитовая	Галенит-баритовая, редкометаллическая и бентонитовых глин в аргиллизитах
		Альбитолит-аргиллизитовидная (P—T)		Окварцевания и альбитизации	«Медистых песчаников» в березитоидах и аргиллизитоидах
		Биотитит-березитоидная (P)		Березитоидная	Золото-сульфидная в березитоидах
	Стабилизации (D_3-P)				
	Тектонической активизации (D_3)	Пропилит-березитовая (D_3)		Эйситизации — березитизации	Фосфорно-редкометаллическая в эйситах и молибден-редкометаллическая в березитах
Раздвигово-кратонизационный (E— D_2)	Кратонизации (O_3-D_2)	Альбитолит-грейзеновая (D_{1-2})	Володаровская	Биотититовая	Кварц-касситеритовая в грейзенах
			Кокчетавская	Альбитизации	Колумбитовая в альбититах
			Джарканин-нагачская	Биотититовая и грейзеновая	Кварц-молибденитовая в грейзенах
		Фельдшпатофир-вторично-кварцитовая (D_{1-2})			
		Оксеталитовая (D_{1-2})		Биотититовая и амфибол-пропилитовая	Золото-сульфидная и медно-молибденитовая с золотом в турмалинитах, березитах
		Фельдшпатолитовая (S_2-D_1)			
		Фенит-фельдшпатитовая (S_2-D_1)			
		Фельдшпатолит-пропилитовая (S_1)			
		Скарн-пропилитовая (O_3-S_1)	Степнякская	Биотититовая и амфибол-пропилитовая	Золото-кварцевая в березитах и лиственитах, магнетит-халькопиритовая с золотом в скарнах

Продолжение табл.

Этапы	Стадии	Фанерозойские метасоматические формации и протерозойские метаморфотетасоматические зоны	Рудоносные региональные метасоматические зоны	Рудные формации
Протоконтинентальный (PR)	Кратонизации (O_3-D_2)		Джаркаи-нагачская	
		Пропилит-серицитолитовая (O_3-S_1)	Березитондная	Киноварь-антимонитовая в березитах
		Альбитофир-пропилитовая (O_3-S_1)	Березитовая	Золото-барит-полиметаллическая в березитах
	Переходная (O_{1-3})			
	Раздвиговая ($E-O_1$)	Серпентинит-спилитовая (E)		
		Сланцево-серицитолитовая (E)		
	Стабилизационная (V)			
	Различные	Биотитовая (PR)		Скарново-шеелитовая (стратиформная)
		Мусковитовая (PR)		Мусковита в метаморфотетасоматитах
		Гранатовая (PR)		Высокобарического кристаллического углерода в метаморфотетасоматитах

Дмитриевского, Кокчетавского и Иш-кеольмесского поднятий. В пределах биотитовой зоны встречаются стратиформные скарновые тела с вольфрамовой минерализацией (месторождение Баянское). Эти шеелитоносные скарны охарактеризованы А. П. Гуляевым и др. [1], В. К. Денисенко и др. [10]. Механизм формирования подобных скарнов описан в работах В. И. Кичула (1980), М. А. Лицарева (1980), В. К. Денисенко и др. [10]. Все это позволяет говорить о решающей роли метаморфотетасоматических процессов в формировании подобных стратиформных скарнов. Гранатовая зона установлена в центральной части Кокчетавского массива. В ней обна-

ружены очень своеобразные концентрации углерода, описанные В. А. Милашевым (1989). Мусковитовая зона выявлена на Кокчетавском и Дмитриевском поднятиях. К зоне приурочено месторождение мусковита Кулет. Таким образом, рудоносность докембрийских блоков в определенной степени коррелирует с составом проявленных внутри этих блоков метаморфотетасоматических зон.

Раздвигово-кратонизационный этап. Начало этапа связано с заложением глубоких расколов земной коры, которые, согласно А. А. Абдулину и др. (1987), распространились в это время вдоль Урало-Монгольского пояса. По расколам происходили внедрение



Рис. 1. Схема геологического строения Северного Казахстана (м-б 1 : 3 000 000):

фанерозойские геологические формации: 1 — угленосная пестроцветная песчаниковая, Т—J; 2 — трахибазальт-риолитовая, Т; 3 — гранит-порфировая кедейского и вишневого комплексов, Р; 4 — карбонатно-терригенная, С—Р; 5 — терригенно-карбонатная, С; 6 — красноцветная молассовая, D₂₋₃; 7 — риолитовая, D₁₋₂; 8 — лейкогранитовая орлиногорского комплекса,

D₁₋₂; 9 — монцитовая аралаульского комплекса, D₁₋₂; 10 — гранитовая боровского комплекса, S₂—D₁; 11 — гранит-гранодиоритовая зерендинского комплекса, S₁; 12 — диоритовая крыккудукского комплекса, O₃—S₁; 13 — андезитовая, O₃; 14 — флишионная, O₁₋₂; 15 — кремнисто-диабазовая, Є; докембрийские породы: 16 — кварцитопесчаники, углисто-глинисто-карбонатные сланцы и другие боровской серии, V; 17 — гнейсы, кристаллические сланцы и другие зерендинской серии, PR

базитовых интрузий, океанизация территории, подводные вулканические извержения. В результате подводного вулканизма деструктивные раздвиговые зоны были заполнены кремнисто-базальтовым материалом. Вулканогенно-осадочные толщи, накапливающиеся в раздвиговых зонах, вследствие активного взаимодействия горячего вулканического материала с морской водой подвергались спилитизации и пропилитизации. Базитовые интрузии, трассирующие шовные зоны раздвигов, были серпентинизированы. Комплекс эпипород, включающий серпентиниты, спилиты и пропилиты, характерный для раннепалеозойских раздвиговых структур, образует серпентинит-спилитовую региональную метасоматическую формацию. Обоснование выделения региональных метасоматических формаций, их классифи-

кация и модели возникновения приведены в работах Е. В. Плюшева и др. [4, 7, 8]. Одновременно с раскалыванием докембрийского протоконтинента происходило сжатие отдельных докембрийских блоков, что привело к их метасоматическому преобразованию. Особенно хорошо метасоматические изменения наблюдаются среди выходов верхнерифейских толщ боровской серии. Это метасоматические образования включают зоны светлослюдистых изменений (серицитизации с участием кварца, мусковита, биотита, иногда турмалина), развитые вдоль плоскостей рассланцевания пород. На них указывали К. А. Лыдка и Л. И. Филатова (1982). Они отнесены к сланцевосерицитолитовой формации.

Кратонизационная стадия сменила раздвиговую через сравнительно ко-

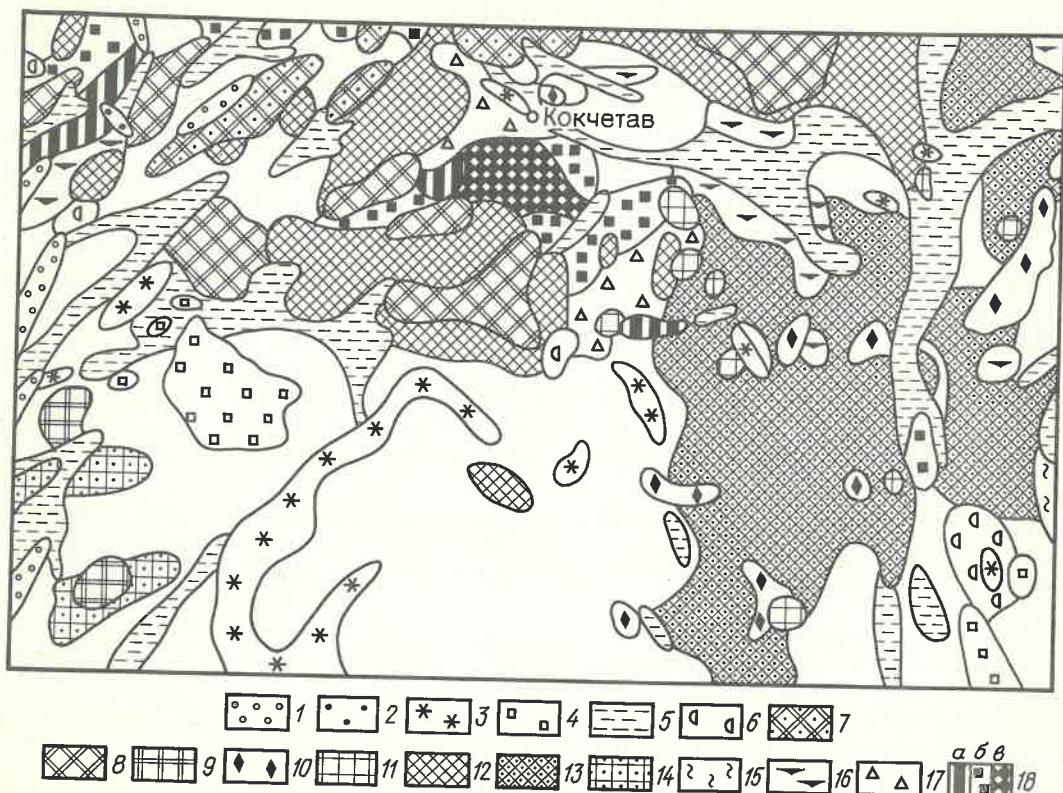


Рис. 2. Схема региональной метасоматической зональности Северного Казахстана (м-б 1 : 3 000 000):

фанерозойские метасоматические формации: 1 — фельдшпатолит-аргиллизитовая, J; 2 — фельдшпатолит-аргиллизитовая, T; 3 — альбитолит-аргиллизитовая, P-T; 4 — биотитит-березитоидная, P; 5 — пропилит-березитовая, D₃; 6 — фельдшпатолит-вторичнокварцитовая, D₁₋₂; разновидности альбитолит-грейзеновой формации,

D₁₋₂: 7 — володаровская; 8 — кокчетавская; 9 — жаркайнагагская; 10 — оксепалитовая, D₁₋₂; 11 — фельдшпатолитовая, S₁; 12 — фельдшпатолит-пропилитовая, S₁; разновидности скарн-пропилитовой формации, O₃-S₁; 13 — степнякская; 14 — жаркайнагагская; 15 — пропилит-серицититовая, O₃-S₁; 16 — альбитофит-пропилитовая, O₃-S₁; 17 — сланцево-серицититовая, S; 18 — протерозойские метаморфо-метасоматические зоны: а — мусковитовая, б — биотитовая, в — гранатовая

роткую по времени и не сопровождающуюся региональным метасоматическим преобразованием пород переходную стадию. Начало кратонизационной стадии связано с формированием вулканотектонических структур, заполнявшихся вулканитами преимущественно трахиандезитового состава. Внутри этих структур образовались альбитофиты (альбит, кварц), пропилиты (лотрит, хлорит, халцедон, альбит, лейкоксен) и березиты (серицит, хлорит, кварц, пирит, карбонат). Березиты охарактеризованы Х. А. Беспасевым, А. П. Прониным, Л. Г. Николаевым (1977). Они несут золото-барит-полиметаллическое оруденение. Данный комплекс метасоматитов отнесен к альбитофит-пропилитовой формации.

Структурные перестройки, характерные для начала кратонизационной ста-

дии, способствовали мобилизации захороненных в раннепалеозойских депрессионных структурах трещинно-поровых вод, что привело к возникновению вдоль складчатых разломов серицитолитов (серицит, кварц, хлорит), березитоидов (серицит, кварц, хлорит, пренит, карбонат) и пропилитов (эпидот, хлорит, альбит, кварц, пренит). Березитоиды несут киноварно-антимонитовое оруденение (месторождение Тургайское), охарактеризованное В. С. Розенковым и Т. Г. Мулдагалиевым (1976). Перечисленные метасоматиты объединены в пропилит-серицитолитовую формацию.

Становление гранитоидных массивов крыкудукского и зерендинского комплексов сопровождалось активной гидротермально-метасоматической деятельностью. В ходе постмагматических гидротермальных преобразований внут-

ренные части массивов подверглись фельдшпатолитизации (калишпат, кварц, альбит, биотит), особенно характерной для гранитоидных массивов зерендинского комплекса, а также слабой рассеянной пропилитизации (эпидот, кварц, серицит, хлорит, пренит, лейкоксен), широко распространенной внутри массивов. Активизация трещинно-поровых вод рамы гранитоидных массивов привела к возникновению обширных околотрузивных гидротермально-метасоматических ареалов, включающих амфиболовые пропилиты (амфибол, цоизит, полевые шпаты, магнетит, биотит), биотиты (биотит, кварц, полевые шпаты, андалузит, магнетит, серицит), локально проявленные скарны, березиты и листвениты. Наиболее мощные ареалы присутствуют гранитоидным массивам крыккудукского комплекса, приуроченным к крупнейшим раннепалеозойским раздвиговым структурам. В крыккудукских околотрузивных ареалах преобладают амфиболовые пропилиты. Внутри окружающих гранитоиды крыккудукского комплекса региональных метасоматических ареалов нередко встречаются локальные скарны, которые несут магнетит-халькопиритовую с золотом минерализацию, а березиты и листвениты — золото-кварцевое оруденение. Перечисленные рудоносные локальные околотрузивные метасоматиты описаны Г. Н. Назьмовой, Э. М. Спиридоновым, Ю. С. Шалаевым (1978), Э. М. Спиридоновым и др. (1986).

Сопряженность во времени гранитоидов и метасоматитов подтверждается близкими значениями изотопных калий-аргоновых датировок, полученных, с одной стороны, по породообразующим минералам крыккудукских гранитоидов, с другой — по минералам биотититов, амфиболовых пропилитов, скарнов, лиственитов и березитов (Г. Н. Назьмова, Ю. С. Шалаев, 1969; В. А. Нарсеев и др., 1986). Во многом сходное с охарактеризованным сообществом метасоматитов выделяется в Джаркаинагачском блоке. Оно связано с гранитоидами такого же возраста и состава, что и крыккудукские, но в отличие от крыккудукского в джаркаинагачском сообществе метасоматитов не установлены однозначно рудоносные локальные скарны, березиты и листвениты.

Крыккудукское и джаркаинагачское сообщества метасоматитов отнесены к скарн-пропилитовой формации, подразделяющейся на джаркаинагачскую и степнякскую разновидности (см. таблицу). Комплекс метасоматитов, связанных с зерендинскими гранитоидами, сформировался внутри осколков докембрийского протоконтинента и отличается от вышерассмотренных комплексов метасоматитов несопоставимо более узкими околотрузивными метасоматическими ареалами, значительным преобладанием в составе последних биотититов над амфиболовыми пропилитами и малой распространенностью скарнов, березитов и лиственитов. Группа метасоматитов, связанных с зерендинскими гранитоидами, названа фельдшпатолит-пропилитовой формацией.

В последующую позднесилурийско-раннедевонскую эпоху гранитоидного магматизма формировались другие сообщества метасоматитов. С гранитоидами боровского комплекса, широко распространенными в восточной части Северного Казахстана, связано возникновение фельдшпатолитовой региональной метасоматической формации. Она включает зоны слабой альбитизации, рассеянной внутри гранитных массивов, и иногда встречающиеся там же проявления слабой грейзенизации. Околотрузивные изменения представлены узкими зонами развития биотититов и реже амфиболовых пропилитов, среди которых проявлены локальные скарны. В Джаркаинагачском блоке со щелочным интрузивно-вулканическим кубасадырским комплексом в это время связано образование калишпатитов (калишпат, альбит, биотит, циркон, торит), альбититов (альбит, биотит, циркон, торит), грейзенов (мусковит, биотит, флюорит, калишпат), щелочно-амфиболовых пропилитов (арфведсонит, биотит, калишпат, цоизит, магнетит) и биотититов. Среди амфиболовых пропилитов и биотититов наблюдаются скарны. Ассоциирующие с кубасадырским комплексом метасоматиты отмечались в работах А. Н. Заварицкого и В. А. Заварицкого (1973), А. Н. Нурлыбаева и др. (1968, 1973, 1976). Данная группа метасоматитов названа фенит-фельдшпатитовой формацией.

Кратонизационная стадия завершается ранне-среднедевонским маг-

матизмом, широко и разнообразно проявившимся в Северном Казахстане. Столь же широко и разнообразно развиты связанные с магматическими процессами метасоматические образования (см. рис. 1,2). С гранит-монцонитовыми интрузиями аралаульского комплекса, встречающимися преимущественно в восточной части территории, трассирующими северо-восточные зоны и чаще внедренными в ранее сформированные крупные плутоны крыккудукского или зерендинского комплексов, связаны различные метасоматиты. Это калишпатолиты (калишпат, кварц, биотит), грейзены (мусковит, кварц, серицит, калишпат, флюорит), турмалиниты (турмалин, кварц, калишпат, биотит, серицит, пирит), березиты (серицит, кварц, карбонат, хлорит, турмалин) и, как правило, значительно шире распространенные пропилиты и биотититы. Турмалиниты и березиты нередко несут золото-сульфидные и молибденит-халькопиритовые с золотом концентрации. Характеристика рудоносных метасоматитов приведена в работах А. А. Абдулина (1958, 1961), В. И. Кузьмина и др. (1979), И. З. Исакочкина [3], В. Б. Чекваидзе [11]. Данный комплекс метасоматитов объединен в оксеталитовую формацию.

С лейкогранит-аляскиотовыми интрузиями, широко проявленными в западной части Северного Казахстана, связаны внутриинтрузивные зоны калишпатизации, альбитизации и грейзенизации, а также околоинтрузивные зоны биотитизации. Околоинтрузивные амфиболовые пропилиты только изредка встречаются в экзоконтактовом пространстве интрузивных массивов. Околоинтрузивные зоны вмещают локальные скарны и экзогрейзены (серицит, кварц, мусковит, флюорит, хлорит, турмалин, пирит, топаз). Указанные метасоматические образования объединены в альбитолит-грейзеновую формацию, включающую три разновидности. Кокчетавская разновидность распространена в центральных частях крупных сиалических блоков (Кокчетавское, Дмитриевское и Заградовское поднятия), сложенных докембрийскими кристаллическими породами и гранитоидами зерендинского комплекса. Для данной разновидности характерна интенсивная внутриинтрузивная альбитизация. Полнопроявленные

альбититы (А. В. Красильников, Ф. А. Летников, 1976; О. П. Елисева, 1979) несут колумбитовую минерализацию (месторождение Лосевское). Околоинтрузивные метасоматиты разновидности представлены своеобразными калишпатовыми биотититами и амфиболовыми пропилитами. Обильное содержание калишпата в околоинтрузивном метасоматическом ареале, вероятно, обусловлено метасоматическим преобразованием ранее сформированных зерендинских гранитоидов.

Володаровская разновидность развита в краевых частях гранитизированных блоков и в обрамляющих их раннепалеозойских раздвиговых структурах. Для нее характерны широкое распространение биотититов и устойчивое присутствие флюорита в зоне грейзенизации. Среди региональных биотититов встречаются оловорудные экзогрейзены (месторождение Сарымбет). Оловорудные экзогрейзены рассмотрены в работе М. А. Абдулкабировой и др. (1980). Джаркаинагачская разновидность проявлена в Джаркаинагачском блоке и западном крыле Калмыккульского прогиба. Грейзены несут кварц-молибденитовую минерализацию. Возраст альбитолит-грейзеновой формации, согласно многочисленным калий-аргоновым датировкам, выполненным по пороодообразующим минералам грейзенов и материнских гранитов, принят как ранне-среднедевонский. Появление при подобных определениях пермских датировок, вероятно, связано с наложением на лейкогранит-аляскиотовые массивы пермских гидротермалитов. На достаточно широкое развитие пермских гидротермальных образований в Северном Казахстане указывали А. П. Мотов, А. Г. Рублев [6]. В ранне-среднедевонское время в краевых частях крупных гранитизированных блоков возникли вулканические структуры, сложенные преимущественно вулканитами кислого состава. Во внутренних частях этих структур выделяются зоны фельдшпатофировых (полевые шпаты и кварц) и вторично-кварцитовых (серицит, кварц, пиррофиллит, андалузит, рутил, каолинит) изменений. Подобные образования широко проявлены в Центральном Казахстане, где они выделены и описаны в составе фельдшпатофир-вторично-кварцитовая формация [4].

Стабилизационно-активизационный этап. Своеобразие геологического развития территории на данном этапе заключается в неоднократном чередовании стабилизационных и активизационных стадий. Последние сопровождались и завершались гидротермально-метасоматическими процессами.

Стадия тектонической активизации (D_3). После формирования девонских молассоидных впадин вдоль протяженных разломов, отделяющих крупные гранитизированные блоки от раннепалеозойских раздвиговых структур, образовались региональные зоны березитизации — эйситизации (карбонат, хлорит, кварц, серицит или альбит, хлорит или гематит) и пропилитизации (хлорит, лотрит, эпидот, пренит, лейкоксен). Гидротермалиты замещают самые разнообразные породы и проникают вверх по разрезу вплоть до живец-франских отложений, не обнаруживая видимой связи с магматическими проявлениями. Они отнесены к тектоногенной, согласно терминологии Е. В. Плющева и др. [4], пропилит-березитовой формации. Локальные березиты и эйситы, описанные Г. А. Лисицыной, Б. И. Омеляненко, С. С. Наумовым (1974), С. А. Скоропелкиным (1969), несут молибден-фосфорно-редкоземельно-редкометалльное оруденение. Гидротермалиты пропилит-березитовой формации накладываются на среднедевонские молассоиды и перекрываются осадочными каменноугольными толщами, что послужило основанием для датирования формации поздним девоном.

Стадия тектонической и магматической активизации ($P-T$). В ассоциации с гранитоидами вишневого и кедейского комплексов, а иногда и автономно, при отсутствии видимой связи с магматическими интрузиями выделяется комплекс метасоматических образований, названный биотитит-березитоидной формацией. Он включает: внутриинтрузивные фельдшпатолиты и грейзены, внеинтрузивные фельдшпатолиты, турмалиниты, грейзены, биотититы, пропилиты и березитоиды. Состав и соотношение метасоматитов комплекса подробно описаны [5]. Биотитит-березитоидная формация проявлена внутри Кокчетавского массива и в структурах его южного обрамления, а также в

Калмыккульском и Селетинском прогибах. Следует отметить сходство формации с комплексом метасоматитов, выделенным в Приморье (Ю. Н. Размахнин, 1971, 1978; Е. П. Сапрыкин, 1980; В. К. Финашин, 1982). Рудоносность формации проявлена незначительными золото-сульфидными концентрациями в березитоидах. Пермский возраст формации обоснован ее геологической позицией (развитием по каменноугольным толщам) и калий-аргоновыми датировками серицита из березитоидов [6].

Другой комплекс метасоматических образований, сформированных в это же время, приурочен к позднепалеозойским депрессионным структурам — Тенизской, Новомихайловской впадинам и др. Здесь вдоль разломов неконтрастно проявлены гидрослюдисто-хлоритовые березитоиды, каолинит-монтмориллонитовые аргиллизиты и ломонитовые цеолититы, а также окружающие метасоматические образования зоны субпластового окварцевания и альбитизации. Метасоматические изменения отмечались ранее в Тенизской впадине Ю. В. Дмитриевским (1974), А. Т. Соловьевым и др. [9], А. А. Арустамовым и др. (1982). При этом А. Т. Соловьев с соавторами наличие зон окварцевания и альбитизации рассматривают в качестве регионального признака участков, перспективных на обнаружение рудных проявлений «медистых песчаников». Локальные околорудные изменения на месторождениях «медистых песчаников» представлены, по данным М. К. Сатпаевой (1989), березитоидно-аргиллизитоидными парагенезисами. В целом весь комплекс указанных метасоматитов объединен в альбитолит-аргиллизитоидную формацию. Пермскому возрасту формации не противоречит геолого-структурная позиция метасоматитов и приводимые М. К. Сатпаевой (1989) изотопно-геохронологические определения, выполненные по свинцовой и рений-осмиевой системам рудных минералов эталонного проявления «медистых песчаников» Казахстан — месторождения Джезказганского.

На завершающей стадии позднепалеозой-мезозойской тектоно-магматической активизации получили развитие гидротермалиты внутри триасовых вулкано-тектонических структур.

В состав комплекса, названного фельдшпатофир-аргиллизитовой формацией, входят имеющие площадное распространение фельдшпатофиры и тяготеющие к разломам аргиллизиты (каолинит-монтмориллонитовые и хлорит-гидрослюдистые), а также адуляриты. Данный комплекс метасоматитов охарактеризован В. И. Чесноковым и др. (1980), А. Д. Коробовым (1989) на примере его проявления в триасовых вулканических постройках Тургайского прогиба, который примыкает с запада к рассматриваемой территории. В частности, А. Д. Коробов (1989) отмечает, что аргиллизиты несут галенит-баритовую и редкометалльную минерализацию, а в некоторых геологоструктурных обстановках монтмориллонитовые аргиллизиты представляют собой промышленно-ценные месторождения бентонитовых глин.

Стадия тектонической активизации (J) завершает стабилизационно-активизационный этап развития территории (см. таблицу). В узких мезозойских угленосных впадинах, наложенных по северо-восточным направлениям на ранее сформированные геологические структуры, встречаются фельдшпатолиты, аргиллизиты и адуляриты, объединяемые в фельдшпатолит-аргиллизитовую формацию. Характеристика метасоматитов приведена в работах В. Т. Лукьяновой (1982) и А. Д. Коробова (1989). Установлено, что аргиллизиты могут вмещать флюорит-сульфидно-редкометалльное оруденение.

Итак, в Северном Казахстане обнаружены следы различных эпох региональных метасоматических преобразований исходных пород, неоднократно проявившихся в длительной протерозой-фанерозойской истории развития региона. Практически каждая эпоха сопровождалась процессами рудоконцентрирования. Картирование региональной метасоматической зональности позволяет, таким образом,

выделять рудоконцентрирующие зоны. Полученные данные расширяют представления об истории развития Северного Казахстана и дополняют имеющиеся критерии прогнозно-металлогенического анализа региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гуляев А. П., Адамян Н. Х., Фатхутдинов Д. Х. О стратиформном шеелитовом оруденении в Северном Казахстане // Геология рудных месторождений. 1982. № 2. С. 52—62.
2. Иванцов А. В. Роль петрографических исследований при картировании метаморфических пород (на примере юго-западной части Кокчетавского массива) // Проблемы петрологии Казахстана. Алма-Ата, 1984. Т. 1. С. 148—149.
3. Исакович И. З. Значение ореолов нерудной прожилковой минерализации при поисках золото-сульфидно-кварцевого оруденения // Сов. геология. 1987. № 7. С. 89—94.
4. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований / Е. В. Плющев, О. П. Ушаков, В. В. Шатов, Г. М. Беляев. — Л.: Недра, 1981.
5. Мотов А. П. Гидротермально-метасоматические образования в красноцветных отложениях девонских наложенных впадин Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1986. Вып. 6. С. 650—659.
6. Мотов А. П., Рублев А. Г. Позднепалеозойские серицитолиты Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1989. Вып. 6. С. 38—43.
7. Плющев Е. В., Шатов В. В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. — Л.: Недра, 1985.
8. Плющев Е. В. Эпигенетическая зональность кристаллической коры // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1989. Вып. 4. С. 38—46.
9. Соловьев А. Т., Ракова Л. Н., Родкин В. И. О метаморфизме и рудообразовании в верхнепалеозойских красноцветных отложениях Тенизской впадины // Геология, технология переработки руд и техника разведки полезных ископаемых. Алма-Ата, 1980. С. 87—90.
10. Стратиформные редкометалльные месторождения / В. К. Денисенко, В. Л. Лобов, И. Г. Гапошина, М. Ф. Кутырева. — Л.: Недра, 1986.
11. Чекваидзе В. Б. Поисковая минералогическая модель золото-сульфидно-кварцевого оруденения // Сов. геология. 1987. № 1. С. 121—126.

Принята редколлегией 29 октября 1990 г.

Новый подход к стратиграфической классификации

В. А. ЗУБАКОВ (Гос. гидрологический ин-т)

Стратиграфия — на переломе. Позади 170-летняя история экстенсивного развития, когда палеонтологические и литологические методы исследования были фактически единственными, а биостратиграфия рассматривалась как синоним стратиграфии. Начинается новый этап. Рубежом его стало массовое внедрение в стратиграфическую практику новых (неклассических) методов корреляции и в первую очередь хронометрических (радиологических), магнитологических, стабильно-изотопных и сейсмокаротажных. Это резко усилило возможности изучения абiotической среды прошлого и позволило подойти к вскрытию климатической подоплеку биостратиграфических подразделений, а также выявить сложные экосистемные взаимодействия.

Стрессовое воздействие на стратиграфию оказывает глобальный экологический кризис, разразившийся в последней четверти XX в. вследствие экстенсивного научно-технического развития. С одной стороны, ассигнования на геологические и в особенности стратиграфические исследования катастрофически упали, с другой — определилась тенденция экологизации всей науки и геологии в том числе. Ну а иной дисциплины, которая была бы ближе к исторической экологии, чем стратиграфия, пожалуй, нет. По этим двум причинам перед стратиграфией встала проблема «конверсии» — перевода ее с геологопоисковых рельсов на инженерно и прогнозно-экологические, в связи с чем необходимо переосмысление понятийно-теоретической базы стратиграфии. Дополнительным толчком к размышлениям явилась публикация Проекта второго издания Стратиграфического кодекса СССР [12], ознакомление с которым в какой-то мере позволяет оценить общий уровень теоретического самосознания геологической науки.

Стратиграфия возникла как вспомогательная дисциплина для поисков полезных ископаемых, а затем и гео-

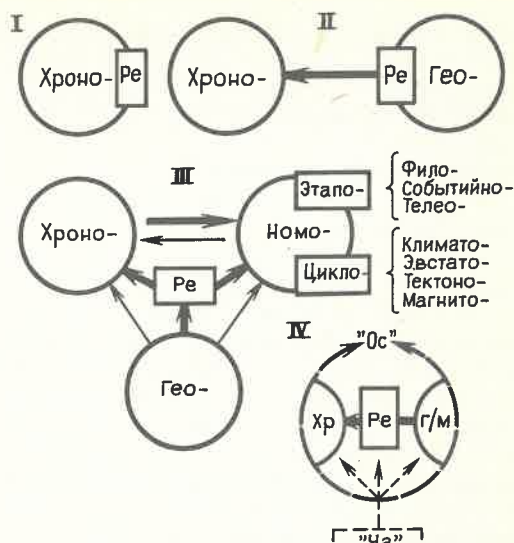
картирования. Поэтому до сих пор многие продолжают относиться к ней как к утилитарной науке, включая ее в качестве раздела в историческую геологию, хотя последняя уже давно выполняет, по сути, чисто учебную функцию. По мнению этих геологов, конечная цель стратиграфии — обоснование региональных схем и поддержание общей геоисторической шкалы как основы временных корреляций [2]. Существует и противоположная точка зрения, согласно которой стратиграфия — потенциально фундаментальная междисциплинарная наука о геологическом пространстве — времени, которая должна устанавливать временные закономерности геологической истории и поэтому включает историческую геологию в качестве составной описательной части. Такова позиция Д. Л. Степанова, М. С. Месяжникова [11], В. А. Красиловой [13], С. А. Мороза, В. И. Оноприенко [10]. Ее придерживается и автор.

Квинтэссенция стратиграфической мысли — понятие о геологическом времени. Оно отнюдь не тривиально, складывалось постепенно и непрерывно изменялось, сердцевина двух стратиграфических парадигм, определявших развитие стратиграфической теории за последние 120 лет (рисунк). Первая из них — парадигма этапности, или единой стратиграфической шкалы, базируется на ньютоновской концепции внешнего времени и на теории катастроф. Она постулирует «естественность» подразделений общей геоисторической шкалы, воплощенной в «хронометре Реневье» (В. В. Меннер, 1962). Как это ни парадоксально, но и сейчас она, по-видимому, подсознательно поддерживается некоторыми исследователями, предлагающими дополнить пятитаксонную шкалу Реневье еще 7—9 подразделениями [1, 6, 9, 12].

Парадигма относительности геологического времени и двуединства стратиграфической периодизации отразила

принципы относительности и дополнителности еще до того, как они были сформулированы в физике А. Эйнштейном и Н. Бором. Она появилась в последние годы XIX в. в трудах американских (Х. Вильямс) и русских (С. Н. Никитин и Ф. Н. Чернышев) геологов и развивалась в работах Л. Л. Халфина (1969), Г. П. Леонова (1973, 1974), В. А. Зубакова [3] и многих других исследователей. С разной степенью четкости и последовательности эта парадигма отражена во всех стратиграфических кодексах, начиная с Американского кодекса 1933 г. (А. И. Жамойда, О. П. Ковалевский, А. И. Моисеева, 1969), но наиболее последовательно — в Североамериканском стратиграфическом кодексе 1983 г. [5]*. В соответствии с ней все многообразие стратиграфических подразделений разделяется на два типа: подразделения, основанные на составе отложений и физических границах, названные Г. П. Леоновым (1973, 1974) и автором [4] геостратиграфическими, и подразделения для определения времени, названные Х. Шенком и С. Мюллером, а затем Х. Хедбергом хроностратиграфическими. Отличаются эти типы характером границ: у первого типа — диахронные, хотя в частном случае могут быть и изохронными, у второго — по определению должны быть изохронными.

Стратиграфический кодекс СССР как его первое издание, так и Проект второго [12] не вписывается ни в ту, ни в другую парадигму. Стратиграфическая классификация Проекта может быть определена как компромиссный симбиоз двух парадигм. В самом деле, что это за классификация, противопоставляющая «основные» «подразделения частного обоснования»? Ведь антитеза основным подразделениям — вспомогательные или специализированные, а частного обоснования — комплексное. В статье II.3 Проекта поясняется, что основные подразде-



Ареалограммы структуры стратиграфической классификации в системе трех парадигм и в системе Стратиграфического кодекса СССР: парадигмы: I — единой шкалы, II — двуединства, III — триединства; IV — структура Проекта 2-го издания Кодекса СССР; Ге—геостратиграфические единицы и местные схемы; Хроно—хроностратиграфические единицы и геоисторическая периодизация; Номо—номостратиграфические единицы и геохронологическая периодизация; Ре—региональные подразделения и схемы; «Ос» — «основные подразделения»; «Ча» — «подразделения частного обоснования».

ления это «картируемый элемент геологических карт». Что это означает — непонятно, т. к. подразделения от эратемы до хронозоны в действительности не картируются. Это всего лишь конструкции геологического времени, выведенные из истории развития.

Непонятно также определение «общих» подразделений как единиц планетарного распространения, тем более, что в статье III.1 уточняется, что речь идет лишь о «потенциальной глобальности». Однако если под «общими» надо понимать даже потенциально планетарные, то почему же безусловно планетарные магнитостратиграфические подразделения не включены в группу «общих». И уж совсем бессмысленна ситуация с климатостратиграфическими подразделениями. В статьях III.9 — III.11 раздел, звено и ступень определены как климатостратиграфические единицы, но они вторично выделены в типе II, т. е. единиц «частного обоснования». Литостратиграфические подразделения от комплекса до пласта, имея безусловно частное обоснование, тем не менее

* Стратиграфическая классификация Международного стратиграфического справочника [8] недоработана. Как указывал автор [3], все множество видов подразделений, вычленяемых с помощью разных методов, по логике классификации следовало объединить в рамках одного типа — подразделений, основанных на составе отложений и физических границах, что и было сделано позднее в Североамериканском стратиграфическом кодексе [5].

попали в привилегированное положение «местных». А морфостратиграфические подразделения, хотя и представляют собой картируемые единицы, признаны подразделениями второго сорта — «частного обоснования».

И если мы определим классификацию Проекта как половинчатую и внутренне противоречивую, то это будет еще мягкой оценкой. Давайте рассуждать логично... Если в общей шкале дополнительно к традиционным пяти таксонам безусловно биохронологического, т. е. «частного» обоснования, присоединить еще пять таксонов* тектоностратиграфического и климатостратиграфического обоснования длительностью от 2 млрд до 1000 лет, то вновь воссоздается единая стратиграфическая шкала в чистом виде. Тогда все другие подразделения логично было бы отнести к вспомогательным или рабочим, как это рекомендовали В. В. Меннер (1962) и правила, утвержденные МСК в 1956—1965 гг.

Что это означало бы с точки зрения познавательной стратиграфической процедуры? В качестве геохронологической шкалы мы узаконили бы миф, догму! Зачем изучать закономерности геологических процессов, искать причины цикличности и периодичности, если Кодекс предписывает: система это то, что длится 25—70 млн лет (а четвертичная?), ярус — 3—5 млн лет, ступень — 20—80 тыс. лет, стадия — 5—10 тыс. лет и т. д. Не будем забывать, что общая шкала фанерозоя разработана в 1900 г. еще до появления методов абсолютного датирования и до становления геохронологии как научной дисциплины. Вопреки статье III.2 последовательность от эона до фазы представляет, как отмечает Л. С. Либрович [7], не геохронологическую, а только геоисторическую шкалу. Настоящую геохронологическую шкалу, фиксирующую фактическим хронометрическим материалом закономерности длениа, еще только предстоит создать. И когда под видом геохронологических подразделений выстраивается последовательность взятых «на глазок» длительностей 10—15 таксонов, мы, тем самым, дискредитируем понятие геохронологической шкалы.

Пора, наконец, осознать, что таксономический ряд от эры до фазы это ряд эталонов относительного геоисторического времени [14]. Нарастивать его акронами и ступенями значило бы исказить сущность геоисторической шкалы, созданной предшественниками. Для нас она — традиционный язык и масштаб измерения геоисторического времени, подобно расчленению года на месяцы, измерению расстояния на море в милях, мощности двигателя в лошадиных силах и т. п. Не нужно и нельзя путать традиционную геоисторическую шкалу с другими, новыми шкалами, которые могут быть построены на основании более точных современных методов и новых данных. Так же как нельзя разрушать ее смысл и традиционное содержание.

Вместе с тем мнение И. И. Краснова [6], Ю. Б. Гладенкова [1] и В. В. Меннера [9] о необходимости введения в стратиграфическую — геохронологическую — классификацию хронометрического критерия автор считает совершенно правильным [3, 4]. Весь вопрос в том, как этот критерий ввести в познавательную стратиграфическую процедуру, не нарушая принципа соответствия, т. е. не разрушая тех понятийных конструкций, которые введены предшественниками. Ведь каждое последующее поколение продолжает говорить на языке предков, вводя в него лишь слова для обозначения новых вещей и явлений. В стратиграфической практике к таким новым вещам и явлениям относятся циклы и ритмы, выделяемые с помощью хронометрических методов, температурные и другие палеогеографические кривые, устанавливаемые с помощью стабильно-изотопных методов, полярно-геомагнитные реперы, новые знания об экосферных взаимосвязях и т. д. Могут ли быть уложены все эти новые возможности и знания в рамки классификаций, возникших многие десятилетия назад? Конечно, нет.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что в рамки стратиграфической парадигмы двуединства, возникшей на рубеже XIX — XX вв. и теоретически изложенной в работах 60—70-х годов, новые возможности развития стратиграфии не вписываются. Следовательно, необходимо заменить парадигму двуединства стратиграфических подразделений и шкал (мест-

* И. И. Краснов [6, 12] и Ю. Б. Гладенков [1] увеличивают их до 8—9.

ных — общих, естественных — искусственных) новой (см. рисунок). Кроме двух традиционных целей — расчленения стратисферы и создания общей геосторической шкалы, современная стратиграфия должна ставить перед собой и третью, на данном этапе важнейшую, цель — выявление общих для Земли и специфических для каждой геосферы временных закономерностей эволюции. Иначе говоря, описательные функции стратиграфии должны все больше переходить в исследовательские и прогностические, а сама стратиграфия трансформироваться в стратомонию. Такая стратегия требует выделения трех типов стратиграфических подразделений и трех соответствующих типов шкал и схем.

Данная проблема и должна была бы быть поставлена во главу угла при работе над новым изданием Стратиграфического кодекса СССР. К сожалению, этого не произошло. Межведомственный стратиграфический комитет в целом и, в частности, его комиссия по стратиграфической классификации и терминологии (КСКТ) в последние годы утратили творческую активность, превратившись в бюрократизированный орган. Теоретические проблемы стратиграфии вообще не обсуждаются. Нельзя же выдавать принятую в КСКТ систему письменных односторонних опросов за творческую коллективную работу.

Между тем теоретические вопросы стратиграфической классификации и ее понятийной нагрузки не являются формальными. И едва ли правильно назначение Стратиграфического кодекса определяется в статье 1.1 Проекта только как свод правил, «регламентирующих процедуру» и т. д. Это лишь часть назначения. Во всяком случае из подтекста Кодекса должна вытекать стратегия стратиграфии, учитывающая не только формализованный опыт прошлого, но и ориентирующая на новое, перспективное, остро необходимое для перехода к более интенсивным исследованиям.

Приведенные соображения явились причиной того, что представления автора о необходимости перехода стратиграфии на новую парадигму изложены в кодексной форме. Естественно, что это лишь тезисы альтернативного проекта, касающиеся в основном классификационных вопросов, т. е. типов подразделений и шкал. Форму-

лировки статей сопровождаются пояснениями и комментариями в форме подстрочных ссылок. Ниже изложены основные положения нового подхода

I. Стратиграфия и стратиграфическая классификация.

I.1. Объектом стратиграфии как науки является стратисфера — слоистая оболочка Земли, запечатлевшая историю геологического развития.

I.2. Элементарным субъектом стратиграфии являются стратиграфические границы* — линии раздела, относительно которых нижележащие отложения могут быть описаны как подстилающий, а вышележащие как перекрывающий слой. С позиций теории информации стратиграфические границы представляют собой треки сигналов причинно-следственных взаимодействий, распространяющихся в разной среде со своей конечной скоростью и, как правило, на конечном расстоянии. Сама метрика геологического пространства — времени определяется характером и скоростью распространения этих сигналов, которые могут пересекаться друг с другом. Поэтому понятие изохронности в стратиграфии относительно и определяется целями и методами описания.

I.3. Стратиграфическое подразделение — дискретная часть стратисферы и вместе с тем совокупность слоев, которые могут быть выделены путем ретроспективной реконструкции как некое единое целое, обладающее общими признаками, позволяющими отличать его от разреза к разрезу.

I.4. Стратиграфические подразделения могут выделяться разными способами в зависимости от используемой методики и целей исследования. Общая картина способов расчленения стратисферы на стратиграфические подразделения (стратоны) и представляет собой стратиграфическую классификацию, т. е. формализацию познавательного процесса стратиграфии. С развитием геологии стратиграфическая классификация усложняется и совершенствуется. При этом можно говорить о смене трех стратиграфических парадигм, отражающих опыт, уровень технологии исследования и глубину теоретического обобщения (см. рисунок).

I.5. Современной стадии развития

* Подробнее стратиграфические границы рассмотрены в работах [4, 10].

стратиграфии, характеризующейся переходом от экстенсивных работ по обеспечению среднемасштабного геологического картирования к интенсивным, нацеленным на обеспечение детальных и специализированных картографических работ, в т. ч. на проведение историко-геоэкологических исследований для долгосрочного геоэкологического прогноза, наилучшим образом отвечает парадигма триединства стратиграфии. Она означает, что стратиграфия одновременно выполняет три функции: расчленение стратисферы, глобальная корреляция разрезов и истолкование геологической истории. В соответствии с этим стратиграфия распадается на три взаимодействующих раздела* — геостратиграфию, хроностратиграфию и номостратиграфию (таблица).

II. Геостратиграфия.

II.1. Геостратиграфия — раздел стратиграфии, охватывающий расчленение и корреляцию разрезов, разработку местных и региональных стратиграфических схем. Прежде всего она решает задачи, связанные с геологическим картированием и поисками, а также с обеспечением инженерного и геоэкологического обслуживания конкретной территории. Цель геостратиграфии — максимальная детализация и комплексация всех стратиграфических данных.

II.2. Геостратиграфические подразделения — дискретные части стратисферы, вычленяемые в разрезах по составу отложений и физическим границам. Они должны обладать набором признаков, по которым их можно опознавать и картировать.

II.3. Геостратиграфические подразделения могут иметь как изохронные, так и диахронные границы. Степень их временного скольжения определяется масштабом и целями исследования и, естественно, зависит от метода вычленения тел.

II.4. Функционально-геостратиграфические подразделения делятся на два подтипа: местные геологические тела, обладающие, как правило, диахронными границами, выполняющие регистрационную функцию, т. е. являющиеся главным объектом картирования

и главным элементом местных стратиграфических схем; региональные горизонты, имеющие по определению изохронные (относительно изохронные) границы, выполняющие корреляционную функцию.

II.5. Геологические тела могут выделяться по любым признакам, и в применении к ним действует принцип «множественной классификации» Х. Хедберга (1959, 1961). Единственное условие их вычленения — они должны быть объективны и удобны для картирования.

II.6. Основными являются геологические тела литолого-формационной природы: свиты (=формации), пачки и пласты, отражающие литолого-фациальное единство; серии, отражающие структурно-тектоническое единство условий осадконакопления. Для выделения свиты необходимо эффективное описание и обнародование стратотипа, фиксирующего показательные для нее признаки. При этом органические остатки рассматриваются лишь как один из литолого-фациальных признаков, поскольку сами по себе они могут быть основой и для другого — биозонального — расчленения этих же разрезов.

II.7. В поле развития континентальных и лиманно-морских отложений, в особенности неоген-плейстоценового возраста, вычленяются генетикостратиграфические и морфостратиграфические подразделения, т. е. стратогены (морена, лёсс, почва), террасы и биогермы, если они могут быть объектом картирования. В этом случае для них обязательны стратотип и географическое название.

II.8. В поле развития вулканогенных, интрузивных и метаморфических пород могут выделяться литодемические подразделения (литодемы). Их частые синонимы — комплекс, серия, покров.

II.9. При целенаправленном изучении органических остатков в разрезах могут вычленяться местные экологостратиграфические подразделения — экодемы. Синонимами их являются лоны, слои с фауной и т. п. Экодем должен иметь стратотипический экотоп с палеонтологическим описанием.

II.10. Геостратиграфические подразделения, несущие корреляционную функцию и имеющие региональное распространение, именуются, независимо от того, по каким признакам

* От этого она не перестает быть единой. Простой пример: каждая комната в трехкомнатной квартире имеет свою функцию, но это не значит, что она становится квартирой в квартире. Иными словами, здание стратиграфии имеет три построенных в разное время этажа, но здание — одно.

Макет полной стратиграфической классификации в рамках парадигмы триединства

I. Геостратиграфические подразделения	II. Хроностратиграфические подразделения — стандартная геостратиграфическая шкала	III. Номостратиграфические подразделения — синтезирующие целевые геохронологические периодизации	
		Циклостратиграфические и ритмохронологические	Этапостратиграфические и этапохронологические
Картируемые геологические тела с диахронными, как правило, границами лито-, эко-, морфо-, генетико-, цикло-, сейсмо- и магнитостратиграфического обоснования Региональные горизонты (этап промежуточного обобщения)	Эонотема — эон Эратема — эра Система — период Отдел (=серия) — эпоха Ярус — век Хронозона — (био)хрон Звено — пора	1. Тектоностратиграфические (тектонциклы) 2. Магнитохронологические (магнетемы) 3. Климатостратиграфические (климаты) 4. Эвстатостратиграфические (эвстемы)	1. Биозоностратиграфия по руководящим группам организмов 2. Событийно-экостратиграфическая периодизация 3. Периодизация канализированной эволюции — телеостратиграфические подразделения

они выделяются, горизонтом. Это единица промежуточного стратиграфического обобщения и главный элемент региональных стратиграфических схем. Стратотип горизонта совпадает со стратотипом наиболее изученного местного стратона. Горизонты чаще всего имеют циклостратиграфическое содержание, т. е. представляют собой слоевую ассоциацию (литмит), выдерживающую свои особенности на широкой территории и отражающей тем самым общность ее геологической истории. При этом мелкие литмиты могут выделяться и как местные подразделения (пласты и т. п.).

II.11. Горизонты нередко (обладают хорошей эколого-биостратиграфической характеристикой, выдерживающейся в пределах провинции. В этом случае горизонт именуется реной (региозонной), или регионярусом.

II.12. Важную корреляционную функцию несут стратиграфические реперы — плоскостные лито- и биогоризонты узкого вертикального развития (пеплы, игнимбриты, тектиты, сапропели и т. п.), а также так называемые датировочные биоуровни первого и последнего появления каких-либо органических форм по разрезу. В принципе такие подразделения являются вспомогательными, но при их корреляционном значении могут получать терминологию (географическую, индексную и др.), пользующуюся защитой по праву приоритета, и должны соответственно иметь стратотип.

III. Хроностратиграфия:

III.1. Хроностратиграфия — раздел стратиграфии, охватывающий вопросы межрегиональной корреляции и

создания межрегиональных стандартов для определения общего геологического времени. Главная цель хроностратиграфии — поддержание стабильности традиционной геостратиграфической (биохронологической) шкалы как основы общего стратиграфического языка и взаимопонимания.

III.2. Хроностратиграфические подразделения — это точно фиксированные интервалы разреза стратисферы, принятые за стандарт (эталон) общего геологического времени. Он (эталон) должен обладать набором неповторимых биоисторических признаков, позволяющих осуществлять дальнюю корреляцию.

III.3. Хроностратиграфические подразделения традиционно включают пять таксономических рангов: эратема, система, отдел (серия), ярус и хронозона. Их временные эквиваленты, именуемые эрой, периодом, эпохой, веком и фазой, представляют собой геостратиграфические* подразделения. Прототипом геостратиграфической шкалы является «хронометр Реневье», принятый Парижской сессией МГК в 1900 г. Все ее подразделения имеют биохронологическое («частное») обоснование.

III.4. Из последующих нововведений в общей шкале закрепились и могут, по-видимому, быть приняты только два — эонотема и звено, но при условии уточнения их ведущего биохронологического обоснования. Эоно-

* Использование наименования «геохронологические подразделения» в указанных терминах, основанное на бытовом значении этого слова, с точки зрения геохронологии как науки неверно.

тема — крупнейшие интервалы стратисферы, охарактеризованные биотой на уровне ее высших таксонов. Фанерозойская зонотема соответствует интервалу со скелетной фауной, протерозойская — с примитивной эукариотической биотой, археозойская — только с прокариотной биотой. Звено — низшая единица хроностратиграфической (геоисторической) шкалы* — малая хронозона, выделяемая в целях межрегиональной корреляции континентальных отложений позднего кайнозоя, охарактеризованных преимущественно млекопитающими. По традиции четвертичная система расчленяется на четыре звена: нижнечетвертичное, соответствующее тираспольской фауне с *Mammuthus trogontherii*, среднечетвертичное, отвечающее хозарско-сингильской фауне с *Mammuthus chosaricus*, верхнечетвертичное с мамонтовой фауной, современное (голоценовое) с фауной одомашненных животных.

III.5. Основным хроностратиграфическим таксоном является система — интервалы стратисферы, выделяемые в стратотипическом европейском регионе. Все хроностратотипы более низкого ранга — часть системы и выделяются, как правило, в пределах ее страторегiona. Эратемы фанерозоя представляют собой группировку систем. Для уточнения объема систем, самых традиционных единиц, целесообразно введение лимитотипов (стратотипов нижней границы), но при этом недопустимо сколько-нибудь существенное изменение традиционного положения границ**.

III.6. Для остальных хроностратотипов введение лимитотипов желательно и полезно, хотя связанные с этим практические трудности едва ли обещают быстрый прогресс в этом отношении. Поэтому пока наиболее рационально уточнение нижних границ хроностратотипов через биозональные (биохронологические) подразделения

специализированных номостратиграфических шкал (см. IV раздел).

III.7. Хроностратиграфическая шкала в ее современном виде — это историческая конструкция, выполняющая главным образом языковую функцию и охраняемая принципом приоритета. Поэтому вряд ли нужна какая-либо переработка ее для фанерозоя (точно так же и поколения людей тщательно сохраняют язык своих предков)***. Столь же нецелесообразно, по-видимому, расчленение зонотем докембрия на эратемы и системы, поскольку оно не может иметь достаточной биостратиграфической основы и надежности****.

IV. Номостратиграфия.

IV.1. Номостратиграфия — новый раздел стратиграфии, охватывающий разработку специализированных целевых периодизаций развития Земли и отдельных ее геосфер с помощью точных методов и прежде всего геохронометрических. Номостратиграфия (греч. номо — закон) строится с учетом временных закономерностей эволюции; это геохронология, обращенная к новому, содержательному переописанию стратисферы как самоорганизующейся системы*****. Номостратиграфия и геохронология — две стороны стратотипии как фундаментальной науки о геологическом просте — времени.

IV.2. Номостратиграфические подразделения — части стратисферы, вычлененные из нее таким образом, чтобы они соответствовали дискретному течению геологического времени. Поэтому границы их проводятся по статистически обоснованным геохронологическим рубежам и не требуют лимитотипов. В отличие от «жестких» границ хроностратотипов, проводимых по

*** В частности, неоправдано предлагаемое Проектом [12] и рядом авторов [14] введение в общую шкалу раздела и ступени. Первый из них предназначен для обозначения плейстоцена, который вполне может быть определен в качестве хронозона. Поэтому раздел как таксон излишен. Ступень даже по определению Проекта, приведенному в ст. III.11, представляет собой региональный горизонт климатостратиграфического обоснования, не имеющий отношения к общей шкале.

**** Неоправдано и введение в общую шкалу акротем и мегатем, единиц сугубо тектоностратиграфического содержания, а также фитем — строматолитовых экзон. И те, и другие должны быть элементами специальной периодизации докембрия.

***** Таким образом, те новации, которые вряд ли исследователей (Ю. Б. Гладенков, В. А. Красилов, И. И. Краснов, В. В. Меннер и др.) пытаются провести в рамках традиционной хроностратиграфической — геоисторической шкалы, автор выносит за пределы последней.

* В общую шкалу звено введено в 1932 г. как отдел четвертичной системы; в 1950 г. решением МСК переведено в безтерминное «общее подразделение четвертичной системы». Термин «звено» введен МСК в 1977 г. с климатостратиграфическим обоснованием, что надо признать ошибочным.

** Примером, как нельзя поступать, служит рекомендация по изменению лимитотипа плейстоцена. Как известно, ИНКВА предложила почти вдвое увеличить объем плейстоцена, опустив его под уровень сапропеля «е» в разрезе Врика, что радикально изменило традиционную геоисторическую концепцию и плейстоцена, и плиоцена.

соглашению, границы номостратонов «гибкие», т. е. непрерывно статистически уточняются по мере накопления данных.

IV.3. В соответствии с двумя аспектами, двумя атрибутивными особенностями времени — длением и направленностью (дискретностью и темпоральностью) — номостратиграфические подразделения разделяются на два подтипа — циклостратиграфические (ритмохронологические) и этапо-стратиграфические (этапохронологические).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гладенков Ю. Б.* Стратиграфическая шкала, событийная стратиграфия, дробные стратиграфические подразделения // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1990. № 1. С. 3—17.
2. *Егоян В. Л.* Тенденции в развитии общей стратиграфии. Статья 1. Квазистратиграфические шкалы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 1. С. 3—13.
3. *Зубаков В. А.* Дискуссионные вопросы стратиграфической классификации и терминологии // Тр. СНИИГИМС. 1969. Вып. 94. С. 43—65.
4. *Зубаков В. А.* Ритмостратиграфические подразделения. — Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
5. *Ковалевский О. П.* Новый Североамериканский стратиграфический кодекс // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 130—135.
6. *Краснов И. И.* Теория палеоклиматической ритмичности и ее значение как основы стратиграфии и картирования четвертичных отложений. — Л.: ВСЕГЕИ, 1969.
7. *Либрович Л. С.* Стратиграфические и геохронологические подразделения. — М.: Госгеолтехиздат, 1954.
8. *Международный стратиграфический справочник* / Под ред. Х. Хедберга. — М.: Мир, 1978.
9. *Меннер В. В.* Общая шкала стратиграфических категорий в свете последних результатов геологических работ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54. Вып. 2. С. 31—48.
10. *Мороз С. А., Оноприенко В. И.* Пространственно-временные аспекты стратиграфии. — Киев: Выща школа, 1988.
11. *Степанов Д. Л., Месезников М. С.* Общая стратиграфия. — Л.: Недра, 1979.
12. *Стратиграфический кодекс СССР* / Под ред. А. И. Жамойды. — Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 2-е изд.
13. *Экостратиграфия. Теория и методы* / В. А. Крайнов, В. А. Зубаков, В. И. Шульдинер, В. И. Ремизовский. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985.
14. *Яркин В. И.* Стратиграфические подразделения и стратиграфический кодекс. Стратиграфическая классификация. — Л.: Наука, 1980. С. 63—76.

Принята редколлегией 29 октября 1990 г.

УДК 551.735/.736:563.12(477)

© В. И. Давыдов, 1992

Расчленение и корреляция верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Донбасса и Преддонецкого прогиба по фузулинидам

В. И. ДАВЫДОВ (ВСЕГЕИ)

Верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения Донбасса и Преддонецкого прогиба представлены чередованием морских и континентальных осадков большой мощности, в которых терригенные континентальные породы разграничены маломощными (0,1—7 м) морскими прослоями, в основном известняками. Известняки индексируются и играют роль маркирующих горизонтов, позволяющих расчленять и коррелировать соответствующие отложения [11]. Постоянная и контрастная смена условий осадконакопления выразилась в том, что известняки относятся к различным фаціальным типам, а заключенные в них остатки фузулинид характеризуются неустойчивым таксономическим составом, часто представлены ассоциациями рекуррентного и колониального (миграционного) типа.

Фузулиниды их верхнего карбона и нижней перми Донбасса и Преддонец-

кого прогиба изучены слабо. Имеется только их монографическое описание из основания верхнего карбона N_5-O_2 [3, 12] и отдельных уровней ассельского яруса [4, 5] Q_8, R_2, S_3 [4, 5]. Фузулиниды из большей части авиловской и араукаритовой свит, отвечающих части касимовского и гжельского ярусов, не изучены. Этот пробел частично восполнен недавно вышедшей публикацией по Преддонецкому прогибу [8], где впервые даны изображения некоторых позднегжельских и ассельских фузулинид. Необходимо также отметить, что расчленение разреза верхнего карбона и нижней перми Донбасса и Преддонецкого прогиба проводилось с учетом закономерностей распределения фузулинид, установленных на Русской платформе и Урале [7, 8], хотя имеющиеся данные указывали на значительное своеобразие позднекаменноугольной и раннепермской фауны Донбасса.

Высказывались предположения о тесной связи этого региона с Тетической областью [11]. Тем не менее эти важнейшие биогеографические данные должной оценки не получили.

Здесь уместно также сказать о несколько одностороннем использовании применительно к Донецкому региону понятия стратотипа. Хотя формально существуют общепринятые типовые разрезы донецких свит, однако в них обычно изучены лишь различные параметры вещественного состава осадков [11]. Биостратиграфическая характеристика выделяемых подразделений, позволяющая определять их возрастной объем и проводить корреляцию с разновозрастными образованиями, дается не по стратотипу, а по обобщенным данным всего Донбасса [8, 11, 13], что является серьезным недостатком. Подобный подход можно было бы принять, если бы было достоверно известно, что все одноименные известняки в пределах Донбасса приурочены строго к одному уровню. Последнее обычно допускается, но строго не доказывается. Считается, что поскольку большинство известняков непосредственно прослежены по латерали, они представляют собой не только литологические, но и хронологические реперы. Биостратиграфические критерии, которые подтвердили или опровергли бы эти допущения, нивелируются обобщением данных по Донбассу.

Существующие сведения по геологии крупных угольных карбоновых месторождений в других регионах свидетельствуют о том, что подавляющее большинство реперных известняков имеют скользящие во времени границы [15]. Есть основания полагать, что это справедливо и в отношении Донбасса. Например, известняк P_2 в типовом разрезе араукаритовой свиты у с. Калиново имеет характеристику, позволяющую сопоставлять его с зоной *Jigulites makbalensis* Дарваза. В нескольких десятках километров юго-западнее у пос. Луганское в балке Карапулька непосредственно прослеженный известняк P_2 по фузулинидовой характеристике относится уже к вышележащей зоне *Schagonella minor* — *Sch. proimplexa* Дарваза, выпадающей из разреза у с. Калиново (рис. 1).

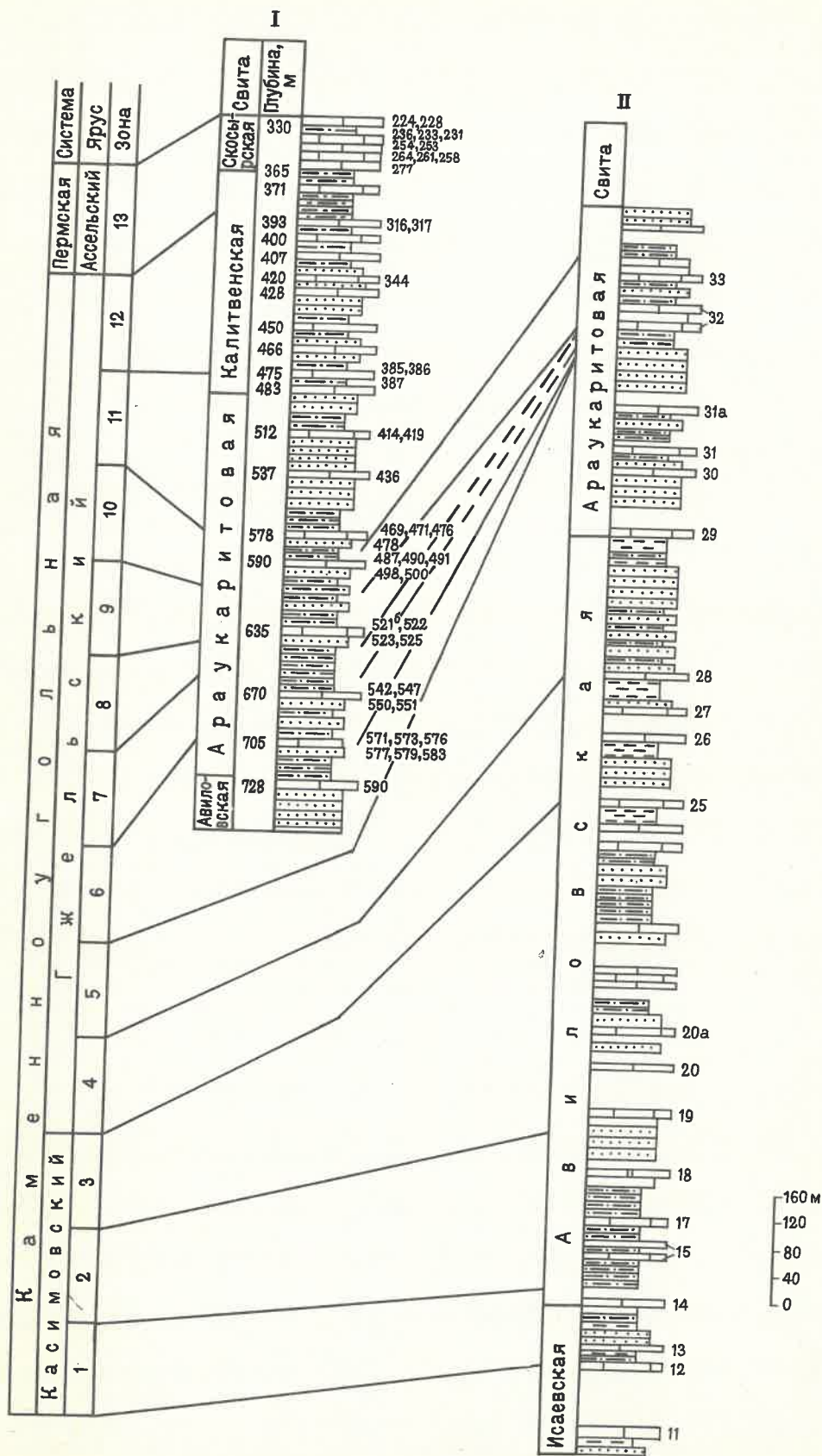
На рисунке приведены зоны по фузулинидам: 1 — *Protriticites pseudomontiparus* — *Obsoletes obsoletus*, 2 — *Montiparus montiparus*, 3 — *Rauserites quasiarcticus* — *R. acutus*, 4 — *Rauserites rossicus*, 5 — *Jigulites makbalensis*, 6 — *Schagonella minor* — *Sch.*

proimplexa, 7 — *Schagonella implexa*, 8 — *Dutkevitchia dastarensis* — *D. bimorpha*, 9 — *Schellwienia krushiensis* — *Sch. bififormis*, 10 — *Schellwienia modesta* — *Zigarella elegans*, 11 — *Daixina* (*Ultradaixina*) *postsokensis*, 12 — *Daixina* (*Ultradaixina*) *postgalowayi*, 13 — *Sphaeroschwagerina vulgaris* — *S. fusiformis*; комплексы фузулинид в разрезе у с. Калиново (по образцам): 11(N_4) — *Neostaffella* cf. *sphaeroidea* (Ehr.), *Quasifusulinoides quasifusulinoides* Raus., *Q. firmus* (Raus.), *Pseudofusulinella subpulchra* (Put.), *Protriticites parvus* Kir., 12(N_5) — *Quasifusulinoides mosquensis* Raus., *Obsoletes fusiformis* Bensch., *O. gapeevi* Kir., *O. biconicus* Kir., *O. callosus* Kir., 13(N_6) — *Obsoletes biconicus* Kir., *O. burkemensis* Vol., *O. paraovoides* Bensch., *O. confusus* Kir., *O. fusiformis* Bensch., *O. curtus* Vol., *O. mirabilis* Kir., *O. minutus* Kir., 14(O_1) — *Quasifusulinoides praecursor* Raus., *Q. fusiformis* Ros., *Protriticites parvus* Kir., *Pr. plicatus* Kir., *Pr. ovatus* Put., *Pr. umbonoreticulatus* Kir., *Obsoletes magnus* Kir., *O. confusus* Kir., *O. paraovoides* Kir., *O. elongatus* Kir., *O. grozdilovae* (M. - Macklay), *O. gapeevi* Kir., *O. callosus* Kir., 15(O_2) — *Fusella elongatissimus* Put., *F. lancetiformis* Put., *Quasifusulinoides fusiformis* Ros., *Quasifusulina eleganta* Shlyk., *Obsoletes gapeevi* Kir., *O. elongatus* Kir., *O. biconicus* Kir., *O. dagmarae* Kir., *O. confusus* Kir., *Triticites* aff. *bellus* Ros., *Tr. rossovskyi* (Kir.), *Montiparus mesopachus* Ros., *M. ex. gr. montiparus* (Ehr. em Moell.), *M. paramontiparus* Ros., *M. umbonoplicatus* Ros., *M. ex. gr. alaicus* Bensch., 17(O_3) — *Quasifusulina eleganta* Shlyk., *Q. longissima* (Moell.), *Obsoletes praemontiparus* Kir., *Triticites calitvici* Put., *Tr. karavanensis* (Bensch.), *Montiparus rhombiformis* Ros., *M. plicatissimus* (Kir.), *M. montiparus* (Ehr. em Moell.), *M. umbonoplicatus* Ros., *M. paramontiparus* Ros., 17a(O_3) — *Triticites* aff. *nanus* Ros., *Tr. adjuncta* (Shlyk.), *Tr. rarus* (Shlyk.), 18(O_4) — *Quasifusulinoides parausiformis* Bensch., *Quasifusulina ex. gr. eleganta* Shlyk., 19(O_4) — *Quasifusulina eleganta* Shlyk., *Q. pseudoelongata* M. - MacLay, *Rauserites dictiophoris* Ros., 20(O_4) — *Rauserites panteleevi* Raus., *R. ex. gr. rossicus* (Schellw.), *R. triangularis* Ros., *R. pseudoarcticus* (Raus.), *R. aff. simplex* (Schellw.), *R. acutus* (Dunb. et Cond.), *R. quasiarcticus* (Sol.), *R. fortissimus* (Raus.), 20a(O_4) — *Rauserites alaicus* (Bensch.), *R. quasiarcticus* (Sol.), *R. aff. rossicus* (Schellw.), *R. elongatissimus* Ros., *R. triangulus* Ros., *R. acutus* (Dunb. et Cond.), 25(O_5) — *Rauserites plicatus* Ros., *R. postarcticus* (Raus.), *R. rossicus* (Schellw.), *Jigulites* aff. *turanicus* Bensch., *J. aff. makbalensis* Dav., *Daixina* sp., 26(O_6) — *Quasifusulina pseudoelongata* M. - MacLay, *Triticites samaricus* Raus., *Rauserites panteleevi* (Raus.), *R. postarcticus* (Raus.), *R. communis* (Raus.), *R. umbus* Ros., 27(O_6) — *Rauserites rossicus* (Schellw.), *Jigulites* cf. *makbalensis* Dav., *Daixina* aff. *angusta* Ros., 28(O_7) — *Rauserites* aff. *mogutovensis* Ros., *R. rossicus* (Schellw.), *R. postarcticus* (Raus.), *Jigulites atypicus* Dav., *J. turanicus* Bensch., *Daixina lalaotwensis* (Sheng), *D. aff. minima* Bensch., *D. privilegiata* (Pant.), *D. markhamatiensis* Dav., 29, 30(P_1) — *Rauserites stuckenbergi* (Raus.), *R. communis* (Raus.), *Daixina* sp., 31(P_2) — *Triticites fusiformis* Bensch., *Tr. minor* Ros., *Rugosofusulina moderata* Raus., *R. valens* Sul., *Schagonella cylindrica* (Sosn.), *Sch. primitiva* Dav., *Sch. aff. procera* (Bensch.), *Sch. minor* Dav., *Sch. ex. gr. proimplexa* Dav., 31a(P_2) — *Biwaella?* aff. *tchelauchiensis* Dav., *Quasifusulina kaspiensis* Scherb., *Schagonella* aff. *orientale* (Bensch.), *Sch. aff. primitiva* Dav., *Sch. minor* Dav., *Jigulites* ex. gr. *dagmarae* Ros., *Paraschwagerina?* *archaica* Lev. et Scherb., *P? yanagidai* Igo., 32(P_3) — *Daixina uralica compacta* Al., *D. magna* (Ros.), *D. vasytkovskiy* Bensch., *D. perfacilis* Al., *Schellwienia corpulenta* (Bensch.), *Sch. aff. ulukensis* (Bensch.), *Sch. callosa* (Scherb.), *Sch. krushiensis* (Al.), *Sch. bififormis* (Bensch.), *Sch. klunnikovii* Dav., *Sch. delicata* (Al.), *Sch. porrecta* (Sjom.), *Sch. malkovskiy* (Ket.), *Sch. singularis* (Sjom.), *Sch. netchaevi* Dav., *Sch. lata* (Al.), 33(P_4) — *Schagonella implexa*

(Bensh), *Daixina perfacilis* Al., *D. scherbovichae laevis* Al. et Pol., *D. uralica compacta* Al., *Schellwienia modesta* (Scherb.), *Sch. plicatissima* (Bensh), *Sch. tenuiseptata* (Scherb.), *Sch. glandiformis* (Al.), *Sch. aff. netchaei* Dav., *Sch. delicata* (Al.), *Sch. krushiensis* (Al.), *Sch. schlesingeri* (Scherb.), *Quasifusulina longissima* (Moell.); комплексы фузулиид в разрезе скв. 4199 (по образцам): 590("O₂") — *Rugosofusulina serrata* Raus., *R. elliptica* Ros., *R. flexuosa* Ros., *R. aktjubensis* Raus., *R. ovoides* Bensh., 571, 583("P₁") — *Quasifusulina pseudoelongata* M. MacLay, *Rugosofusulina serrata* Raus., *R. paratioralis* Sul., *R. likana* Koch. — Dev., *R. moderata* Raus., *R. pandae* Vol., *R. latoralis* Raus., *R. triticitiformis* Vol., *Schagonella cylindrica* (Sossn.), *Sch. orientale* (Bensh), *Sch. aff. implexa* (Bensh), *Sch. egregia* (Shlyk.), 542—551("P₂") — *Rugosofusulina moderata* Raus., *R. postprisca* Bensh, *R. brevis* Lev. et Scherb., *R. pulchella* Raus., *R. serrata* Raus., *R. vacua* Vol., 521—525("P₃") — *Bitwaella* ex gr. *omiensis* Mor. et Is., *Quasifusulina kaspensis* Scherb., *Rugosofusulina moderata* Raus., *R. latoralis* Raus., *R. serrata* Raus., *Schellwienia immutabilis* (Scherb.), *Sch. arctica* (Schellw.), *Sch. oblonga* (Bensh), *Sch. plana* (Is.), *Sch. delicata* (Al.), *Sch. bifurmis* (Bensh), *Sch. schlesingeri* (Scherb.), *Sch. singularia* (Sjom.), *Sch. jakshoensis* Dav., *Sch. iohchiensis* Dav., *Sch. malkovskiyi* (Ket.), 487—500("P₄") — *Quasifusulina kaspensis* Scherb., *Schagonella implexa* (Bensh), *Sch. uralensis* (Ros.), *Sch. orientale* (Bensh), *Sch. procera* (Bensh), *Sch. amplissima* Dav., *Dutkevitchia minioensis* Dav., *D. dastarensis* (Bensh), *Daixina perfacilis* Al., *D. compacta* Al., *D. siaturensis* Grozd., *D. scherbovichae laevis* Al. et Pol., *D. transitoria* Al. et Pol., *D. kuvandykensis* Dav., *Schellwienia krushiensis* (Al.), *Sch. aktjubensis* Dav., *Sch. sophiae* (Grozd.), *Sch. excessa* (Al.), *Sch. aff. amushanensis* (Sheng), *Sch. applicata* Al.), *Sch. malkovskiyi* (Ket.), *Sch. aff. modesta* (Scherb.), 469—478("P₅") — *Quasifusulina cayeuxi* (Deprat), *Q. paracompacta* Chang, *Rugosofusulina brevis* Lev. et Scherb., *Schagonella jainae* (Scherb.), *Schellwienia malkovskiyi* (Ket.), *Sch. modesta* (Scherb.), *Sch. tenuiseptata* (Scherb.), *Sch. oblonga* (Bensh), *Sch. ulukensis* (Bensh), *Sch. glandiformis* (Al.), *Sch. immutabilis* (Scherb.), *Sch. krushiensis* (Al.), *Sch. posterior* (Bensh), *Sch. bucharchensis* Dav., *Sch. klunnikovii* Dav., *Sch. arctica* (Schellw.), *Occidentoschwagerina ancestralis* Ehl., *O. aff. kisilkiensis* Dav., *O. chatcalica* Bensh, *O. alpina* (Kahl. et Kahl.), *O. aff. fortificata* Raus., *O. aff. sarykumensis* Scherb., 436("P₆") — *Schellwienia applicata* (Al.), *Sch. modesta* (Scherb.), *Sch. malkovskiyi* (Ket.), *Sch. singularia* (Sjom.), *Sch. posterior* (Bensh), *Sch. krushiensis* (Al.), *Sch. porrecta* (Sjom.), *Occidentoschwagerina kisilkiensis* Dav., *Schwagerina ossinovkensis* (Scherb.), *Schw. aff. hiconica* (Scherb.), 414, 419("P₇") — *Rugosofusulina jurbitanensis* Kosh., *R. directa* Bensh, *R. paravallida* Bensh, *R. stabilis* Raus., *R. restricta* Sjom., *Schagonella egregia* (Shlyk.), *Sch. singularia* Dav., *Schellwienia modesta* (Scherb.), *Sch. parasecalicus* (Chang), *Sch. ulukensis* (Bensh), *Sch. aff. bornemani* (Lev. et Scherb.), *Sch. plana* (Is.), *Sch. sakmarensis* (Ros.), *Sch. oblonga* (Bensh), *Sch. glandiformis* (Al.), *Sch. malkovskiyi* (Ket.), *Sch. callosa* (Scherb.), *Sch. porrecta* (Sjom.), *Schwagerina aff. ossinovkensis* (Scherb.), *Pseudofusulinoides hovunensis* Dav., *Ps. pensus* (Grozd.), 385, 387("Q₂") — *Dutkevitchia dastarensis* (Bensh), *D. ex gr. expansa* (Lee), *Licharevites ex gr. ingloria* (Bensh), 344("Q₅") — *Quasifusulina paracompacta* Chang, *Schwagerina ossinovkensis* (Scherb.), *Schw. cf. biconica* (Scherb.), 316, 317("Q₆") — *Boultonia willsi* Lee, *Rugosofusulina restricta* Sjom., *R. paravallida* Bensh, *R. paracompacta* Sul., *Dutkevitchia distincta* (Bensh), *D. bimorpha* (Bensh), *D. pandzhienis* Dav., *D. tachigrada* (Bensh), *Daixina (Ultradaxina) postgallowayi* Dav., *D. (U.) postgallowayi* Bensh, *D. (U.) bosbytayensis* Bensh, *Schellwienia porrecta* (Sjom.), *Sch. kushanica* (Lev. et Scherb.), *Sch. komiensis* (Grozd.), *Sch. parasecalicus*

(Chang), *Sch. diafana* (Bensh), *Occidentoschwagerina chatcalica* Bensh, *Licharevites fornicatus* (Kam.), *Schwagerina biconica* (Scherb.), *Pseudofusulinoides orenburgensis cognata* (Ket.), *Ps. prolata* (Ket.), *Ps. kljasmica* (Sjom.), *Ps. postpusilla* (Bensh), *Ps. olkensis* Dav.; скопы-ская свита: 277 — *Boultonia willsi* Lee, *Dutkevitchia darvasica* Dav., *D. ljangariensis* Dav., *Dutkevitchia complicata* (Schellw.), *D. kargalensis* (Raus.), *D. ruzhenzevi* (Raus.), *D. pandzhienis* Dav., *D. devexa* (Raus.), *Zigarella elegans* (Bensh), *Z. inconstans* (Scherb.), *Z. paraorvinensis* (Bensh), *Z. zarjajae* (Pol.), *Z. panjiensis* (Lev. et Scherb.), *Z. gregaria* (Lee sensu Raus.), *Licharevites esetensis* Dav., *L. inglorius* (Bensh), *L. paranitidus* (Bensh), *L. sartauensis* Dav., *L. paraprimeava* (Pol.), 261, 264 — *Rugosofusulina beljaensis* Sul., *Zigarella aff. exuberata* (Lev. et Scherb.), *Schwagerina typica* (Scherb.), *Schw. macra* (Sham.), *Schw. gracilis* (Sjom.), *Schw. exuberata* (Sham.), *Schw. pseudokrotoiwi* (Sjom.); *Schw. elliptica* (Vol.), *Schw. primitiva* (Sham. et Scherb.), *Schw. differta* (Sham.), *Rugosohusenella bicornis* (Chang), 258 — *Rugosofusulina arianica* Lev. et Scherb., *R. stabilis* Raus., *Sphaeroschwagerina fusiformis* (Krot.), 253, 254 — *Schwagerina gracilis* (Sjom.), *Schw. gareckiyi* (Scherb.), *Schw. diserta* (Scherb.), *Sphaeroschwagerina shamovi primitiva* (Lev. et Scherb.), *S. salomatiensis* (Dobr.), *S. moelleri* (Raus.), *S. vulgaris aktjubensis* (Scherb.), *S. ashensis* (Scherb.), *S. aff. buzulukensis* (Dobr.), 224—236 — *Rugosofusulina subundulata* Sjom., *R. stabilis* Raus., *R. directa* Bensh, *R. arianica* Lev. et Scherb., *Dutkevitchia ruzhezevi* (Raus.), *D. fallax* (Scherb.), *D. tachygrada* (Bensh), *Schwagerina nux* (Schellw.), *Schw. versabile* (Bensh), *Schw. sphaeroidea* (Raus.), *Schw. caudata* (Raus.), *Schw. globulus* (Raus.), *Zigarella galinae* (Vol.), *Z. postcallosa* (Bensh), *Z. nibelensis* (Vol.), *Z. panjiensis* (Lev. et Scherb.), *Z. aff. pseudopointeli* (Raus.), *Z. explicata* (Lev. et Scherb.), *Pseudofusulinoides antropovi* (Malk.), *Ps. kljasmica* (Sjom.), *Ps. olkensis* Dav., *Ps. impercepta* (Jag.), *Ps. ikensis* (Dobr.), *Sphaeroschwagerina gerontica* (Scherb.), *S. moelleri* (Raus.), *S. confinii* (Kahl. et Kahl.).

Все сказанное относительно возрастного скольжения маркирующих известняков в Донбассе пока нельзя считать строго доказанным, однако проблема синхронности границ одноименных прослеженных известняков заслуживает самого пристального внимания. Первым шагом для ее решения является определение на основании монографического изучения фауны точных возрастных объемов региональных стратиграфических подразделений Донбасса в типовых разрезах. Сейчас такие исследования проведены для серпуховско-нижнебашкирского диапозона. По-видимому, совокупность перечисленных причин и обуславливает существующее разнообразие воззрений на расчленение и корреляцию верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Донбасса и Преддонецкого прогиба. Не вдаваясь в подробное описание и анализ всех вариантов, перечислим лишь основные. Границу среднего и верхнего карбона разными авторами предлагалось проводить по известнякам N₂, N₃, N₄, N₅ и O₁. Граница касимовского



и гжельского ярусов перемещалась от известняка O_5 до P_1 , а карбона и перми — от известняка P_4 до Q_8 . Столь же разноречивы и представления о зональном расчленении указанных толщ.

В данной статье использованы материалы, полученные Каменноугольной партией ВСЕГЕИ в 1986 г. при изучении типовых разрезов региональных подразделений верхнего карбона обнаженной части Донбасса, свит N , O , P у с. Калиново, с. Луганское, в балке Табунческий Яр. Индексация встреченных в разрезах известняков установлена по детальным схемам, составленным И. А. Макаровым [11]. Кроме того, дополнительно изучены образцы из опорной скв. Скосырская-4199 Преддонецкого прогиба, которые хранятся в ЦНИГРмзее им. Ф. Н. Чернышева (коллекция № 12098). Нумерация образцов соответствует принятой в монографии [8]. Коллекция с ориентированными сечениями фузулинид из разрезов у с. Калиново и скв. 4199 насчитывает более 1500 шлифов. Поскольку эти разрезы охватывают разные стратиграфические интервалы, сначала дается характеристика фузулинидовых ассоциаций по калиновскому разрезу, затем по скв. 4199 (см. рис. 1).

В известняке разреза Калиново комплекс фузулинид, включающий *Quasifusulinoides* и *Protriticites*, однозначно указывает на принадлежность его к верхней половине мячковского горизонта московского яруса (песковская толща) Русской платформы [7]. Следующая ассоциация, характеризующая зону *Protriticites pseudomontiparus* — *Obsoletes obsoletus* касимовского яруса, приурочена к известнякам N_5^1 , N_5^2 и O_1 . Ее отличительная особенность — присутствие разнообразных обсолетесов, протритицитесов и квазифузулиноидесов. Известняки O_1^1 , O_1^2 и O_2 содержат виды, позволяющие надежно сопоставлять их с зоной *Montiparus montiparus*. Известняки O_3 , O_4 , O_4^1 , O_4^2 параллелизуются с зоной *Rauserites quasiarcticus* — *R. acutus* стандартной шкалы. В первом из них найдены только квазифузулины, в остальных встречен богатый комплекс, позволяющий провести надежную корреляцию.

В известных O_5 , O_6 и O_6^1 происходит

отчетливая смена фузулинид, характеризующаяся появлением группы *Rauserites rossicus* (Schellw.), первых даиксин, жигулитесов, аналогичных тем, которые известны в гжельских зонах *Daixina fragilis* Южного Урала и *Rauserites rossicus* Дарваза (рис. 2; см рис. 1) [1, 9]. В вышележащем известняке O_7 Донецкого разреза комплекс фузулинид примерно такой же, как и в известняке O_5 , но здесь отмечаются эволюционно более развитые *Daixina markhamatiensis* Dav., *D. lalaotuenensis* (Sheng). В известняке P_1 обнаружены только виды рекуррентного типа позднекасимовско-раннегжельского облика. Ассоциация фузулинид в известняке P_2^1 представлена шагонеллами, редкими ругозофузулинами, тритицитами. Их видовой состав позволяет сопоставить его, а также O_7 с зоной *Jigulites makbalensis** Дарваза и зоной *Daixina crispa* Южного Урала.

Известняк P_2 разреза Калиново содержит оригинальную ассоциацию фузулинид, основу которых составляют *Paraschwagerina* (?) *archaica* Lev. et Scherb., и ряд других видов, которые на Дарвазе встречены также в зоне *Jigulites makbalensis*.

Более высокие слои гжельского разреза представлены в скв. 4199 на глубине 703—728 м, где комплекс включает ругозофузулины и редкие шагонеллы, характеризующие на Дарвазе зону *Schagonella minor* — *Sch. proimplexa*. Вышележащие известняки P_3 и P_4 Донбасса содержат своеобразный комплекс фузулинид, основу которого составляют так называемые шельвинии, редкие даиксины. Их присутствие однозначно указывает на соответствие вмещающих отложений верхней половине зоны *Daixina sokensis* Русской платформы, зонам *Daixina vasylovskyi* Южного Урала и *Schellwienia modesta* — *Zigarella elegans* Дарваза. Следует отметить, что известняки P_3 и P_4 Донбасса содержат практически одни и те же виды, т. е. могут быть отнесены к одному возрастному диапазону.

Если оценить возраст известняков от

* Ранее зона называлась *Jigulites altus*. Индекс зоны изменен в связи с более высоким стратиграфическим положением вида *Jigulites altus* на Южном Урале (зона *Daixina vasylovskyi*).

[illegible]

P_1 до P_4 относительно последовательности зональных подразделений Дарваза, то оказывается, что, по крайней мере, трем зонам гжельского яруса Дарваза (*Schagonella implexa*, *Dutkevitchia dastarensis* — *D. bimorpha*, *Schellwienia biformis* — *Sch. krushiensis* [1]) в разрезе Калиново соответствует диапазон между известняками P_2 и P_3 мощностью около 100 м, который слагают грубозернистые песчаники и гравелиты (см. рис. 1). Вероятнее всего, перечисленные зоны Дарваза выпадают из донецкого разреза. Выводы о наличии перерыва в верхнекаменноугольных отложениях Донбасса ранее уже высказывал И. Ю. Лапкин [6]. И хотя перерыв предполагался на другом уровне — между известняками P_4 и P_5 , — сама идея подтверждается изложенным материалом. Косвенно на неполноту разреза араукаритовой свиты в интервале известняков P_1 — P_4 указывают и данные палеомагнитных исследований (рис. 3). [2].

В качестве доказательства сделанных выводов можно привести также данные по разрезу скв. 4199, где присутствуют и хорошо охарактеризованы зональные подразделения, выпадающие из разреза Донбасса. На глубине 705 м в самой кровле известняка " P_1 "* встречены виды группы *Schagonella implexa* (*Benesh*), что позволяет относить эти и вышележащие отложения к одноименной зоне Дарваза (см. рис. 2). В известняке " P_2 " на глубине 669—674 м фузулиниды имеют угнетенный облик фауны рекуррентного типа. Этот интервал сопоставляется с зоной *Schagonella implexa* условно. На глубине 630—632 м в известняке " P_3 " найдены фузулиниды (см. рис. 1), позволяющие сопоставлять его с зонами *Dutkevitchia dastarensis* — *D. bimorpha* и *Schellwienia biformis* — *Sch. krushiensis* Дарваза. Ряд фузулинид свойствен зоне *Dixina epornis* Южного Урала [9]. Таким образом, указанный диапазон разреза скв. 4199 заметно древнее, чем известняк P_3 разреза Калиново.

На глубине 593—589 м разреза скв. 4199 в известняке P_4 встречены фузулиниды, очень близкие по таксономическому составу видам из известняков P_3 и P_4 разреза Калиново (см. рис. 1) и соответственно указывающие на их одновозрастность (см. рис. 2). В известняке P_5 на глубине 577—579 м комплекс фузулинид представлен видами, многие из которых известны и в подстилающих отложениях. Здесь же обнаружены многочисленные окцидентошвагеринины и хотя не все они могут быть точно идентифицированы, их общий состав указывает на соответствие вмещающих отложений зоне *Daixina (Ultradaixina) postsokensis* Южного Урала и Дарваза [1, 9]. В интервале глубин 537—538 м (известняк P_6 и 511—512 м (известняк P_7)) распространен примерно такой же комплекс, включающий и единичные окцидентошвагеринины. Характерны также виды, известные из зоны *Daixina (Ultradaixina) postsokensis* и вышележащих отложений ассельского яруса.

Известняки Q_2 и Q_5 , располагающиеся на глубине 475 и 422 м, содержат обедненную ассоциацию фузулинид. В ряде работ из известняков Q_1 и Q_2 определены сферошвагеринины [8, 13], в частности, виды-индексы зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris* — *S. fusiformis*. На последнем коллоквиуме по фузулинидам из пограничных отложений карбона и перми (г. Ленинград, январь 1989 г.) большинство микропалеонтологов признали принадлежность этих форм к группе "*Paraschwagerina*" *ingloria Benesh* (под *Licharevites Davydov*, 1987). В известняке Q_9 на глубине 393—394 м обнаружена богатая ассоциация фузулинид, представленная видами ультрадаиксин, окцидентошвагерин, лихаревитесов, ругозофузулин, дуткевичий, шельвиний, псевдофузулиноидесов. Интервал разреза от известняка Q_2 до примерно Q_9 соответствует зоне *Daixina (Ultradaixina) postgallowayi*, на что указывает присутствие вида-индекса, а также очень характерных лихаревитесов, появляющихся в Карачатыре и на Южном Урале в верхней половине названной зоны [9, 10] и выше.

* Индексы известняков от O_8 до P_3 взяты в кавычки, т. к. их возраст не соответствует возрасту одноименных известняков типового размера Калиново араукаритовой свиты P .

Рис. 2. Схема сопоставления верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми Донбасса и Преддонецкого прогиба с одновозрастными отложениями Южного Урала, Дарваза и Русской платформы (в схеме зонального деления Южного Урала: I — разрез Никольский, II — разрез Айдаралаш)

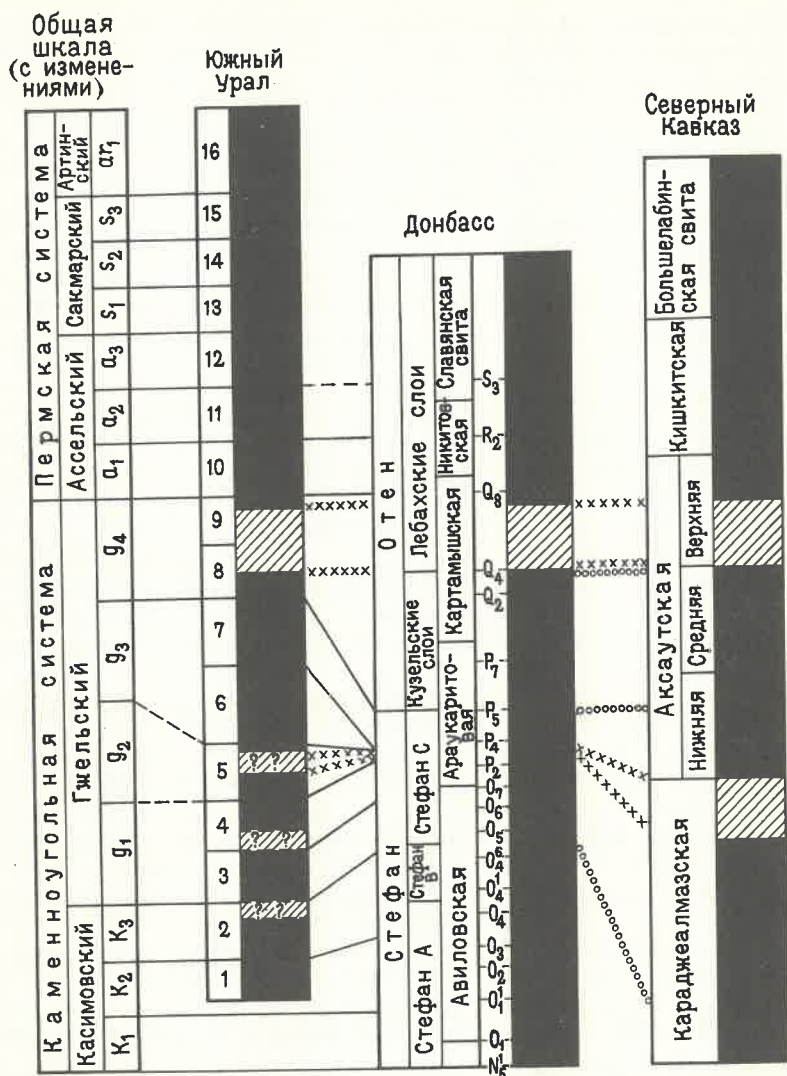


Рис. 3. Корреляция разрезов верхнего карбона и нижней перми Южного Урала, Донбасса и Северного Кавказа по биостратиграфическим и палеомагнитным данным:

1 — зоны обратной (а) и прямой (б) намагниченности; корреляция по: 2 — микрофаунистическим (а — достоверная, б — предполагаемая), 3 — флористическим, 4 — палеомагнитным данным

Положение границы между зонами *Daixina* (*Ultradaixina*) *postgallowayi* и *Sphaeroschwagerina vulgaris* — *S. fusiformis* остается несколько неопределенным. Первые сферосвагеринины появляются в разрезе скв. 4199 в 10 м выше основания скоырской свиты на глубине 353 м (см. рис. 1). Чуть выше (на глубине 351 м) они представлены уже разнообразными и довольно развитыми видами, характеризующими верхнюю половину зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris* — *S. fusiformis*. В подошве скоырской свиты среди многочисленных зигарелл, шельвиний, ругозофузулин, дуткевичий и других встре-

чены также *Licharevites inglorius* (Bensh), *L. esetensis* Dav., *L. sartauensis* Dav., маркирующие на Дарвазе, в Карачатыре и на Южном Урале основание зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris* — *S. fusiformis*. Исходя из того, что первые лихаревитесы появляются еще в известняке Q_2 , нижняя граница этой зоны условно проведена по известняку Q_9 . Граница между зонами *Sphaeroschwagerina vulgaris* — *S. fusiformis* и *Sphaeroschwagerina moelleri* — *Schwagerina fecunda* [8] проходит в скв. 4199 на глубине 330 м и определяется по появлению псевдошва-

герин, *Paraschwagerina mukhamedjaro-vi* R a u s. Верхняя зона ассельского яруса принята в ранее установленном объеме [8].

Полученные данные позволяют пересмотреть некоторые представления о корреляции морских и континентальных отложений стандартных шкал Русской платформы и Западной Европы. Необходимо обратить внимание на совпадение границ подразделений, установленных по флоре [14] и фауне фузулинид. Граница вестфала и стефана совпала с рубежом между московским и касимовским ярусами. Граница стефана А и стефана В соответствует границе зон *Montipagus montipagus* и *Rauserites quasiarcticus* — *R. acutus*, а граница между стефаном В и С — границе между касимовским и гжельским ярусами (см. рис. 2). Нижняя граница отэна совпадает с основанием зоны *Daixina bosbytauensis* — *D. robusta*.

На основании изложенного можно отметить следующее.

В разрезах верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми Донбасса и Преддонецкого прогиба последовательность смены фузулинидовых ассоциаций отвечает закономерностям, ранее установленным в Тетической провинции (Дарваз, Южная Фергана, Южный Урал). Ареал распространения тетической морской фауны в позднем карбоне и ассельском ярусе, безусловно, охватывает Донбасс и Преддонецкий прогиб.

В региональном типовом разрезе верхнего карбона Донбасса граница между московским и касимовским ярусами проходит между известняками N_4 и N_5^1 . Нижняя граница гжельского яруса прослеживается в основании известняка O_5 . Граница между гжельским и ассельским ярусами в соответствии с последними решениями пленума комиссий МСК по каменноугольной и пермской системам (г. Ленинград, июнь 1990 г.) проходит по известняку Q_9 , хотя ее положение остается несколько условным.

Совпадение границ подразделений, установленных по фузулинидам и флоре, отражает их общий событийный характер. В смене ассоциаций этих двух групп органических остатков указанные события выражены с разной отчетливостью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Давыдов В. И. Зональные подразделения верхнего карбона Юго-Западного Дарваза // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 3. С. 41—57.
2. Давыдов В. И. К уточнению положения границы карбона и перми в Донбассе и на Северном Кавказе по палеомагнитным данным // Сов. геология. 1986. № 12. С. 74—76.
3. Киреева Г. Д. Новые виды фузулинид из известняков свит C_2^1 и C_2^2 Донецкого бассейна // Мат-лы по стратиграфии и палеонтологии Донецкого бассейна. М., 1950. С. 193—218.
4. Киреева Г. Д. Некоторые экологические морфы швагерин Бахмутской котловины Донецкого бассейна // Вопросы микропалеонтологии. 1958. № 2. С. 91—104.
5. Киреева Г. Д., Шамаев М. И. Первая находка фузулинид в картамышской свите Донецкого бассейна // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 40. Вып. 4. С. 61—66.
6. Лапкин И. Ю. О скрытом перерыве между отложениями карбона и перми в Донецком бассейне // Докл. АН СССР. 1970. Т. 103. № 3. С. 666—668.
7. Махлина М. Х., Куликова А. М., Никитина Н. А. Строение, биостратиграфия и палеогеография верхнего карбона Московской синеклизы // Стратиграфия, палеонтология и палеогеография карбона Московской синеклизы. 1979. С. 25—69.
8. Опорный разрез пограничных слоев карбона и перми юга Восточно-Европейской платформы // Отв. ред. Д. Л. Степанов // Тр. МСК. 1983. Т. 12.
9. Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии // Б. И. Чувашов, Э. Я. Левен, В. И. Давыдов и др. — М.: Наука, 1986.
10. Попов А. В., Давыдов В. И., Коссовая О. Л. Стратотипы и фауна унифицированных горизонтов верхнего карбона и нижней перми Средней Азии. Л., 1987. Деп. в ВИНТИ, № 2434-В-87.
11. Путеводитель экскурсий по Донецкому бассейну. — М., 1975.
12. Пугря Ф. С. Фораминиферы и стратиграфия верхнекаменноугольных отложений восточной части Донецкого бассейна // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым. Ростов-на-Дону, 1940. Сб. 9. С. 3—146.
13. Редичкин Н. А. Новые данные о распространении швагеринии в основании ассельского яруса Преддонецкого прогиба // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 5. С. 1206—1210.
14. Шеголев А. К., Козицкая Р. И. Палеонтологическое обоснование проекта стандартной шкалы верхнего карбона Европы и Средней Азии // Верхний карбон СССР. Тр. МСК. 1984. Т. 13. С. 107—113.
15. Julivert M. Paleogeographic and tectonic evolution of the Iberian Massif during Carboniferous time // Neuvieme Congres International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifere. Compte rendu. 1984. Vol. 1. P. 49—68.

Принята редколлегией 24 сентября 1990 г.

Строение, развитие и нефтегазоносность континентальных окраин

И. М. МИРЧИНК, Ю. Н. ГРИГОРЕНКО, Т. А. АНДИЕВА, О. И. СУПРУНЕНКО (ВНИГРИ)

Начиная с 50-гг. Мингео СССР проводит систематическое изучение геологического строения и нефтегазоносности морей СССР. Максимальные объемы морских геолого-геофизических работ выполнялись в 70-е годы, когда эти исследования проводились в морях страны, а также в отдельных районах Мирового океана. Наряду с региональным изучением были проведены работы поискового этапа, в т. ч. бурение на нефть и газ. С 1978 г. Мингео СССР на морях страны и в Мировом океане, включая моря Антарктиды, проводит лишь региональные геолого-геофизические работы. В НИИ и НПО выполняются исследования по разработке теоретических и методических основ морской нефтяной геологии, созданию геологической основы прогноза и осуществлению прогнозных оценок перспектив нефтегазоносности крупных субаквальных областей, анализируются результаты морских нефтегазопоско-вых работ страны и за рубежом.

Результаты геолого-геофизических работ свидетельствуют о разнообразии геологических условий в пределах морей страны, входящих в систему разнотипных континентальных окраин (КО) Евразии. Это способствует созданию универсальной нефтегеологической концепции, позволяющей провести сравнительную оценку нефтегазового потенциала акваторий. В настоящее время намечилось три основных подхода к проблеме нефтегазоносности КО. Согласно первому из них (М. Ф. Двали и др., 1975 г.), в характере нефтегазоносности наземных и субаквальных бассейнов не существует принципиальных различий. Вторая группа исследователей (И. С. Грамберг, А. А. Геодакян, В. Я. Троцюк и др., 1982—1990 гг.) признает существенную специфику нефтегазоносности подводных осадочных бассейнов, основываясь при этом преимущественно на геохимических данных по осадочному чехлу

Мирового океана. Третий подход последовательно развивается специалистами ВНИГРИ в рамках учения о КО.

Изучение зон сочленения континентов и океанов показывает, что континентальные шельфы и склоны, окраинные моря, обрамляющие материки, служат участками активного взаимодействия последних с океанами. Эти зоны обладают своеобразием, выражающимся на литосферном и коровом уровнях, в условиях формирования осадочного слоя, в геотермальных, структурных и других особенностях, что несомненно сказывается на специфике их нефтегазоносности. К наиболее важным особенностям КО относятся: 1) сложное сочетание и переплетение в их пределах свойств, разделяемых ими глобальных объектов — континентов и океанов, в т. ч. широкое распространение промежуточных типов земной коры (субконтинентального и субокеанического) [10]; 2) закономерное изменение типов окраин в соответствии с эволюционными преобразованиями в системе «континент—океан» [1, 2, 13]; 3) формирование геоструктур, не имеющих прямых аналогов во внутриконтинентальных или собственно океанических областях [10]; 4) широкое проявление рифтогенеза и относительно повышенная проницаемость литосферы [1, 7, 10, 13]; 5) приоритетная роль в формировании осадочной оболочки Земли вследствие существования здесь условий для постоянного и в целом интенсивного осадконакопления [1, 2, 5, 13]; 6) влияние морской и океанической гидросферы, обеспечивающее периконтинентальную седиментацию и повышенную мористость разрезов; 7) возникновение на каждой из стадий эволюции разветвленной системы осадочных бассейнов с развитой нефтегазоносностью осадочного слоя [1, 13].

Учение о КО содержит три главных аспекта: историко-геодинамический, содержанием которого является этапность

и стадийность эволюции КО в связи с развитием континентально-океанической системы; структурный, выделяющий разные типы геоструктур, возникающих на окраинах; нефтегеологический, определяющий закономерности нефтегазоносности окраин в соответствии с предыдущими аспектами.

Синтезированный ряд эволюции окраин включает следующие основные этапы: рифтовый (предшествующий), ранне- и синокеанический с формированием пассивных и активных окраин, переходный (средиземноморский) и завершающий. Мы выделяем две главные линии эволюции. Одна из них соответствует полному циклу раскрытия и закрытия океана (от раскола и расхождения до схождения и коллизии континентов — цикл Уилсона). Другая линия эволюции свойственна окраинам материков, обращенным к постоянно существующему Тихому океану. Здесь выпадает средиземноморский этап, а результатом последнего (к настоящему времени) этапа, которого достигли окраины Американских континентов, также является образование орогена, но расположенного на краю континента и состоящего преимущественно из серии аккреционных блоков.

Тектоническая специфика КО может быть раскрыта через представление о краевых объектах (О. А. Вотах, 1976, 1979). Системы краевых объектов составляют внешние части КО. Внутренняя часть окраин пассивного типа приурочена к структурам предшествующего этапа, претерпевшим определенные изменения в процессе развития краевой системы, тогда как в пределах ее ранее существовавший структурный план испытывает принципиальную перестройку. На активных окраинах внутренняя часть содержит тектонические элементы, остающиеся или формирующиеся в тылу при смещении краевой системы в сторону океана и отражающие стадийность развития окраины. Таким образом, КО — совокупность геоструктур, возникающих, формирующихся и преобразующихся в другие виды в процессе развития каждой конкретной континентально-океанической системы. Следовательно, тектоническая роль окраин заключается в разрушении старых и создании новых континентальных структур.

Различия современных КО по типам, условиям и времени заложения, по дли-

тельности развития определяют наблюдаемое разнообразие видов геоструктур и связанных с ними осадочных бассейнов (таблица). В области современных КО, т. е. окраин, находящихся на ранне- и синокеаническом этапах развития, мы выделяем несколько типов геоструктур, образующих краевые системы: краевые плиты и периконтинентальные прогибы на пассивных окраинах, системы глубоководных океанических желобов, островных дуг и мегавпадин (задуговых впадин) на активных окраинах. В тыловых частях активных окраин выделяются кайнозойские складчатые системы и квазиплиты (эпимезозойские плиты) [8, 10]. В зависимости от положения краевых структур относительно срединно-океанического хребта они могут быть подразделены на параллельный, торцевой и трансформный виды, отличающиеся особенностями строения [10]. На переходном этапе сохраняются отдельные элементы краевых систем, особенно крупные мегавпадины (Южно-Каспийская, Черноморская, Тирренская и др.). На этом этапе формируются и обширные депрессии: узловые синеклизы типа Мексиканского залива, объединяющие в едином ареале мегавпадину и периконтинентальный прогиб пассивной окраины предшествующего этапа, а также зоны опусканий, т. е. погружений платформенных синеклиз в молодые и остаточные океанические бассейны (Сахаро-Восточно-Средиземноморская). Перечисленные виды геоструктур КО преимущественно субаквальные. Роль названных тектонических элементов возрастает от синокеанического этапа развития к завершающему (с возникновением орогенических структур).

Выполненный нами анализ строения нефтегазоносных и перспективных бассейнов КО и внутриконтинентальных областей в сопоставлении с общей тектонической ситуацией рассматривавшихся регионов позволил основательно дополнить существующие представления об эволюционном ряде осадочных бассейнов [1, 2, 3, 13]. Предшествующие классификации не учитывали в должной мере структуры средиземноморского этапа, а также многообразие осадочных бассейнов активных окраин.

Способствуя развитию учения о КО и анализируя как общие, так и регио-

Характеристика нефтегазовых объектов регионального значения в цикле развития континентально-океанических систем

Типы НГБ	НГБ	Число проанализированных объектов	Распределение по рангу***			Плотности размещения ресурсов, тыс.т/км ² *		Соотношение жидких и газообразных УВ
			Мегапровинции	Провинции	Области	Диапазон изменений	Средние значения	
Рифтовый этап								
Рифты и связанные с ними континентальные grabены	Красноморский, Аденский, Суэцкий залив	3	—	1(1)	2(1)****	20—50	35(2)****	Преобладают ресурсы нефти
Раннеокеанический этап								
Краевые плиты	Норвежский,	13	2(1)	11(11)	—	10—98,2	37(12)	Близкие ресурсы жидких и газообразных УВ
параллельный	Северо-Американский и др. краевых плит,	9	1(—)	8(8)	—			
торцевой	Лаптевский	4	1(1)	3(3)	—			
Прогибы и впадины эпимезозойских квазиплит**	Южно-Чукотский	8	1(—)	7(7)	—	5,6—31	18,3(7)	
Синокеанический этап								
Периконтинентальные прогибы пассивных окраин	Карнарвон, Сержини-Алагоас, Кванза-Камерунский	14	—	3(1)	11(11)	6,6—117,8	39,1(12)	Попеременно преобладают ресурсы нефти и газа
Фронтальные (пред- и межгорные) прогибы островодужных активных КО	Акита-Ниигата, Центральнофилиппинский (Визаян)	17	—	7(1)	10(9)	5,4—13,4	7,5(10)	
Внутренние прогибы островодужных активных КО:								
«пассивные» участки	Восточно-Китайскоморский, Саравакский	13	—	8(7)	5(4)	6—51,5	19(11)	
тыловые и синклинозные прогибы	Восточно-Калимантанский, Таранаки	17	—	8(8)	9(9)	7,1—94,8	28,5(17)	Преобладают ресурсы нефти
приокеанические прогибы активных КО	Прибрежно-Колумбийский, Притихоокеанский, Вентура-Санта-Барбара	14	—	3(1)	11(11)	6,6—117,8	39,1(12)	Преобладают ресурсы нефти
Переходный этап								
Узловые синеклизы	Мексиканского залива	1	1	—	—	52,2	52,2(1)	Преобладают ресурсы нефти
Краевые прогибы	Ориноцкий, Средне-Индский	13	2(2)	8(5)	3(1)	25—151	39,8(8)	Попеременно преобладают ресурсы газа и нефти
Мегавпадины:								Преобладают ресурсы нефти
Тирренская	Северо-Эгейский,	1	—	—	1			
Южно-Каспийская	Алжиро-Прованский	5	—	4(2)	1(1)	14—36,5	21,6(3)	

Типы НГБ	НГБ	Число проанализированных объектов	Распределение по рангу***			Плотности размещения ресурсов, тыс. т/км ² *		Соотношение жидких и газообразных УВ
			Мегапровинции	Провинции	Области	Диапазон изменений	Средние значения	
Межгорные прогибы	Венско-Моравский, Центрально-Иранский, Мараканбо	8	—	5(5)	3(3)	5—363,6	64,8(8)	сов нефти, реже ресурсы жидких и газообразных УВ близки
З а в е р ш а ю щ и й э т а п								
Межгорные прогибы и впадины аккреционных, коллизионных и эпиплатформенных орогенов	Залива Кука, Паудер-Ривер, Альтиплано	20	—	2(2)	18(18)	5—61,7	20(20)	
Предгорные прогибы	Западно-Канадский, Денвер, Верхне-Амазонский	13	2(1)	11(11)	—	менее 5—18,5	11,1(13)	Ресурсы нефти и газа близки, либо ресурсы нефти преобладают

* В пересчете на нефть.

** Для увеличения число объектов в расчеты плотности размещения ресурсов включены также НГБ прогибов Зондской плиты и плиты Дежнева.

*** Ранг (масштаб) объекта согласно классификации В. С. Лазарева [11, 12].

**** 2(1), 35, 0(2) — в скобках число объектов, использованных в расчетах средних значений плотности размещения ресурсов.

нальные аспекты проблемы, большинство публикаций последних лет, по существу, не касалось вопросов прогнозирования нефтегазоносности или решало эти вопросы на качественном уровне.

В итоге определилась необходимость систематизации и предварительного анализа свойств, особенностей распространения и группировки нефтегазоносных объектов, связанных с разновозрастными окраинами континентов и развитыми здесь геоструктурами. Для изучения параметров нефтегазоносности бассейнов и особенно соотношения жидких и газообразных углеводородов (УВ) нами на основе результатов прогнозной оценки перспектив нефтегазоносности 339-бассейнов мира [6], был проведен перерасчет исходных данных на геологические ресурсы, включая удельные величины последних (в пересчете на нефть), а также оценен

масштаб (ранг) каждого из объектов согласно классификации В. С. Лазарева [11, 12]. При этом дополнения и изменения касались объектов, так или иначе связанных с современными и древними КО. Из перечня были исключены бассейны, соответствующие рангу района, поэтому общее число проанализированных объектов составило 187. Таблица включает сведения о плотности размещения геологических ресурсов УВ по основным тектоническим разновидностям бассейнов периферических областей континентов. Таких разновидностей (категорий) установлено четырнадцать, хотя следует подчеркнуть, что рифты с континентальными грабенами и узловые синеклизы не обеспечены представительной выборкой объектов, соразмерной с остальными (в среднем по 15 бассейнов). Бассейны различных тектонотипов охарактеризованы цифрами удельных плотностей

размещения ресурсов УВ — определяющими показателями по провинциям различного ранга или провинциям и областям.

Фактическое распределение нефтегазовых скоплений, выявленное в результате анализа карты перспектив нефтегазоносности мира (М. С. Моделевский и др., 1978 г.) позволяет заключить, что важнейшим свойством КО является специфика их распространения в сравнении с внутриконтинентальными нефтегазоносными бассейнами (НГБ). Если последние распределены дискретно, то нефтегазоносные провинции, области и районы КО группируются в системы.

По морфологическим признакам среди этих систем выделяются линейные (пояса) и ареальные (узловые) формы концентрации НГБ. Выделенные пояса и узлы индивидуальны по своим параметрам и нефтегеологическим свойствам. Намечено девять поясов (без Антарктического): Арктический, Африканский, Средиземноморский, Северо- и Южно-Американско-Атлантические, Северо- и Южно-Американско-Тихоокеанские, Азиатско-Тихоокеанский, Западно-Австралийский.

Ареальные группировки НГБ, намечающиеся в узлах сближения океанов и пересечения или сближения разноэтапных КО, изучены недостаточно. Сейчас вырисовываются Мексикано-Карибский, Индонезийский, Южно-Антильский (Американо-Антарктический) узлы. Возможно, к этому же типу систем принадлежит Месопотамский мегабассейн.

Анализ закономерностей распределения и параметров нефтегазоносных объектов КО позволяет сделать следующие выводы.

Нефтегазоносные бассейны КО адекватны прогибам и впадинам четырнадцати тектонических типов; пояса — отдельным КО различного строения и эволюционного уровня; узлы — зонам пересечения, сближения разнотипных и разновозрастных окраин.

Возникновение поясов и узлов, часть которых представляет собой гигантские супербассейны с объемом чехла $\geq 2,5 \cdot 10^7$ км³, обусловлено специфическими благоприятными условиями формирования осадочного слоя на КО и является их отличительным свойством. Для внутриконтинентальных районов пояса и узлы НГБ не характерны. Пик развития поясов и узлов прихо-

дится на раннесинокеанический и переходный этапы эволюции окраин. Условия рифтового и завершающего этапов неблагоприятны для возникновения или сохранения этих крупнейших объектов.

По величине среди нефтегазоносных бассейнов КО представлены: самостоятельные по значению области 43 %, провинции 52 %, мегапровинции 5 %. Крупнейшие пояса и узлы с ресурсами УВ 60—68 млрд т отвечают суперзонам-объектам субглобального уровня, не имеющим аналогов на континентах. Другая часть НГБ объединяется в группы, соразмерные или слабо превышающие мегапровинции по величине суммарных ресурсов УВ. В целом КО и особенно их акваториальные зоны по распространенности крупных нефтегазоносных объектов превосходят внутренние области континентов.

Нефтегазоносные объекты КО существенно варьируют по удельной плотности ресурсов нефти и газа. Среди НГБ обособляются группы с удельными плотностями в 35—65, 19—22 и 5—11 тыс. т/км². Минимальные удельные концентрации ресурсов отличают фронтальные и междугловые прогибы активных окраин; наиболее значительные — краевые и межгорные прогибы средиземноморского типа [4, 5].

Наиболее отчетливые и закономерные изменения удельных параметров нефтегазоносности коррелируются с этапностью эволюции КО. Это выявляется как при анализе соответствующих НГБ, так и на уровне сравнения субглобальных объектов-поясов и узлов. Одновременно величина и удельные параметры ресурсов УВ поясов и узлов контролируют масштабы среднего нефтегазового скопления и удельные плотности запасов нефти и газа подчиненных им НГБ.

Оптимальные условия нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции, по видимому, свойственны раннеокеаническому и, особенно, переходному этапам. Именно к этим этапам приурочены максимумы удельных концентраций УВ и наиболее значительное число крупных нефтегазоносных объектов.

Достаточно четкие и одноплановые соотношения жидких и газообразных УВ как в прогнозируемых ресурсах, так и по фактическим открытиям выявляются для КО только на уровне поясов и узлов. В целом бассейнам периферических областей континентов соот-

ветствует существенная доля нефтяных ресурсов, что, вероятно, определяется значительной ролью гидросферы в формировании осадочного чехла КО.

Значительные ресурсы нефти и газа, их относительно высокие удельные плотности, широкое распространение крупных нефтегазоносных объектов регионального и субглобального уровней подтверждают лидирующую роль КО в процессах нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

Моря СНГ входят в систему КО Евразии. В соответствии с предлагаемой схемой стадийности переходные зоны Арктических и Дальневосточных акваторий находятся на синокеаническом этапе развития. Первые из них представлены пассивными окраинами на ранней стадии, вторые — активными островодужной стадии.

Южные моря (Черное и юг Каспийского) относятся к переходному этапу, предшествующему полному закрытию океана. Северная и средняя части Каспийского моря приурочены к тектоническим элементам, связанным в ранний период эволюции с КО. Поскольку принципиальные особенности строения структур переходных зон обусловлены нахождением последних на определенном этапе и стадии развития, выбор тектонических аналогов для последующего применения метода геологических аналогий в прогнозе нефтегазоносности должен осуществляться с учетом этого обстоятельства. Кроме того, сравниваемые объекты должны относиться к одному структурному типу и быть однопорядковыми.

В действительности при прогнозной оценке нефтегазоносности морей СНГ эти требования часто нарушались. Такие нарушения обусловлены рядом причин: 1) плохая геолого-геофизическая изученность некоторых объектов, не позволяющая достоверно определить особенности их строения; 2) связана с использованием устаревшей тектонической концепции, не признающей геологического и геодинамического своеобразия переходных зон, откуда возникает чисто формальное сопоставление межгорных и квазиплатформенных впадин, а также структур приокеанических и, образовавшихся и расположенных в самом тылу окраины; 3) связана с малой изученностью особенностей нефтегазоносности самих акваторий, тогда как понятие эталона в нефтегеологических исследованиях предпола-

гает наличие высокой или средней степени разведанности ресурсов УВ. В связи с этим высказываются сомнения в применимости метода геологических аналогий при прогнозировании нефтегазоносности акваторий. Однако за пределами СНГ значительное число бассейнов переходных зон интенсивно и среднеразведаны [14]. Относительно хорошо изученные бассейны находятся в пределах окраин практически всех выделенных этапов и стадий развития и охватывают разные структурные типы. Кроме того, к интенсивно и среднеразведанным относятся многие геоструктуры, принципиальные черты строения которых связаны с формированием их в режиме переходных зон (молодые платформы, некоторые глубокие платформенные впадины). Это позволяет говорить как о возможности подбора по тектоническому типу объекта его прямого нефтегеологического аналога, так и о возможности проведения опосредованных аналогий, учитывающих вероятностные изменения нефтегазоносности объектов одной природы. Нами предлагаются нефтегеологические аналогии, учитывающие основные положения учения о континентальных окраинах, непосредственные сопоставления делаются только для одноранговых структур.

Считается, что основная нефтегазоносность осадочных бассейнов, располагающихся на континентальных окраинах, приурочена к их шельфовым зонам и комплексам начальных стадий формирования окраин [7]. Однако в последние годы значительные открытия делаются в молодых (кайнозойских) отложениях и на большой глубине воды (Бури — крупнейшее месторождение Средиземного моря на глубине воды 170 м и с запасами нефти 660—790 млн т в верхнепалеоценовых — нижнеоценовых отложениях; месторождения Альбакора и Марлим на континентальной окраине Бразилии при глубине моря 250—2000 м суммарных запасах более 700 млн т в миоценовых отложениях и др.).

Итак изучение закономерностей нефтегазоносности акваторий — составной части учения о КО — только начинается. Важной задачей наряду с уточнениями эталонов является проведение покомплексной оценки ресурсов осадочных бассейнов на обширном мировом материале и выявление на этой основе основных закономерностей распределе-

ния ресурсов УВ в разрезе структур разных типов и разных этапов развития. Результаты таких исследований станут достаточно надежной основой прогнозной покомплексной оценки осадочных бассейнов морей СНГ. Параллельно должен осуществляться дальнейший тектонический анализ. При этом основной задачей может стать создание тектоно-нефтегазоносных моделей основных видов геоструктур, прежде всего мегавпадин, узловых синеклиз и краевых плит, т. е. тех объектов, с которыми можно связать основные перспективы нефтегазоносности морей СНГ.

Проведенные исследования позволили сделать следующие выводы.

Выполненные к настоящему времени региональные работы Мингео СССР и других министерств и ведомств наряду с работами зарубежных исследователей Мирового океана дали возможность не только изучить строение конкретных морей страны и отдельных районов Мирового океана, но и начать изучение принципиально нового объекта — подводных КО, в которых сложно переплетаются свойства разделяемых ими глобальных структур — континентов и океанов.

Начато создание универсальной геологической концепции строения и эволюции КО, входящих в их состав осадочных бассейнов в связи с закономерностями распределения связанных с ними месторождений нефти и газа. Эта концепция требует еще серьезной доработки, но она позволила рассматривать с единых позиций эволюцию осадочных бассейнов Мирового океана и современных материков и, в частности, подходить к прогнозированию последних с нетрадиционных позиций, что уже привело в ряде случаев к открытию крупных ресурсов УВ.

В приложении к практике морских геологоразведочных работ учение о континентальных окраинах обеспечивает планирование региональных исследований и выбор первоочередных районов для решения задач завершающей стадии регионального этапа — оценки зон нефтегазонакопления. Во ВНИГРИ разработано теоретико-методическое обоснование зонального прогноза и начато практическое решение упомянутых задач в условиях изученности акваторий преимущественно геофизическими методами.

рий преимущественно геофизическими методами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиева Е. В., Кучерук Е. В. Особенности нефтегазообразования и нефтегазонакопления на последовательных этапах эволюции осадочных бассейнов (с позиции тектоники литосферных плит)//Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М., 1986. С. 200—207.
2. Гаврилов В. П. Взаимосвязь океанообразования с образованием и накоплением углеводородов в земной коре//Океангеология. 1985. Вып. 2. Т. XXV. С. 279—288.
3. Геодинамические основы прогнозирования нефтегазоносности недр//Тез. докл. I Всесоюз. конференции. М., 1988. Ч. 2. С. 206—442. Ч. 3. С. 443—467.
4. Драновский Я. А. Критерии и показатели прогноза нефтегазоносности кайнозойских складчатых областей востока СССР//Проблемы нефтегазоносности кайнозойских осадочных бассейнов Дальнего Востока СССР. Л., 1985. С. 4—10.
5. Еременко Н. А., Левин Л. Э. Тектонические условия формирования нефтегазоносных бассейнов на активных окраинах континентов//Глобальные тектонические закономерности нефтегазонакопления. М., 1985. С. 119—139.
6. Кадастр зарубежных стран, обладающих природными ресурсами нефти и газа. — Л.: Недра, 1983. Т. I, II.
7. Крылов Н. А., Бурлин Ю. К., Лебедев Л. И. Нефтегазоносные бассейны континентальных окраин. — М., Наука, 1988.
8. Методика и экономика морских геологоразведочных работ/Григоренко Ю. Н., Мухин В. В., Назаров В. И. и др. — Л.: Недра, 1980.
9. Моря Советской Арктики//Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1984. Т. 9. С. 280.
10. Наливкин В. Д., Андиева Т. А., Григоренко Ю. Н. Строение и эволюция осадочных бассейнов краевой системы между континентом и океаном//Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М., 1986. С. 115—120.
11. Наливкин В. Д., Еременко Н. А., Лазарев В. С. Тектонические особенности глобального распределения потенциальных ресурсов углеводородов//Сов. геология. 1985. № 3. С. 14—23.
12. Происхождение и прогнозирование скоплений газа, нефти и битумов/М. Д. Белонин, И. С. Гольдберг, А. Е. Гуревич и др. — Л.: Недра, 1983.
13. Хаин В. Е., Соколов Б. А. Типы нефтегазоносных бассейнов СССР на геодинамической основе//Геодинамические основы прогнозирования нефтегазоносности недр (Тез. докл. I Всесоюз. конференции). М., 1988. Ч. 3. С. 452—458.
14. Хэлбути М. Т. Новые и перспективные нефтегазоносные регионы и месторождения мира//Доклады советских геологов на XXVII МГК. Месторождения нефти и газа. М., 1984. Т. XIII. С. 3—14.

Естественные электрические поля шельфа и их связь с геологическими процессами

М. А. ХОЛМЯНСКИЙ, В. А. ЗВЯГОЛЬСКИЙ (ПГО «Севморгеология»)

К числу факторов, определяющих структуру естественных электрических полей в пределах шельфовой зоны, следует отнести электрическое сопротивление, диэлектрическую проницаемость, электрохимическую активность морской воды, осадков и пород. Изучение этих свойств проводилось авторами для шельфовой зоны в течение пятнадцати лет. Общее число определений составило около 12 000.

Измерения удельного электрического сопротивления морской воды осуществлялись с помощью заборной плаваю-

щей четырехэлектродной установки, лабораторного резистивиметра, погружаемых установок для зондирования водной толщи от поверхности моря до дна. Для изучения пространственно-временной изменчивости полей удельного сопротивления и электростратификации шельфовых вод наряду с результатами натурных наблюдений широко привлекались данные численного моделирования. Результаты этих исследований для условий шельфа всех арктических морей СНГ обобщены ниже.

Моря, районы шельфа

	ρ , Ом·м
Белое	0,27—4
северная часть	0,27—0,49
центральная часть	0,3—1
Кандалакшский залив	0,32—0,58
Двинской залив	0,29—4
Баренцево	0,28—0,95
восточный шельф Чешской губы	0,33
западный шельф Чешской губы	0,35
Карское	0,4—0,7
Байдарацкая губа	0,45
Северная часть Енисейского залива	0,5—0,6
Море Лаптевых	0,4—1,3
Ванькина губа	0,6—0,75
Восточно-Сибирское	0,4—1,5
Шельф Новосибирских островов	0,45—1,4
Чукотское	0,4—0,9
Рывеевский шельф	0,5—0,7
Ванкаремский шельф	0,5—0,5
Колючинская губа	0,6—0,9
Берингово	0,35—0,6
Уэленский шельф	0,35—0,4
Лаврентьевский шельф	0,35—0,45
Залив Креста	0,4—0,6

В общем случае поле удельного электрического сопротивления ρ является сложной функцией солености S , температуры T и гидростатического давления P

$$\rho = f[S(x, y, z, t), T(x, y, z, t), P(x, y, h, t)], \quad (1)$$

где x, y, z — пространственные координаты, t — время. Роль других факторов, связанных с жизнедеятельностью организмов, дыханием растений нарушением равновесия элементов карбонатной системы и т. д. незначительна — до 0,6 % [14]. Уравнения связи вида (1) дают принципиальную возможность расчета электрофизических характеристик воды по результатам наблюдений над температурой и соленостью. Подоб-

ный подход был реализован С. А. Олейниковым, Л. И. Галеркиным и др. [3] при изучении электропроводности океанских вод с нормальным солевым составом. В основе трехмерной модели этих авторов лежало полуэмпирическое уравнение Акчербони и Мозетти, влияние давления учитывалось на основании известного соотношения Брэдшоу—Шляйхера.

Особенности структуры и вариации поля удельного электрического сопротивления шельфовых вод северных и арктических морей исследовались нами с помощью расчетных методов на примере Белого моря, выбранного ввиду уникального разнообразия наблюдаемых здесь гидрофизических условий. Химический состав воды Белого моря

вследствие интенсивного речного стока и ограниченного водообмена несколько отличен от нормального солевого состава вод Мирового океана. Поэтому использование модели, предложенной С. А. Олейниковым, в данном случае было бы не вполне корректным. Авторами разработаны алгоритм и программа для ЭВМ, основанные на региональных уравнениях связи [7], учитывающих метаморфизацию беломорских вод. Расчетную схему можно условно изобразить в виде последовательности определяемых параметров: $T, S \rightarrow R_{20} \rightarrow R_{15} \rightarrow R_T \rightarrow C(35, T, O) \rightarrow C(S, T, O) \rightarrow \rho$, где R_i — относительная электропроводность при заданной температуре, $C(S, T, P)$ — удельная электропроводность. Уравнение электропроводности нормальной воды принималось в редакции Перкина — Уолкера, при расчетах использовались также полиномы ЮНЕСКО и соотношения Брауна и Аллентофта [15]. Влияние давления не учитывалось поскольку, согласно А. Бредшоу [12], оно начинает сказываться лишь на глубинах, превышающих 1000 м. Исходными данными для расчета послужили климатические поля средних многолетних значений температуры и солёности.

На основании результатов моделирования в пределах беломорского шельфа выделено три типа вертикального распределения удельного электрического сопротивления воды: квазиоднородное в мелководных районах, двухслойное с повышенными значениями сопротивления в поверхностном слое в приустьевых зонах и многослойное в глубоководных районах моря с общей тенденцией роста сопротивления с глубиной (рис. 1, в). В характере распределения величин удельного электрического сопротивления по площади (см. рис. 1, а) прослеживается общая закономерность: по мере удаления с юга на север от устьевых зон крупных рек сопротивление уменьшается в 2—3 раза. При этом наибольшие значения электрического сопротивления наблюдаются у восточных берегов моря, поскольку воды, распресненные материковым стоком, под действием силы Кориолиса отклоняются вправо от первоначального направления движения. Сезонным колебаниям электропроводности подвержен верхний стометровый слой воды. Амплитуда колебаний составляет сотые доли Ом·м в откры-

том море и десятые доли Ом·м в заливах. На отдельных участках сопротивление может изменяться от сезона к сезону в 3—4 раза, достигая пиковых значений в период таяния льдов и весеннего паводка. Причем изменяются не только абсолютные значения сопротивления, но и в значительной мере перестраивается сама структура поля. Так, слой скачка (электроклин), отчетливо выраженный летом, в холодное время года размывается. Вариации удельного сопротивления, связанные с приливо-отливными явлениями (см. рис. 1) отмечены в пределах всей акватории. Их амплитуда составляет 0,005—0,01 Ом·м в открытых частях моря и может достигать 0,05 Ом·м и более в устьях рек. В целом с учетом межгодовой изменчивости диапазон возможных для Белого моря значений удельного сопротивления составляет 0,27—4 Ом·м с наиболее характерными значениями сопротивления, равными 0,3—0,4 Ом·м. Сравнительный анализ расчетных и натуральных данных позволил установить, что выделенные для Белого моря три типа электростратификации вод наблюдаются в пределах всего арктического шельфа России. При этом наибольшие изменения сопротивления с изменением глубины моря характерны для Белого, Баренцева и Карского морей, наименьшие — для Берингова и Чукотского. В большинстве случаев наблюдается возрастание сопротивления с глубиной. Обратная картина отмечается только на Карском море и в южной части моря Лаптевых.

Изменения электропроводности отложений шельфовой зоны арктических морей России осуществлялись на площади осушки, материале геологического проботбора коренных обнажениях. Результаты измерений приведены в таблице.

Для измерения диэлектрической проницаемости была сконструирована установка, основанная на изменении электрической емкости измерительной камеры при заполнении ее осадком. Значения диэлектрической проницаемости меняются для песков от 15 до 25, тонкодисперсных разновидностей осадков от 35 до 50.

Электрохимическая активность осадков определялась на борту судна путем сопоставления активности образцов и эталона. Установлено, что самые

Значения удельного электрического сопротивления рыхлых отложений шельфа

Моря	Осадки	ρ , Ом·м	Число определений
Белое	Пески разнородные	2,5—9	800
	Пески глинистые	1,5—2	750
	Глины	1,5—5,3	650
	Моренные отложения	6—20	950
Баренцево	Пески разнородные	2,8—6,5	400
	Илы	0,8—1,6	250
	Глины	1,2—2,4	400
Карское	Пески разнородные	5,5—12	80
	Илы	0,3—0,7	70
	Глины	0,3—1,2	70
Лаптевых	Пески разнородные	1,1—1,5	80
	Глины	0,9—9,5	170
Восточно-Сибирское	Илы и глины	1,2—1,8	70
	Пески	2,9—14	70
Чукотское	Глины	0,9—2,6	60
	Пески разнородные	2,5—8,4	170
Берингово	Глины	0,6—1,3	190
	Пески с галькой и гравием	1,5—2,6	230
	Илы	0,6—1,2	350

низкие значения электрохимической активности свойственны пескам и крупнообломочным отложениям (—5—15 мВ), самые высокие — глинам (20—50 мВ).

С позиции классификации локальные естественные электрические поля шельфовой зоны Арктики могут быть подразделены на две группы: динамические и квазистатические. Первые связаны с перемещением морских вод и взвешенных в них частиц, вторые — с ионнообменными реакциями на границе раздела лито- и гидросферы.

Динамические поля. Согласно закону электромагнитной индукции в движущейся струе воды должно существовать электрическое поле, обязанное своим происхождением земному магнитному полю. В большинстве случаев при поисках геологических объектов на шельфе измерительные линии перемещаются параллельно поверхности дна, поэтому целесообразно рассматривать составляющие электродинамического поля, расположенные в горизонтальной плоскости. С учетом влияния статических слоев воды и донных пород, выражение для горизонтальной составляющей напряженности поля E_L^* будет иметь вид

$$E_L^* = E_L - \Delta E_L = H_z L v_{cp} - \Delta E_L, \quad (2)$$

где H_z — напряженность вертикальной составляющей магнитного поля, L — линейный участок, для которого вычисляется E_L , v_{cp} — средняя скорость

течения, ΔE_L — поправка за счет влияния донных отложений.

В создании электродинамического поля существенное значение имеет контактная разность потенциалов, возникающая на границе раздела подвижного и неподвижного слоев морской воды. Если одна из сред движется со скоростью v_0 , то контактный потенциал определяется выражением

$$E_c = \varepsilon R_1 E_0 v_0, \quad (3)$$

где ε — диэлектрическая проницаемость воды, E_0 — скачок потенциала на границе раздела слоев морской воды, определяемый уравнением Нернста.

Максимальные значения напряженности динамического естественного электрического поля E_d будут наблюдаться при совпадении направлений векторов E_c и E_L^* . По нашим данным [11], в пределах арктического шельфа СССР наибольшие значения напряженности динамических полей $E_d = E_c + E_L^*$ свойственны шельфам Баренцева и Чукотского морей (до $0,5 \cdot 10^{-4}$ В/м).

Ранее нами было введено понятие литодинамического естественного электрического поля [5, 10]. Оно возникает при перемещении взвешенных в морской воде минеральных частиц. Формула напряженности литодинамического поля выводится из известных уравнений седиментационного и фильтрационного полей и дается в виде:

$$E_{лит} = R^3 (\sigma - \sigma') n_0 v_{ер} \xi / 3\mu, \quad (4)$$

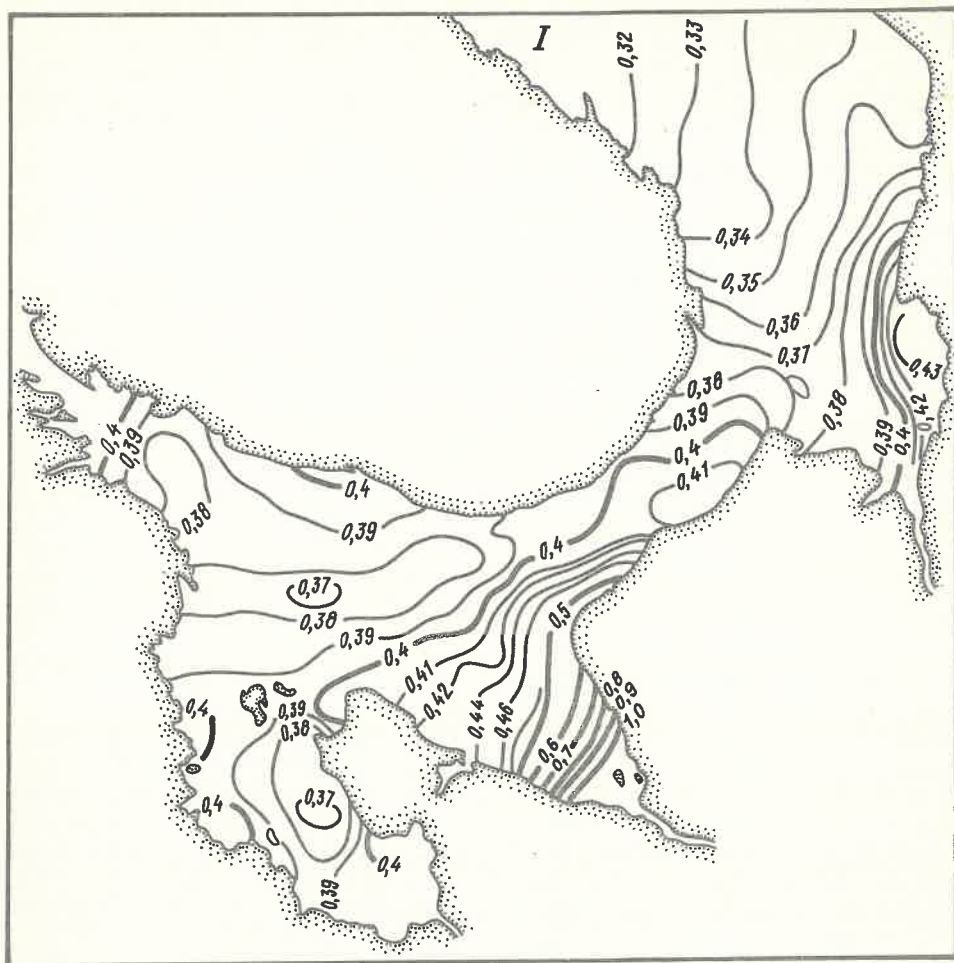


Рис. 1. Распределение удельного электрического сопротивления воды в Белом море:

I — сопротивление воды на поверхности моря весной; II — вертикальный профиль сопротивления воды в глубоководной части моря по

климатическим данным: 1 — весной, 2 — летом, 3 — осенью; III — приливные вариации сопротивления воды по результатам наблюдений у о-ва Сосновец в Горле Белого моря (а), о-ва Жужмуй в Онежском заливе (б), в устье р. Онега (в)

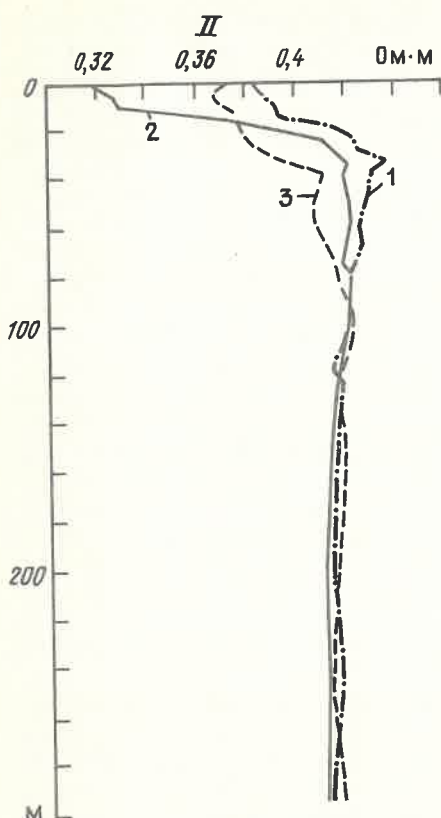
где R — радиус частиц; σ и σ' — соответственно плотности частицы и среды; n_0 — число частиц в единице объема; v — скорость перемещения частиц; ρ — удельное электрическое сопротивление морской воды; ϵ — диэлектрическая проницаемость морской воды; μ — коэффициент вязкости; ξ — потенциал, характеризующий электрокинетические свойства системы. При одинаковом объемном содержании взвешенного материала в морской воде напряженность поля выше для частиц мелких фракций.

Квазистатические поля возникают на границах раздела лито- и гидросферы шельфа и отдельных литологических разновидностей осадков. В условиях реальных геологических сред напряженность квазистатического поля определяется по формуле

$$E_{ст} = A \ln(C_1/C_2) - E_k, \quad (5)$$

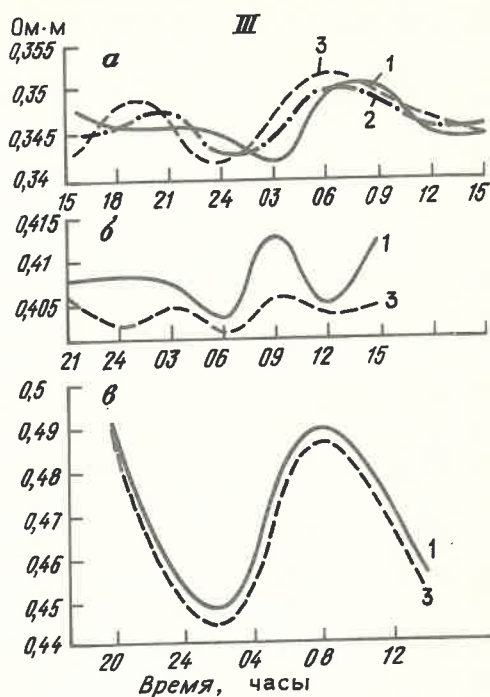
где A — электрохимическая активность отложений; C_1 и C_2 — концентрации потенциалобразующих ионов в контактирующих средах; E_k — величина, определяющая контактное напряжение, возникающее на границе двух электролитов в свободном состоянии; постоянна для всего арктического шельфа и, следовательно, изменение напряженности квазистатического поля $E_{ст}$ определяется по изменению концентрации поровых вод и электрохимической активности контактирующих отложений.

Для условий шельфа преобладающее значение в формировании естественных электрических полей имеют электродвижущие силы, возникающие на поверхности раздела, соответствующих



границе первичного диагенеза рыхлых отложений. Электрохимическая неоднородность морской воды также обуславливает возникновение контактных напряжений на границе раздела [1]. Авторами изучены аномалии потенциала в области геохимических барьеров и над полями распространения железомарганцевых конкреций [4, 11]. В первом случае отмечаются границы, разделяющие соленые и опресненные воды (рис. 2), во втором — контактные напряжения, связанные с наличием зон окисления и коагуляции. Нами установлено, что на акваториях с преобладанием окислительных процессов в области раздела вода — осадок районам развития тонкодисперсных осадков свойственны отрицательные значения поля, а пескам и гравийно-галечным отложениям — положительные. Обратная картина наблюдается в случае преобладания восстановительных условий на границе раздела осадок — вода.

Натурные измерения и теоретические расчеты, выполненные авторами подтверждают данные американских геофизиков [13] о наличии аномалий естественного электрического поля над проводящими залежами шельфо-



вой зоны. Возникновение аномальных зон обусловлено наличием разности окислительно-восстановительного потенциала в областях, приграничных верхней и нижней частей залежи.

Локальные естественные электрические поля шельфа оказывают определенное воздействие на осаждение и транспортировку взвешенных в воде минеральных частиц, соизмеримое подчас с влиянием на эти процессы гидродинамических и гравитационных факторов. Факт существования составляющей поля, обусловленной переносом минеральной взвеси в потоке морской воды, позволяет преобразовать формулу (4) к виду: $K = E_{\text{лит}} / (\sigma - \sigma') A v$, где K — концентрация твердой взвеси; A — коэффициент, характеризующий геологические и электрокинетические условия системы; $E_{\text{лит}}$ — напряженность локального электрического поля литодинамического типа. Эффективность использования метода ЕП для изучения литодинамических процессов определяется его производительностью, низкой стоимостью наблюдений и достаточно высокой точностью определения содержания взвеси в морской воде.

Возможности метода ЕП в области картирования осадков шельфа по литологическому составу связаны с потенциалобразующими эффектами, возникающими на границах раздела. В плане такими границами, кроме литологичес-

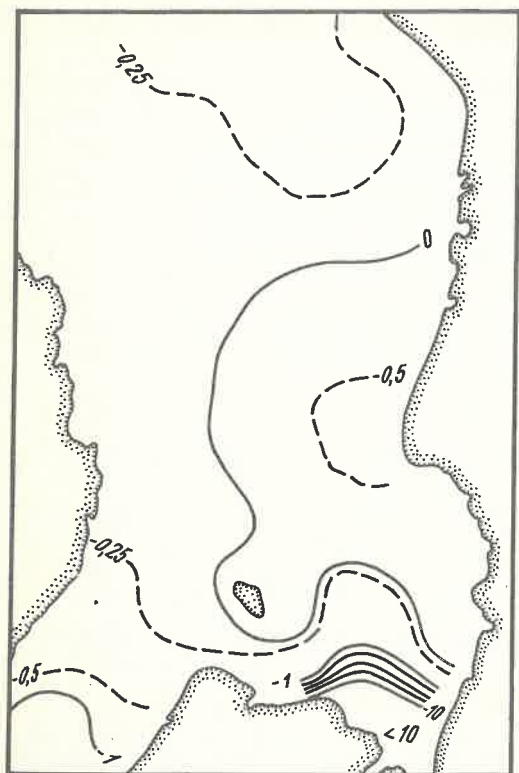


Рис. 2. Распределение диффузионного потенциала (мВ) придонного слоя относительно поверхности воды в северной части Белого моря

ких, являются гидрохимические и гео-криологические. В вертикальном разрезе основания электрохимическая граница, обуславливающая структуру поля, располагается в рыхлых осадках на глубине 0,2—1,6 м от поверхности дна. Перепад концентраций потенциал-образующих ионов при переходе через эту границу может достигать 90 %. Расчеты естественного электрического поля, выполненные А. С. Семеновым и авторами данной работы [6, 9] для источников разной формы (точечный источник, локальная поляризованная залежь, дипольный источник и пр.) показывают, что амплитуда аномалий электрического поля зависит от глубины погребения потенциалвозмущающего объекта и положения точки наблюдений. На поверхности моря наблюдается плавное уменьшение аномалии с увеличением глубины залегания тела. В придонной области уже при глубине погребения, равной 1,8 мощности водного слоя, амплитуда аномалий ЕП уменьшается в 10 раз.

На основании литолого-фациальных, гео- и гидрохимических характеристик разреза лито- и гидросферы авторами

была сделана оценка структурных особенностей современных и палеостатических локальных электрических полей и их влияния на транспортировку взвешенного минерального материала для шельфа восточно-арктических морей. Палеорекострукции электрического поля выполнены на основании анализа палеоэлектрохимической обстановки, основными показателями которой являлись минеральный состав отложений, наличие в них органического вещества, аутигенных минералов. По строению рыхлого чехла и его особенностям по методу Г. И. Теодоровича [8] реконструировалось положение окислительно-восстановительной границы, моделировалось палеостатическое поле и оценивалось его влияние на взвешенные минеральные частицы. На основании этих данных построена карта влияния локального электрического поля на осаждение и транспортировку рудных минералов для акватории восточно-арктических морей России (рис. 3). Для морей Лаптевых и Восточно-Сибирского выявлены площади, в пределах которых локальное электрическое поле способствует формированию голоценовых россыпей ильменита, касситерита и золота. Для Чукотского и Берингова морей такая оценка сделана для всего рыхлого чехла. Сопоставление полученных данных с существующими прогнозными оценками россыпной металлоносности показывает, что фактор влияния локального электрического поля на транспортировку минерального материала и в т. ч. рудных компонентов следует учитывать при оценке перспектив шельфа на твердые полезные ископаемые, прежде всего на россыпи с мелкими зернами ценных минералов.

Метод естественного электрического поля успешно используется при решении следующих задач: исследовании литологического состава отложений шельфа; поисках полезных ископаемых и выявлении перспективных участков для более детальных работ, изучении опорных геоэлектрических разрезов с целью корреляции геологического строения прибрежных районов суши и моря, выявлении тектонических и морфоструктурных элементов, оценке характера и интенсивности литодинамических процессов. При отсутствии или малой мощности рыхлого чехла метод

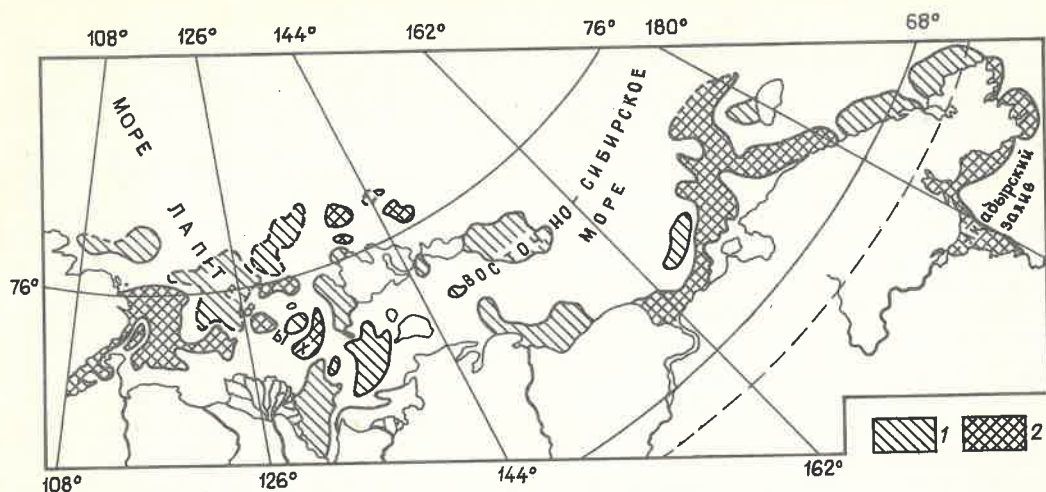


Рис. 3. Схематическая карта района положительного влияния электрического поля шельфа на осаждение рудных минералов:

площади, в пределах которых поле способство-

вало осаждению: 1 — золота в голоцене и миоцене, касситерита и ильменита в миоцене; 2 — касситерита и ильменита в голоцене и миоцене, золота в раннем и позднем плейстоцене

позволяет дать характеристику коренных пород.

В результате комплексных литодинамических исследований, проводившихся на арктическом шельфе и включающих измерения ЕП, выявлены зоны интенсивной аккумуляции и установлены направления перемещений наносов, оценено количество и гранулометрический состав взвеси в различных гидродинамических зонах, дана литологическая характеристика осадков, выходящих на поверхность дна и расположенных на уровне первичного диагенеза. Измерения температуры, градиента ЕП, сопротивления водного слоя pH , Eh , содержания микроэлементов, комплексируемые с пробоотбором, позволили выявить и изучить приустьевые геохимические барьеры и их связь с прибрежно-морскими россыпями

На стадии общих поисков метод ЕП привлекается для выявления и изучения аккумулятивных форм, комплексов осадков и литодинамических зон, перспективных на твердые полезные ископаемые. Использование на арктическом шельфе метода ЕП в комплексе с электропрофилированием на постоянном токе и методом вызванной поляризации позволило определить на всех изучаемых объектах глубину погребения рудных тел и их контуры в плане, определить суммарную мощность рыхлого чехла и дать его дифференциацию на отдельные горизонты, а на основании совместной интерпретации

всех геофизических и геологических материалов дать примерную оценку содержания полезных компонентов.

Другими областями применения метода ЕП на поисковой стадии являются исследования месторождений строительных песков и зон распространения железо-марганцевых конкреций. В состав работ входят: пробоотбор, радиометрическое зондирование и зондирование методом ЕП, электропрофилирование. Кривые вертикальных зондирований ЕП над полями конкреций резко отличаются по форме от кривых, полученных над ильменит-рутил-цирконовыми или касситеритовыми россыпями. Они характеризуются двумя переходными зонами от положительных к отрицательным значениям и имеют интенсивность до 30 мВ.

В заключение сформулируем основные положения, касающиеся теоретических, экспериментальных, методических и прикладных аспектов изучения естественных электрических полей шельфа.

Изучение структуры геоэлектрического разреза шельфовой зоны арктических морей России позволило выявить четкую дифференциацию рыхлых осадков шельфа по сопротивлению и электрохимической активности.

Локальные естественные электрические поля шельфа подразделяются на динамические и квазистатические. Напряженность динамических полей определяется скоростью постоянных и при-

ливоотливных течений, вертикальной составляющей магнитного поля Земли, электрическими свойствами морской воды и осадков дна. Наибольшие значения электрического поля свойственны шельфу Баренцева и Берингова морей, наименьшие — шельфу центральных арктических морей. Исследования локальных электрических полей литодинамической природы показали, что их напряженность зависит от скорости перемещения минеральной взвеси, размера и числа частиц в единице объема и диэлектрической проницаемости морской воды. При равномерном распределении ионов в слоях, составляющих электрохимический разрез шельфа, напряженность квазистатического поля подчиняется закону Нернста и зависит от электрохимической активности осадков. Для морей с преобладанием окислительных процессов в области раздела лито- и гидросферы тонкодисперсным осадкам соответствуют отрицательные значения естественного поля, пескам и гравийно-галечным отложениям — положительные. В случае восстановительных условий наблюдается обратная картина.

Локальные естественные электрические поля оказывают существенное влияние на характер и скорость процессов осаждения и транспортировки взвешенных в воде частиц. В ряде случаев естественные электрические поля могут способствовать формированию россыпных месторождений касситерита, золота, ильменита и др.

На практике метод ЕП в основном применяется в литологическом картировании, поисках и изучении месторождений полезных ископаемых и литодинамических исследованиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Деменицкая Р. М., Городницкий А. М. Измерение электрических полей в океане. — Л.: Недра, 1979.
2. Звягольский В. А. Диффузионные поля как источник помех при проведении морских электроразведочных работ//Техника и методика геофизических исследований Мирового океана. Л., 1988.
3. Поле электропроводности северных частей Атлантического и Тихого океанов/С. А. Олейников, Л. И. Галеркин, В. П. Кутько, С. Г. Панфилова, В. Н. Степанова, А. Д. Шербинин. — М.: Гидрометеиздат, 1982.
4. Свешников А. Г., Великанов Ю. С., Звягольский В. А. О роли физико-химических условий среды в формировании осадков приустьевых участков шельфовой зоны//Осадконакопление в шельфовых зонах. Л., 1983.
5. Свешников Г. Б., Холмянский М. А., Великанов Ю. С. «Седиментационные» естественные электрические поля//Вестн. ЛГУ. Сер. геол. 1977. № 6. С. 41—45.
6. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. — Л.: Недра, 1980.
7. Таблицы пересчета относительной электропроводности в соленость вод Белого моря. — М.: Гидрометеиздат, 1984.
8. Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. — М.: Недра, 1968.
9. Холмянский М. А. К вопросу количественных расчетов параметров возмущающих объектов на шельфе по данным ЕП//Геология моря. Л., 1976.
10. Холмянский М. А. Локальные естественные электрические поля и их роль в литодинамических процессах//Проблемы образования россыпей в береговых зонах древних и современных морей и океанов. Рига, 1977.
11. Холмянский М. А. Локальные естественные электрические поля и их связь с геологическими процессами//Проблемы геофизических исследований полярных областей Земли. Л., 1979.
12. Bradshaw A., Schleicher K. E. The effect of pressure on the electrical conductance of sea water//Deep — sea Res. 1965. Vol. 12. N 2.
13. Corwin R. Use of the self-potential method//Geophys. Prospecting. 1976. Vol. 24. N 1. P. 79—90.
14. Park K., Weyl R. K., Bradshaw A. Effect of carbon dioxide on the electrical conductance sea water//Nature. 1964. Vol. 201. N 4926. P. 1283—1284.
15. Perkin R., Walker E. Salinity calculations from in situ measurements//J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77. N 33.

Три концепции теории стратиграфии и Стратиграфический кодекс СССР*

В. Г. ГАНЕЛИН (ВСЕГЕИ)

Стратиграфический кодекс призван обеспечить единообразие и стабильность в применении стратиграфических терминов и наименований и не является кратким курсом теории стратиграфии [3, 4]. Однако достижение этих целей вряд ли возможно без ясно очерченной общей теоретической концепции. При том, что методологически Кодекс выгодно отличается от ряда аналогичных зарубежных изданий, его недостатком является отсутствие четко сформулированной теоретической основы. Это не могло не отразиться на содержании изложенных в нем статей и параграфов, и в свое время во многом послужило причиной его разноречивой критики.

Значительное разнообразие взглядов на теорию стратиграфии сводят обычно к двум теоретическим концепциям, условно именуемым европейской и американской. Согласно первой из них (А. А. Жамойда, В. В. Меннер, 1974; О. Г. Шиндewolf, 1975), в стратиграфическом расчленении приоритет отдается временному расчленению толщ горных пород. Вторая концепция, наиболее полно отраженная в Международном справочнике под редакцией Х. Хедберга (1978), утверждает принципиальное равноправие различных способов расчленения, основанных на любых признаках горных пород, и наличие, таким образом, множества параллельных независимых способов расчленения. Мне представляется, что реальная стратиграфия — та, что стихийно сложилась за ее трехсотлетнюю историю, в действительности опирается на иную теоретическую концепцию, в основе которой лежит геосторический принцип расчленения.

Три этих подхода неравноценны в том смысле, что третий, геосторический, является фундаментальным, в то время как два других, отражающих различные стороны и аспекты стратиграфии, лишь производные от него. Действительно, нетрудно показать, что основополагающий для стратиграфии принцип Стенона — принцип геосторический. Это становится понятным, если к его обычной формулировке добавить очевидное и в силу этой очевидности обычно опускаемое допущение — «поскольку залегающие друг на друге слои являются отражением последовательных стадий седиментогенеза, постольку...». Это допущение, как и вытекающий из него принцип, является геосторической реконструкцией. Только рассматривая два залегающих друг на друге слоя как отражение стадийности седиментогенеза можно постулировать стеноновский принцип. «Слои Стенона», таким образом, это не лито-, био- или какие-либо другие стратиграфические подразделения, а геосторические подразделения. Научная дисциплина, основанная на стеноновском принципе, является геосторической дисциплиной по существу.

Представляется, что именно эта геосторическая концепция в неявном виде легла в основу первого издания Стратиграфического кодекса

СССР и вообще традиционно свойственна отечественной стратиграфической школе (С. Н. Никитин, Ф. Н. Чернышев, 1889; Л. Л. Халфин, 1969; Г. П. Леонов, 1973; В. А. Зубаков, 1978). К сожалению, как в действующем в настоящее время варианте Кодекса, так и в проекте второго издания, эта концепция не рефлексирована, а в обсуждаемом проекте и вовсе ослаблена. При этом в новом проекте содержательный, геосторический подход в значительной мере потеснен формально-логическим, а некоторые из предлагаемых определений сформулированы таким образом, что историко-генетические конструкции здесь присутствуют лишь в неявном, скрытом виде. По существу же, в новом проекте произошло смешение всех трех упомянутых концепций, именно смешение, а не их органический синтез. Это не могло не отразиться на полноте и логической стройности предлагаемых статей и параграфов Кодекса, которые обсуждаются ниже.

1. Оценивая с рассмотренных позиций определение стратиграфии, предлагаемое проектом, — «раздел геологии, изучающий последовательность формирования нормально пластующихся комплексов горных пород...» — следует признать его неудачным по следующим причинам.

Что значит нормально пластующиеся комплексы (тем более, что среди них в проекте выделяется и категория морфостратиграфических подразделений)? Каковы критерии для определения — нормально они пластуются или нет? При внимательном изучении оказывается, что никаких других критериев, кроме соображений генетического, геосторического характера, здесь нет. Просто говоря, нормально пластующиеся это такие комплексы, которые отражают стадийность седиментогенеза. В таком случае это положение следовало бы формулировать в явном виде.

Из предлагаемого проектом определения вытекает, что комплексы горных пород, последовательность формирования которых изучает стратиграфия, уже имеются как бы а priori или же их выделение является предметом какой-то другой дисциплины, а не стратиграфии. Основная процедура стратиграфического исследования — выделение этих самых комплексов горных пород (свит, горизонтов, ярусов и т. п.) не находит, таким образом, места в этом определении.

Если выделение комплексов все же специфическая стратиграфическая процедура, то в определении следовало бы пояснить, что это за комплексы. Опираясь на те или иные признаки или группы признаков, можно выделить разные комплексы. Отсюда и происходят упомянутые выше различия трех стратиграфических концепций. Оставить в определении это без внимания — значит способствовать появлению несовместимых взглядов.

В рамках геосторической концепции стратиграфию лучше было бы определить следующим образом. Стратиграфия — раздел геологии, изу-

* Заметки к Проекту второго издания.

чающий слоистую структуру литосферы в целях выявления целостных естественноисторических комплексов горных пород, установления их первичных пространственно-временных отношений и построения на этой основе стратиграфических шкал (местных, региональных, общих), являющихся вещественным (субстратным) базисом реконструкции геологического времени.

Это определение предпочтительнее поскольку из него вытекает, что в основе стратиграфии лежит геисторический принцип; сформулирована специфическая задача, обуславливающая самостоятельность стратиграфии как научной дисциплины — создание вещественного (субстратного) базиса реконструкции времени; утверждает примат стратиграфии по отношению к геологическому времени, что находится в полном согласии с общенаучной концепцией примата вещей и событий по отношению к пространству — времени.

2. Предлагаемое проектом определение стратиграфического подразделения — «совокупность горных пород, составляющих определенное единство и обособленных по признакам, позволяющим установить последовательность их формирования и положения в стратиграфическом разрезе» — вполне отвечает американской концепции. Оно неудачно не только в связи с тем, что позволяет относить к стратиграфическому подразделению и интрузивное тело. (Действительно, признаки, по которым выделяется интрузивная дайка, показывают, что она образовалась позднее прорываемых ею песчаников и раньше перекрывающих ее аргиллитов). Дело, однако, даже не в этом. Рассматриваемое определение по своей сути операциональное, т. е. определяет объект с помощью процедуры установления. Это все равно, что определить время как нечто, что измеряется часами. В данном определении нет сущностной характеристики объекта и происходит смешение разных категорий и их сущностей.

Внешне это определение строго и формально и не использует как будто каких-либо историко-генетических реконструкций. Но это лишь кажется, поскольку определить, позволяет ли данный признак устанавливать последовательность формирования или не позволяет, невозможно без обращения к первичным геисторическим подразделениям («стеноновские слои»).

С позиций геисторической концепции определение стратиграфического подразделения можно сформулировать в следующем виде: целостная естественноисторическая совокупность горных пород, отражающая стадийность седиментогенеза в системе бассейнов, бассейне или его части, а также любая другая совокупность в толще горных пород, обособленная по историческому принципу.

3. Справедливость выделения двух групп стратиграфических подразделений, принятая в действующем в настоящее время Кодексе и сохраненная в проекте, не вызывает сомнений. Однако предлагаемые наименования для этих групп, основные и частного обоснования, представляются неудачными, поскольку при этом, так же как и при определении этих групп, нарушается главный классификационный принцип — не выдерживается основание деления. Более удачен вариант, изложенный в первом издании Кодекса, разделяющий группы по характеру обоснования — частного и комплексного. В проекте нового издания для одной группы подразделений (частного обоснования) критерий ее обособления — характер обоснования, для другой (основных подразделений) — критерий вообще не ясен. В каком смысле основные? Критерий комплексности обоснования подразделений этой группы исчез из

проекта, по-видимому, не случайно. Он не приемлем с позиций формально-логического подхода к классификации, и с этих позиций критиковался многими авторами, не учитывающими, однако, содержательного характера классификации, принятой в Кодексе.

Не выдерживается основание деления и при определении этих групп. Для группы основных подразделений это определение функциональное — элемент геологических карт, для группы частного обоснования оно операциональное — способ, операция установления. При этом статья II.4 — «Стратиграфические подразделения частного обоснования устанавливаются по методам, с помощью которых они выделяются» — является тавтологией. В определении основные стратиграфические подразделения рассматриваются как объекты геологического картирования, т. е. имеющие лишь прикладное значение. Их самостоятельное значение, роль в собственно стратиграфическом аспекте никак не раскрыты. Ничего не сказано и о функциях подразделений частного обоснования.

Представляется, что эти две группы подразделений было бы лучше называть «основные» и «специальные», имея в виду различия в их сущностном содержании и целевом назначении.

Основные стратиграфические подразделения — геисторические по существу, отражают этапность (стадийность) седиментогенеза системы бассейнов, бассейна или его части. Они выделяются по комплексу седиментологических признаков, к важнейшим из которых относятся литологические особенности, характер биоты, анализ цикличности. Следует отметить, что основные стратиграфические подразделения являются элементом пространственно-временной локализации любых объектов геологического прошлого и составляют главный объект общего (неспециального) полнотного геологического картирования.

Специальные стратиграфические подразделения отражают периодизацию в развитии частной составляющей геологического процесса, временная изменчивость которой может совпадать или не совпадать с этапностью развития бассейна в целом. Подразделения выделяются по какой-либо одной группе признаков, в зависимости от чего возможно множество групп подразделений, важнейшие из которых литостратиграфические, биостратиграфические, магнитостратиграфические, климатостратиграфические.

Рассматриваемые подразделения позволяют обеспечить потребности соответствующих дисциплин в историческом аспекте изучения их объектов — историческая биология (эволюция), историческая литология, минералогия и т. п. Некоторые подразделения, в частности, биостратиграфические, магнитостратиграфические играют важнейшую роль в общей стратиграфии, являясь основным инструментом временной корреляции пространственно-разобщенных основных стратиграфических подразделений. Кроме того, подразделения имеют и прикладное значение, выступая в качестве объекта геологического картирования, например, биостратиграфические — в условиях существенной монотонности толщ, литостратиграфические — в условиях, когда литологические факторы являются рудоконтролирующими и т. п.

4. Разделение основных стратиграфических подразделений на общие, региональные, местные — важная особенность отечественного стратиграфического Кодекса, логически вытекающая из геисторического подхода к стратиграфии. Однако в рассматриваемом проекте определение общих стратиграфических подразделений почти повторяет хедберговское определение хроностра-

тиграфических подразделений. При этом не учитывается, что понятия «подразделение общей стратиграфической шкалы» и «хроностратиграфическое подразделение» не тождественны. Действительно, любое подразделение общей шкалы имеет изохронные границы, т. е. является хроностратиграфическим, однако, отнюдь не всякое хроностратиграфическое подразделение имеет отношение к общей шкале. Это различие не очень четко, но упоминается в справочнике Х. Хедберга. В частности, в последнем дана категория региональных хроностратиграфических подразделений. К сожалению, этот момент не нашел отражения в обсуждаемом проекте. В проекте отсутствует и другое важное положение международного справочника о том, что подразделения общей стратиграфической шкалы «считаются хорошо обоснованными только тогда, когда они базируются на общедоступной, детальной местной и региональной стратиграфии». В проекте Кодекса вопрос о соотношении общих и региональных подразделений вообще не нашел отражения. В результате предлагаемое определение — «совокупность горных пород, образовавшихся в течение определенного интервала геологического времени, зафиксированного в эталонном разрезе...» — ни в какой мере не отражает специфику подразделений общей шкалы. В первую очередь потому, что остается неясным, чем задается определенность соответствующего интервала геологического времени. Предлагаемое определение не специфично для подразделений общей шкалы и может быть распространено равным образом на региональное стратиграфическое подразделение, палеомагнитную зону так же, как на любое другое хроностратиграфическое подразделение. Указание на то, что эти подразделения имеют потенциально глобальное распространение, мало что объясняет, поскольку может быть отнесено к любому региональному подразделению.

Между тем особенность подразделений общей шкалы определяется принадлежностью их к шкале особого рода, строящейся специфическим образом и имеющей специфическую задачу. При этом существуют три альтернативных подхода к ее построению, при которых основу подразделений общей шкалы должны составлять: биостратиграфические, хроностратиграфические неспецифического (любого) содержания и геосторические подразделения. В данных подходах отражены упомянутые выше общие теоретические концепции. Однако нельзя не признать, что в действительности в основе подразделений общей шкалы находятся региональные (геосторические) подразделения. А это позволяет сформулировать соответствующее определение следующим образом: члены иерархически построенной сводной стратиграфической шкалы (общая стратиграфическая шкала), созданной на основе синтеза множества региональных шкал таким образом, чтобы обеспечить непрерывную основу реконструкции общепланетарного геологического времени. Основу этих подразделений составляют региональные подразделения крупных геологических регионов, а в их объем включаются все одновозрастные образования.

Общие стратиграфические подразделения выполняют следующие функции: играют семантическую роль, составляя основу универсального стратиграфического языка; обеспечивают конкретизацию общепланетарных корреляций через обращение к региональным прототипам и их эталонам; составляют основу общепланетарной периодизации геологической истории.

5. В соответствии с изложенным подходом к общим стратиграфическим подразделениям представляется неудачным предлагаемое проектом определение яруса, в основе выделения которого,

согласно проекту, лежат эволюционные изменения органического мира. Очевидно, что такая трактовка яруса противоречит всей концепции основных подразделений и исходит из европейской традиции. Она отрывает стратиграфию от ее геологического субстрата, т. е. геологической истории. С позиций геосторического подхода более последовательна следующая трактовка яруса.

Таксономическая единица общей стратиграфической шкалы фанерозоя, по рангу подчиненная отделу. Являясь геосторическим подразделением, ярус отвечает этапу седиментогенеза конкретного бассейна или системы бассейнов и выделяется на основании использования комплексной методики геосторических реконструкций. Важнейшими являются палеобиологические данные, рассматриваемые не в морфогенетическом, а в геоценоотическом аспекте. Характеризуемый определенным типом биоты ярус основывается на региональном прототипе, имеющем ограниченное пространственное распространение. Вместе с тем методами стратиграфической корреляции обеспечивается широкое (в пределе глобальное) прослеживание яруса. При выборе регионального прототипа яруса предпочтение следует отдавать объектам с наибольшим корреляционным потенциалом.

6. Замечания, высказанные по поводу яруса, в равной мере можно отнести и к предлагаемой проектом трактовке зоны общей шкалы. Возникают и дополнительные вопросы. В частности, согласно проекту, зона отражает определенный этап развития одной из групп фауны или флоры. Какие группы имеются в виду — экологические, таксономические, филитические? Если таксономические, то каким должен быть ранг таксона, составляющего группу, — род, семейство, отряд, класс, тип?

Однако наиболее важный вопрос, возникающий в связи с зоной общей шкалы, состоит в том, каково ее соотношение с биостратиграфической зоной. Положена ли в основу ее выделения какая-либо из биостратиграфических зон и если да, то какая? В определении зоны в проекте об этом ничего не говорится, а между тем существует большая путаница при кажущемся единодушии исследователей, полагающих, что основу зоны общей шкалы составляет опель-зона. В связи с этим приведем высказывание Б. С. Соколова [2, с. 10]: «К сожалению, на практике мы часто сталкиваемся с путаницей понятий: именно биоценоз нередко приписывается роль основного зонального биостратиграфического подразделения, тогда как таковым является зона в смысле Опеля, т. е. опель-зона, или хронозона. Только ее и следует относить к категории общих стратиграфических подразделений в качестве элементарного подразделения яруса». В принципе, соглашаясь с этим выводом, необходимо сделать некоторые уточнения. Б. С. Соколов, как и многие авторы, видимо, полагает, что термины «зона в смысле Опеля» и «опель-зона» являются синонимами, однако справедливость этого положения сомнительна. Вряд ли кто знает, что такое зона в смысле Опеля, поскольку сам А. Опель на этот счет никаких соображений не оставил, а соответствующие трактовки смысла, который он якобы вкладывал в свои зоны, у разных авторов различны. Так, Г. П. Леонов отрицает наличие хроностратиграфического смысла зон у А. Опеля и полагает, что впервые этот смысл зональные подразделения приобрели у Ж. Дакке. В противоположность «зоне в смысле Опеля» термин «опель-зона» вполне определенно объяснен Д. Л. Степановым (1958), который предложил его как синоним термина «зона общей шкалы», или «хронозона».

Д. Л. Степанов специально делает акцент на том, что оппель-зона это не биостратиграфическое подразделение, а подразделение общей шкалы, основанное на биостратиграфической зоне и охватывающее также все одновозрастные образования независимо от их палеонтологической характеристики. Поэтому призыв Б. С. Соколова рассматривать лишь оппель-зону (=зону общей шкалы) в качестве подразделения общей шкалы может быть воспринят как тавтология. Очевидно, однако, что Б. С. Соколов имеет в виду нечто другое. А что? К сожалению, он не дает каких-либо разъяснений и ограничивается только указанием, что оппель-зона является синтетическим производным биозонального анализа.

Дополнительную путаницу в понимании оппель-зоны вносит рассматриваемый проект, в котором оппель-зона, вслед за Х. Хедбергом помещена в категорию биостратиграфических (?), а ее синоним (хронозона) — в категорию общих подразделений. Очевидно, что термин «оппель-зона», предложенный и достаточно ясно объясненный Д. Л. Степановым, в обоих случаях употреблен в ином, отличном от авторского, смысле.

При том, что и Б. С. Соколов, и автор соответствующего раздела в проекте относят оппель-зону к биостратиграфическим подразделениям, трактовка данного термина у них диаметрально противоположна. Б. С. Соколов противопоставляет оппель-зону биозональной шкале в чистом виде, например, граптолитовой, аммонитовой, конодонтовой и т. п. В проекте же оппель-зона рассматривается как разновидность зоны распространения (т. е. производная от биозональной), установленной по ортостратиграфическим группам — аммонитам, граптолитам и т. п.

Отмеченные различия происходят из того, что, по мнению авторов, оппель-зона это и есть зона в смысле Опделя. Но так как у каждого автора свое понимание смысла, который А. Опдель вкладывал в зоны, возникает разногласие в трактовке оппель-зоны. Между тем, у термина не может быть никакого другого смысла, кроме того, который вложил в него Д. Л. Степанов, поскольку он, Степанов, — автор термина, а вовсе не А. Оппель. Термин Д. Л. Степанова остается валидным независимо от того, совпадает ли его авторская трактовка со смыслом, вложенным А. Опделем, или не совпадает.

Говоря о смысле, который Д. Л. Степанов вкладывал в термин, следует отметить, что на самом деле он придал ему сразу два смысла и оба приписал А. Опделю. Первый «оппель-смысл» Степанова состоит в том, что в отличие от биостратиграфической зоны оппель-зона включает в состав и все другие одновозрастные отложения, независимо от их палеонтологической характеристики — хроностратиграфический смысл оппель-зоны». Второй «оппель-смысл» Степанова состоит в том, что в основе оппель-зоны лежит биостратиграфическая зона, которую Д. Л. Степанов понимает в узком смысле, не как любое элементарное подразделение, выделенное методами биостратиграфии, а скорее как фаунистический комплекс. Ссылаясь на Д. М. Раузер-Черноусову, он указывает, что «в основу выделения зон А. Опделем были положены горизонты местных схем» (Д. Л. Степанов, 1958).

Таким образом, Д. Л. Степанов считает, что основу зоны общей шкалы должно составить местное стратиграфическое подразделение со свойственным ему комплексом органических остатков. Это подразделение вместе с другими одновозрастными отложениями он и именует оппель-зоной, полагая синонимами хронозону и зону об-

щей шкалы.

В противоположность этому широкое распространение получили представления о том, что основу зоны общей шкалы должны составить биозональные (и их производные) подразделения, основанные на ортогруппах. Их также часто (и неправильно) именуют оппель-зонами. Против второго подхода и предупреждает, совершенно справедливо, Б. С. Соколов.

Названные два различных подхода к зоне общей шкалы — производные двух различных концепций стратиграфии в целом и назначения общей шкалы, в частности. Первый подход, геологический, геосторический, ориентируется на местную стратиграфическую схему. Очевидно, что зона общей шкалы, взятая в этом смысле, сама по себе не является и не может являться инструментом корреляции. Она имеет иные функции. Выполняет семантическую роль, будучи универсальным языковым понятием. Кроме того, обеспечивает конкретизацию корреляций, основанных на биозонах. Необходимость этой конкретизации происходит из того, что любые биозональные построения в известной мере — абстракция, жизненно необходимая, как и в каждой науке, но все-таки абстракция. Поэтому роль зоны общей шкалы, понимаемой в таком смысле, смысле Д. Л. Степанова, оказывается фундаментальной, как справедливо указывает Б. С. Соколов. Второй подход — биологический, биосторический (европейский) ориентируется на биозоны ортостратиграфических групп. Его сторонники хотели бы видеть в инструменте корреляции и универсальный язык, не замечая, что лишают стратиграфию основы конкретизации и типизации стратиграфических подразделений. Они отрывают стратиграфию от геологического субстрата, увлекая ее исключительно в область морфогенетических обобщений.

Упомянем попутно, что в тесной связи с этими двумя подходами находится и вопрос о стратотипах — стратотип или биохронотип. В. Е. Руженцев [1] и О. Шиндewolf (1975), последовательно отстаивающие европейскую концепцию, естественно, отрицают стратотип, поскольку содержание биозон есть в некотором смысле абстракция и синтез, которые никакой стратотип отразить не могут. Напротив, зоны общей шкалы, основанные на региональных, геосторических прототипах, без эталонных разрезов немислимы. С учетом сказанного предлагается следующая формулировка определения зоны общей шкалы.

Зона — таксономическая единица общей шкалы фанерозоя, подчиненная ярусу. Является элементарным подразделением геосторического содержания и основывается на региональном прототипе, характеризуемом определенным типом биоты (фаунизоны) в типовой области распространения яруса. Включает в состав все одновозрастные отложения независимо от их пространственного распространения и палеонтологической характеристики.

8. Основопологающая роль биостратиграфии в стратиграфии фанерозоя общеизвестна. Однако взгляды на ее функции и место в стратиграфической науке не однозначны. В рамках европейской концепции биостратиграфия оказывается практически синонимом стратиграфии, все остальное за ее пределами относится к простратиграфии. В концепции американской школы биостратиграфическое расчленение — один из способов стратиграфического расчленения наравне с другими.

В проекте раздел, посвященный биостратигра-

фическим подразделениям, наиболее расширенный по сравнению с первым изданием Кодекса. К сожалению, в значительной степени он лишь повторяет сведения из справочника Х. Хедберга, оставляя без внимания сущностные различия бистратиграфических подразделений разного рода, цели и функции, которые они выполняют в общей стратиграфии. В определении, правда, указывается, что соответствующие подразделения связаны как с эволюционными изменениями отдельных групп, так и со сменой экологических ассоциаций, но необходимых выводов из этого не сделано. Между тем из практической работы стратиграфа очевидно, что разные по существу филозоны и экозоны несут различную функциональную и целевую нагрузку. Это обстоятельство в формальной классификации Х. Хедберга не играет никакой роли, однако в рамках содержательной геосторической концепции не может быть оставлено без внимания. В связи с этим представляется важным отразить в Кодексе следующие положения.

Биостратиграфические подразделения по содержанию (сущности) относятся к двум различным категориям, отражающим два различных аспекта эволюции, которые между собой тесно связаны, но отнюдь не адекватны. Первая категория основывается на эволюции биоты, вторая — эволюции таксона. Различные по содержанию подразделения этих категорий выполняют различные функции в стратиграфии.

Подразделения первой категории представляют собой совокупность горных пород, характеризующую определенным типом биоты, индивидуальность которой обусловлена эколого-палеогеографической обстановкой в системе бассейнов, бассейне или его части. Элементарной единицей подразделений этой категории является фаунизоны (термин предложен С. С. Бакменом, 1903). К этой же категории следует отнести ценозону, комплексную зону, экозону — синонимичные или близкие по смыслу. Фаунизону не следует путать с биофацией (как это сделано у Х. Хедберга и повторено в проекте в отношении экозоны), от которой она отличается выдержанностью в пространстве и времени, что придает ей пространственно-временной и стратиграфический смысл. Биофация стратиграфического смысла лишена.

Тип биоты, определяемый пространственно-временным единством системы биоценозов со свойственным им набором доминантов, пионерных, реликтовых и аксессуарных форм, является индикатором качественной определенности эколого-палеогеографической обстановки в бассейне. Поэтому выделенные на этой основе биостратиграфические подразделения можно рассматривать в качестве прообразов (прототипов) геосторических региональных и общих стратиграфических подразделений.

Вторая категория биостратиграфических подразделений ориентируется на изучение морфогенетических преобразований и имеет цель выявить наиболее автономные компоненты этого процесса, максимально не зависящие от конкретных условий внешней среды. Это позволяет использовать соответствующие подразделения как инструмент корреляции пространственно разобщенных местных и региональных стратиграфических подразделений. Основу подразделений этой категории составляет биозона С. С. Бакмена. К этой же группе относятся и производные от биозоны — зона совместного распространения, интервал-зона, тайль-зона, акмезона, филозоны. Для всей группы подразделений, возможно, полезно было бы предложить единый новый термин, например, «бакмен-зона». Биостратиграфические подраз-

деления этой группы, бакмен-зоны, служат в стратиграфии внешнеотсчетной шкалой по отношению к местным, региональным и общим стратиграфическим подразделениям, являясь основой установления одновременности пространственно разобщенных основных стратиграфических подразделений.

В заключение сформулируем основные положения проведенного анализа. Многообразие представлений о том, какой должна быть стратиграфия, противостоят реальной стратиграфии со свойственным ей стихийно сложившимся методическим аппаратом и методологической основой. Памятуя о том, что внутренняя логика науки зачастую глубже наших рефлексий, в осмыслении стратиграфии важно не столько рассмотреть ее сквозь призму каких-либо внешних методологических и философских концепций, сколько правильно понять глубинное содержание науки такой, какой она исторически сложилась.

Это рассмотрение неизбежно приводит к выводу о том, что от фундаментального принципа («стеноновские слои») до конечного продукта (региональные и общие шкалы) стратиграфия пронизана геологической историей и на ней основывается. И хотя стратиграфия не тождественна исторической геологии провести соответствующую разграничивающую линию вряд ли возможно, да, пожалуй и не стоит пытаться. Этот неожиданный вывод может показаться странным, поскольку все еще широко бытует мнение о том, что задачей стратиграфии является создание временного каркаса, в рамках которого геология изучает историю Земли. Все, однако, становится на свои места, если вспомнить, что история производит время, а не происходит во времени. Геологическая история порождает геологическое время и составляет основу стратиграфии. Этот релятивистский принцип, заложенный в стратиграфию в неявном виде, выработан ею самостоятельно, независимо от физики и гораздо раньше. Относительность «относительного геологического времени» и относительность «специальной теории относительности» есть одна и та же относительность и представляет собой относительность времени к производящим его событиям.

Взятая в чистом виде европейская концепция стратиграфии постулирует примат времени по отношению к событиям, оставляя фундаментальную основу стратиграфии за ее пределами, в области так называемой простратиграфии. Формально-логическая трактовка американской школы, по существу, охватывает лишь прикладной аспект стратиграфических исследований. С позиций геосторического взгляда на стратиграфию эти подходы отражают лишь частные аспекты стратиграфических исследований в объемлющей их более широкой и полной теоретической конструкции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Руженцев В. Е. Стратотип или биохроно-тип? // Палеонтологический журнал. 1977. № 2. С. 23—34.
2. Соколов Б. С. Об основах стратиграфической классификации // Стратиграфическая классификация. Л., 1980. С. 7—11.
3. Стратиграфический кодекс СССР. — Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
4. Стратиграфический кодекс СССР (проект 2-го издания). — Л.: ВСЕГЕИ, 1989.

Принята редколлегией 30 июля 1990 г.

О возможном механизме перемещения литосферных плит

С. А. ХАРИТОНЧИК (ПГО «Гидроспецгеология»)

В последнее время в геотектонике накапливаются все новые факты, подтверждающие теорию тектоники литосферных плит. Основная проблема данной теории — это проблема механизма перемещения плит, вариант решения которой предлагается.

В течение геологического времени происходило закономерное замедление вращения литосферы относительно нижележащих мантии и ядра. Палеонтологические и астрономические данные свидетельствуют о возрастании продолжительности суток [4]. В то же время палеомагнитные исследования свидетельствуют о том, что изменение радиуса Земли в течение геологического времени могло составить всего несколько процентов [3]. Значит, продолжительность суток должна была возрасти не за счет увеличения объема Земли, а за счет замедления скорости ее вращения вокруг своей оси. Средняя скорость раздвига Атлантики составляет порядка 1 см/год [3], что в несколько раз меньше современной. Предполагаем, что постепенно могла замедляться лишь скорость вращения литосферы. Земля — целостная система и общий момент количества движения для нее должен сохраняться. Поэтому скорость вращения оболочек Земли, лежащих ниже литосферы и отделенных от нее менее вязкой (более пластичной) астеносферой, должна возрастать. Решающей силой, способной замедлять вращение литосферы, очевидно, являются лунные приливы [2, 4]. Скорость замедления вращения литосферы, по данным авторов, составляет порядка 10^{-22} рад./с [2], распространяется данный процесс на всю Землю.

Жесткая литосфера, залегающая на более пластичной, способной к перетеканию, астеносфере, подвергается гравитационному воздействию Луны, результатом чего является приливный эффект литосферы относительно мантии, аналогично возникновению морского прилива. Замедление вращения литосферы влечет за собой возрастание скорости вращения нижележащих оболочек Земли по закону сохранения момента количества движения в целостной системе.

Разница между скоростями вращения вокруг земной оси литосферы и нижележащих оболочек Земли приводит к перемещению литосферных плит.

Рассмотрим данные по глубине залегания и мощности астеносферы [3]. Глубина залегания (в км): в осях срединно-океанических хребтов составляет 20—25, на континентах — больше 100, под древними щитами — 250; мощность (в км) под материками достигает 120—150, под океанами — 250—300.

Изображение этих показателей на разрезе (рис. 1) косвенно подтверждает рассматриваемый механизм дрейфа плит. Анализируя рисунок можно предположить, что: 1) граница между астеносферой и мезосферой расплывчатая и в течение времени должна изменять свое положение; 2) возможно «сцепление» литосферы с мезосферой в течение определенного промежутка времени.

Рассмотрим процесс рифтообразования на примере Срединно-Атлантического рифта (рис. 2).

В теле Земли, на участке, где астеносфера

максимально близко подступает к поверхности, и где имеется на малом расстоянии по горизонту большой перепад в глубинах залегания астеносферы, возникает разрыв литосферы, представляющий собой раздвиг, при котором восточный блок (сегмент) движется на восток, а западный остается на месте (см. рис. 2,а,б). Образовавшийся разрыв заполняется остывшим и затвердевшим астеносферным веществом.

При остывании за счет увеличения объема возникают незначительные дополнительные раздвигающие напряжения, в т. ч. и западного направления, которыми можно пренебречь.

В центральной части рифтовой зоны, наименее остывшей и вязкой, образуется новый разрыв с движением восточного сегмента на восток (рис. 2,б,в).

Процесс периодически повторяется (рис. 2,б,в,г) — восточная плита и ось рифтовой зоны движутся относительно западной плиты на восток, причем скорость перемещения восточной плиты в 2 раза больше скорости перемещения рифтовой зоны ($I_2 = 2I_1$). Этим объясняется тот факт, что скорость смещения литосферных плит, определенная доплеровским методом со спутников, в 2 раза больше, чем рассчитанная по линейным магнитным аномалиям [3].

Все литосферные плиты перемещаются в восточном направлении, причем восточная относительно рифтовой зоны движется быстрее, чем западная, предположительно, исключение составляет лишь Тихоокеанская плита, западная граница которой представляет собой зону субдукции, что предполагает максимальную тектоническую активность на границах этой плиты.

Несложные расчеты с использованием схемы мгновенной кинематики плит (В. М. Литвин, 1981; [3]) позволяют пересчитать скорости движения литосферных плит относительно мантии, которые составят 30—50 см/год.

У каждой пары литосферных плит выделяются полюса расширения, но только у атлантической пары раздвижение протекает так, будто плиты опираются на географические полюса [1]. Отклонения полюсов расширения других рифтовых зон от географических (плиты движутся и в меридиональном направлении) свидетельствуют о наличии параллельно с основным другим механизмом движения литосферных плит. Этим механизмом, очевидно, является полюсобежная сила. В силу того, что вращающиеся тела стремятся свести к максимуму свой момент инерции, происходит движение литосферных плит в меридиональном направлении, о чем свидетельствует искривление силовых линий тяжести [4]. Расположение Антарктиды на Южном полюсе предопределяет направление движения. Менее массивные, сложенные корой океанического типа, Тихоокеанская и Индийская плиты движутся в северном направлении, чему препятствуют «тяжелые» Евразийская и Североамериканская плиты. Наличие вдоль оси спрединга и сдвиговой компоненты — проявление полюсобежной силы.

Современная система рифтов на Земле — результат наложения двух указанных механизмов движения литосферных плит.

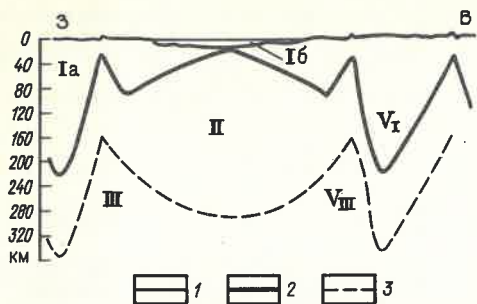


Рис. 1. Глубина залегания литосферы, астеносферы и мантии в зависимости от рельефа:

границы: 1 — поверхности Земли, 2 — между литосферой и астеносферой, 3 — между астеносферой и мантией; Ia — литосфера; Ib — океан; II — астеносфера; III — мантия; скорость вращения: V_I — литосферы; V_{III} — мантии; $V_{III} > V_I$

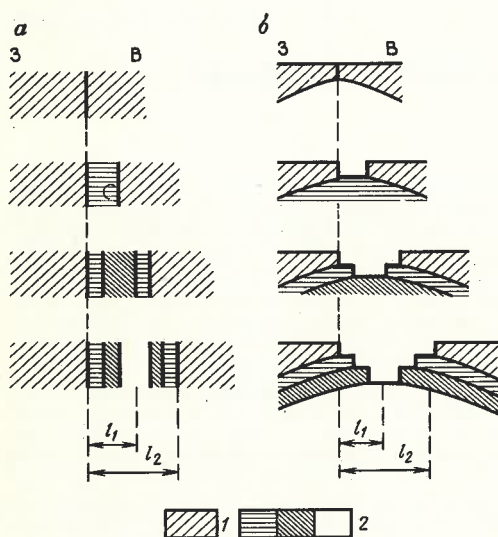


Рис. 2. Схема рифтообразования в плане (а) и разрезе (б):

1 — литосфера; 2 — «нарастание» литосферы в результате раздвига в рифтовой зоне

Описываемые механизмы (главный — назовем его «проскальзыванием геосфер» и второстепенный — «полюсобежная сила») позволяют объяснить многие факты, наблюдаемые в геотектонике.

1. Возрастание скорости спрединга к экватору.
2. Отсутствие зон субдукции (обдукции) в Африканской плите, несмотря на то, что она на протяжении десятков миллионов лет «зажата» между рифтами (зонами растяжения) Атлантического и Индийского океанов. Возникновение 5 млн лет назад новой зоны растяжения — Красноморско-Аденского рифта, в Африканской плите, казалось бы, находящейся в условиях интенсивного горизонтального сжатия.
3. Наличие трансформных разломов со сдвиговыми напряжениями, смещающих рифтовые зоны. Это подтверждает однонаправленность движения плит и рифтовых зон (на восток) с разной скоростью по сегментам в зависимости от широты, отражает пассивность рифтовых зон в процессе дрейфа плит.
4. Наличие внутриплитных дислокаций.

При наблюдениях в Гарском районе [1] за «заталкиваемыми», «тонущими» плитами отмечались не объясняемые автором следующие факты, подтверждающие механизм проскальзывания геосфер: сила поддвига одной плиты под другую равна силе раздвига плит в рифтовой зоне, «заталкиваемые» плиты испытывают растяжение, обломки «заталкиваемой» плиты в астеносфере не тонут, а продолжают испытывать «толкающие» в горизонтальном направлении силы.

В перенапряженной земной коре, находящейся в условиях интенсивного сжатия, существует постоянная тенденция к разрыву. Сжатие — следствие растяжения в рифтовых зонах. В условиях взаимопроникновения литосферы, астеносферы и мезосферы и более быстрого вращения последней, в местах относительно близкого залегания астеносферы от поверхности возникают растягивающие напряжения, способные в редких случаях привести к заложению нового рифта. Не этим ли объясняется, с учетом изостазии, и линейность горных систем и предгорные прогибы («неразвитые» рифтовые зоны). Масса осадков не может являться причиной образования прогиба земной коры [4]. Скорее это следствие прогиба, возникшего в результате воздействия механизма проскальзывания геосфер.

Описываемый механизм должен найти отражение и в глобальной сети разломов, и в трещиноватости, и в залегании пород. Для каждого региона должна существовать своя ортогональная сеть разрывов, тесно связанная с залеганием пород. Все разнообразие планетарной сети разломов и трещиноватости должно определяться наложением двух составляющих механизма дрейфа литосферных плит.

В течение геологического времени интенсивность проявления механизма проскальзывания геосфер будет возрастать, что должно отразиться на тектонической активности.

С позиции механизма проскальзывания геосфер может рассматриваться и существование магнитного поля Земли. Более быстрое вращение твердого внутреннего ядра в жидком внешнем ядре создает ток, который «течет» по радиусам. Линии магнитной индукции располагаются, как в обычном соленоиде. Отклонение оси магнитного поля от оси вращения Земли может предполагать несовпадение осей вращения ядра и выходящих оболочек Земли. Инверсию геомагнитных полюсов можно объяснить перераспределением скоростей вращения геосфер. Рассмотрим возможную схему инверсии. Обозначим скорости вращения твердых оболочек Земли: ядра — $V_{я}$, мантии — $V_{м}$, коры — $V_{к}$, причем по теории проскальзывания геосфер: $V_{я} > V_{м} > V_{к}$. Допустим скачкообразное уменьшение скорости $V_{к}$ по причинам, ранее описанным. Скорости $V_{м}$ и $V_{я}$ должны увеличиться, но увеличиться могла лишь скорость $V_{м}$, полностью компенсируя уменьшение скорости $V_{к}$. При этом скорость вращения $V_{м}$ первоначально может превзойти скорость вращения $V_{я}$, и ядро относительно мантии начнет вращаться как бы в обратном направлении. Геомагнитные полюса меняются местами.

Само наличие в Земле оболочек в жидком фазовом состоянии, несмотря на увеличение с глубиной плотности вещества, предполагает проскальзывание по ним твердых сфер Земли. Из всего сказанного можно сделать следующие выводы.

Уменьшение в течение геологического времени

скорости вращения литосферы вокруг земной оси сопровождается увеличением скорости вращения мезосферы. В условиях взаимопроникновения литосферы, астеносферы и мезосферы возникает механизм проскальзывания геосфер, перемещающий литосферные плиты в восточном направлении. Движение плит к северу — результат полюсобежной силы.

Две составляющие механизма движения литосферных плит: механизм проскальзывания геосфер — главная, и полюсобежная сила — второстепенная.

Существует возможность распространения механизма проскальзывания геосфер на все оболочки Земли, а также на ядро, в результате чего теория магнитного поля Земли приобретает стройность и завершенность.

Теория механизма дрейфа литосферных плит должна найти практическое применение в вопросах сейсмологии (например, геофизические на-

блюдения за предполагаемыми изменениями мощности астеносферы, предшествующими землетрясениями) и поисков полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гангнус А. А. Тайна земных катастроф. — М.: Мысль, 1985.
2. Косыгин Ю. А., Маслов Л. А. Роль твердых лунных приливов в тектоническом процессе // Геотектоника. 1986. № 6. С. 3—7.
3. Хаин В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника. — М.: Недра, 1985.
4. Шейдеггер А. Основы геодинамики. — М.: Недра, 1987.

Принята редколлегией 26 ноября 1990 г.

УДК 551.263.038

© В. Л. Хомичев, 1992

Металлогенические вариации магматических формаций

В. Л. ХОМИЧЕВ (СНИИГГМС)

На латеральную и вертикальную изменчивость магматических комплексов (формаций) и связанного с ними оруденения уже не раз обращалось внимание (П. Ф. Иванкин и др., 1970; Г. В. Поляков, 1971; В. С. Попов, 1984 и др.). Такие петрометаллогенические вариации возникают, очевидно, в ходе разнонаправленной эволюции рудопродуцирующего магматизма, что вызывает необходимость систематического их изучения в целях более эффективного прогнозирования. Однако это направление исследований, несмотря на явную актуальность, не получило еще развития.

С каждой из рудоносных магматических формаций, как правило, связано несколько рудных формаций, составляющих единый генетический ряд или рудный комплекс (В. А. Кузнецов, 1972). Одной из задач металлогенического анализа, как неоднократно подчеркивал В. А. Кузнецов, является составление полного объема такого ряда для всех ведущих магматических формаций в целях поисков недостающих членов. Для этого необходимо суммировать все многообразие оруденения, связанного с однотипными комплексами в пределах СНГ или даже шире. К сожалению, такая, казалось бы, простая сводка до сих пор не выполнена. Нами для иллюстрации составлены ряды рудных формаций для трех гранитоидных формаций Алтае-Саянской области (таблица). Они, естественно, далеко неполные, но полезны для обсуждения проблемы металлогенических вариаций. Такие ряды отвечают самой общей давно установленной закономерности — связи различных типов оруденения с определенными магматическими формациями. Однако в конкретном регионе они никогда не реализуются в полной мере. Обычно доминируют 1—2 члена ряда, а другие подавлены или вообще отсутствуют. Такие соотношения внутри ряда закономерны: рудообразующие возможности магмы лимитируются содержанием и режимом летучих и рудных компонентов, а процесс отделения флюидной фазы имеет экстремальный характер с достижением про-

мышленных концентраций и масштабов лишь в какой-то узкий промежуток времени, когда и возникают месторождения ведущего формационного типа. До и после этого главного этапа рудообразование ограничено.

В пределах Алтае-Саянской провинции можно привести такие примеры. Мартайгинский комплекс ведущих в золотооруденении Кузнецкого Алатау, но месторождения кварц-сульфидно-золоторудной формации развиты вдоль осевой зоны и исчезают на восточном склоне, где в ассоциации с теми же гранитоидами появляются скарновые месторождения меди (пирротин-пирит-халькопиритовая формация). Кварц-кальцит-золото-шеелитовая формация того же ряда развита и на восточном, и на западном склонах Кузнецкого Алатау, но на западном она представлена золотым минеральным типом, а на восточном — шеелитовым [3]. На Восточном Саяне скарновая золоторудная формация не уступает жильной кварц-сульфидно-золоторудной, а в Туве золотооруденение в целом подавленное.

С гранитовой формацией в Кузнецком Алатау (тигертышский комплекс) связано редкометалльное оруденение скарнового (шеелит-молибденит-халькопиритовая формация) и гидротермального штокверкового (кварц-молибденитовая формация) типов. Однако промышленные месторождения известны только на восточном склоне, причем в одних рудных районах развит первый тип (Туим, Улень), а в других — второй (Сора, Ипчул, Атаскыр). На Восточном Саяне (сыдинский комплекс) скарновый тип отсутствует, а штокверковый заметно уступает по масштабам. В Туве нет ни скарнового, ни штокверкового оруденения этих формационных типов.

Скарново-магнетитовые месторождения широко распространены в связи с субцелочными гранитоидами в Кузнецком Алатау (тельбесский комплекс и его аналоги), на Восточном Саяне (ирбинско-краснокаменский комплекс) и северном склоне Западного Саяна (анзасский комплекс). К югу от Кандатского разлома, на обширной территории Тувы, несмотря на обилие

Вертикальные ряды и горизонтальные вариации металлогенической специализации гранитоидных формаций Алтае-Саянской области

Магматические формации	Ряды рудных формаций	Кузнецкий Алатау	Восточный Саян	Тува
Габбро-диорит-гранодиоритовая	* Скарновая пирротин-пирит-халькопиритовая (Майна, Темир) * Скарновая золоторудная (Калиостровское, Натальевское, Лебедское) - Кварц-шеелит-золоторудная (Бурлевское) ** Кварц-сульфидно-золоторудная (Центральное, Бериккуль, Коммунар, Сарала, Ольховское) * Кварц-кальцит-золото-шеелитовая (Кундат, Кайва)	+ + + + +	+ + + +	+ +
Гранитовая	* Скарновая шеелит-молибденит-халькопиритовая (Улень, Туим) ** Кварц-молибденитовая (молибденпорфировая) (Сора, Ипчул, Агаскыр) - Малосульфидная кварц-золоторудная (Находка, Сартыгой)	+ + +	+	
Субщелочно-гранитовая (латитовая)	* Скарновая магнетитовая (Таштагол, Каз, Ольгинское, Тейское, Ирбинское) * Висмут-золоторудная (Федотовское, Знаменитое, Лысогорское) * Скарновая медно-полиметаллическая (Юлия, Казымча) - Грейзеновая молибденитовая (Камышта Багринское, Монгул-Бурень, Улуг-Кадыр-Оос) ** Меднопорфировая (Аксуг, Кызык-Чадр) * Никель-кобальтовая арсенидная (Хову-Аксы)	+ + + + + +	+ + + + +	+ +

Примечание: ** Формации, имеющие промышленное значение, * второстепенные формации, остальные не имеют практического значения

субщелочных гранитоидов (сютохольский комплекс), железооруденение отсутствует, но первостепенное значение приобретает меднопорфировая, а также арсенидная никель-кобальтовая формации, которые к северу от Кандатского разлома представляют интерес лишь в минералогическом отношении. Похоже, как и в предыдущем случае, железооруденение исключает меднопорфировое и наоборот.

Таким образом, назрела необходимость проанализировать причины и факторы, влияющие на качественную и количественную изменчивость оруденения, выявить критерии и признаки, позволяющие прогнозировать определенные члены генетического ряда рудных формаций и возможные их масштабы. Эта проблема, по существу, только ставится, и в настоящее время можно поделить лишь некоторыми соображениями эмпирического характера.

Тектонический фактор, безусловно, влияет на металлогеническую специализацию магматических формаций, поскольку во многом определяет их эволюционное развитие, состав поздних рудоносных дифференциатов и режим летучих компонентов. Мартайгинский комплекс, к примеру, золотоносен в пределах эвгеосинклинальных подвижных зон, где он обладает повышенной основностью (преобладают монцодиориты, тоналиты, гранодиориты). В блоковых многоэосинклинальных зонах состав комплекса существенно гранитоидный (гранодиориты, адамеллиты, граниты), золоторуденение по-

давлено, а большую значимость, как отмечалось, имеет скарновая пирротин-пирит-халькопиритовая формация. Соответственно, в мартайгинском рудном комплексе выделяются два независимых подряда рудных формаций для эв- и многоэосинклинальных структур [3].

Большое значение придается тектоническому фактору и в размещении железооруденения. В Кузнецком Алатау и Восточном Саяне субщелочные гранитоиды железоносны в пределах протоорогенных прогибов (парагенных этим гранитоидам), наложенных на эвгеосинклинальные зоны салаирского основания (Г. В. Поляков, 1971). При наложении прогибов на блоковые многоэосинклинальные зоны железооруденение вытесняется скарновой медно-полиметаллической формацией (Юлия, Казымча), не имеющей крупного промышленного значения. Рудогенерирующий комплекс при этом становится существенно гранитоидным, более однородным (граниты, граносиениты) в отличие от глубоко дифференцированного в железорудных районах (габбро, диориты, сиенодиориты, гранодиориты, граниты, граносиениты, сиениты). Однако эта закономерность нарушается в Туве: наложенные протоорогенные структуры занимают здесь большие площади (Хемчик-Систигхемский прогиб и сопровождающие его побочные мульды), накладываются они и на блоковые многоэосинклинальные, и линейные эвгеосинклинальные зоны, а также офиолитовые пояса, но железооруденение совершенно отсутствует. Очевидно,

в данном случае тектонический фактор метало-генической специализации не является решающим. При сравнении рудоносных субшелочных комплексов железорудных районов Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна и меднопорфировых Тувы обнаруживается повышенная щелочность и основность первых из них, и в особенности конечных членов, непосредственно предшествующих или сопутствующих оруденению, чего нет в меднопорфировых районах. Та же особенность магматитов железорудных районов отмечена в Тургае [1].

Не вдаваясь в генетические вопросы, следует однако подчеркнуть, что эта петрохимическая тенденция имеет, по-видимому, важное значение, т. к. железо выносятся из расплава главным образом в форме комплексных соединений с хлором и щелочами [2]. И эта вещественная характеристика может быть более успешно и надежно использована в прогнозировании, нежели косвенные качественные тектонические факторы, хотя наверняка определяют последние.

Магматические факторы в эндогенном рудообразовании играют ведущую роль, и они же, очевидно, определяют петрометаллогенические вариации рудоносного комплекса. Такими факторами являются: исходный состав магм, определяющий общую их металогеническую специализацию и потенциальные возможности, пути эволюции и степень дифференциации, определяющие конкретную качественную и количественную рудоносность, структурная обстановка на уровне становления, режим летучих компонентов, особенно на поздних стадиях, когда магма или ее остаточные очаги становятся рудогенерирующей. Идея специализированных изначально магм (повышенное содержание в исходном расплаве) не подтверждается, а эксперименты и расчеты Н. И. Хитарова и других исследователей свидетельствуют, что образование месторождений обеспечивается и кларковыми содержаниями металла, если магматические и постмагматические процессы ведут к концентрации, а не рассеиванию летучих и рудных элементов. Это значит, что к рудоотложению приводит определенная направленность магматического процесса.

Очень показателен в этом отношении пример уже отмечавшихся пространственно-временных отношений между скарновой шеелит-молибденит-халькопиритовой и штокверковой кварц-молибденитовой формациями тигертышского комплекса. Месторождения первой из них генетически связаны с крупными телами биотитовых гранитов и размещаются в их экзо-эндоконтактах. Более поздние штоки лейкогранитов (заключительная фаза комплекса) в этом случае практически не несут оруденения. В других районах, иногда находящихся рядом, штокверковые молибденовые месторождения генерируются штоками лейкогранитов и размещаются в их апикальной и надинтрузивной области, а предшествующие биотитовые граниты оказываются безрудными. Направляется эмпирический вывод, что в силу каких-то внутриматематических причин в первом случае летучие и ассоциирующие с ними рудные компоненты выносятся из расплава в приконтактные зоны крупных массивов биотитовых гранитов уже на ранней стадии кристаллизации и расплываются в виде многочисленных мелких скарновых месторождений и рудопроявлений, а остаточный лейкократовый расплав оказывается бесплодным. Во втором — рудные и летучие компоненты накапливаются внутри массива, много-

кратно обогащают лейкократовый расплав и при последующей его иньекции на более высокий уровень формируют крупные штокверковые молибден-порфировые месторождения.

Поэтому неотложная задача — глубокое сравнительное изучение по многим регионам состава, строения, эволюции рудопродуцирующих комплексов каждого формационного типа и связанного с ним оруденения, чтобы накопить необходимый эмпирический материал по петрометаллогеническим вариациям и затем перейти к генетическим выводам.

Важный фактор в этой проблеме зональность рудно-магматических систем, в первую очередь, вертикальная. К сожалению, изученность их надрудных уровней и фронтальных зон в целом явно недостаточная из-за ограниченного числа подходящих объектов. Однако сопоставление массивов с разным уровнем среза и глубинные геолого-геофизические разрезы позволяют определить главные тенденции в морфологии, строении и составе таких систем и построить общую генерализованную модель—схему [4, 5]. Они показывают на сложное, но вполне закономерное строение рудно-магматических систем. Снизу вверх в них увеличивается набор и усложняется состав пород, фациальные отношения все более сменяются фазовыми, растет число и дискретность фаз, увеличивается количество и разнообразие даек, причем асхистовые дорудные дайки размещаются преимущественно во внутренней эндоконтактной зоне, а диасхистовые порудные — в экзоконтакте и на более низком уровне, усиливаются метасоматические изменения, а типы метасоматитов подчиняются общей зональности интрузивов. В нее вписываются и характеристики оруденения (число стадий минерализации, составы минеральных парагенезисов, типоморфные особенности минералов и т. д.). Главная тенденция вертикальной зональности — развитие ошелоченных фаций в апикальных частях и апофизных выступах, наиболее продуктивных в отношении рудоотложения. Корреляция масштабов ошелочения и оруденения позволяет предполагать, что ошелочение расплава и перераспределение (концентрирование) летучих и рудных элементов — это единый магматический процесс, хотя уловить эти связи в вещественном выражении не просто. Степень ошелочения (а также флюидизации и рудоконцентрации) пропорциональна вертикальной протяженности магматической системы. Этим, в частности, объясняются богатство, крупные размеры и многоактность молодых близповерхностных порфировых месторождений Америки по сравнению с палеозойскими более глубинными и менее протяженными по вертикали месторождениями СНГ.

Изучение в этом плане вертикальной зональности рудно-магматических систем открывает широкие возможности для прогнозирования скрытого оруденения и участков богатых руд (рудных столбов).

Роль вмещающей среды в рудообразовании оценивается по-разному: одни исследователи придают этому фактору первостепенное значение, другие — отрицают. Вопрос этот подробно не изучен. Однако в любом случае влияние среды, несомненно, отражается на эволюции магматического процесса и составе его продуктов. Поэтому конечный эффект — качество и количество оруденения, их изменчивость и особенности ассоциирующих магматических пород можно определить опять-таки по составу магматитов.

Приведенные соображения по металлогеническим вариациям магматических формаций носят эмпирический и априорный характер. Обобщение фактических материалов по многим провинциям позволит установить определенные закономерности и, в частности, определить металлогеническую специализацию каждой магматической формации в максимально возможном объеме, т. е. составить полный ряд связанных с нею рудных формаций. Эта задача только кажется простой, а между тем прокоррелировать магматические комплексы разных провинций в настоящее время очень трудно. Пока не создана надежная объективная корреляция магматических комплексов на основе всесторонней детальной и методически единой характеристики региональных эталонов, полные ряды рудных формаций для ведущих магматических формаций составить будет трудно.

Вторая наиболее актуальная задача в данной проблеме — определить реальную продуктивность магматической формации в конкретном регионе, т. е. каких именно типов оруденения следует ожидать, каковы их масштабы, и в каких геологических обстановках наиболее реально перспективны. Ответы на эти вопросы следует искать в ее вещественном составе, строении (зональности) и эволюции, поскольку в них, несомненно, закодирована конечная ее продуктивность. Таким образом, исследования должны быть направлены в первую очередь на изу-

чение вещественного состава магматитов с разной рудоносностью и в особенности — на анализ летучей составляющей. Исследование петрометаллогенических вариаций представляется весьма актуальной и неотложной задачей региональных петрологических и металлогенических работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Полтавец Ю. А. Петрохимические особенности вулканоплутонических ассоциаций как критерий их потенциальной рудоносности и генезиса // Петрология и минералогия Казахстана. Алма-Ата. 1988. Ч. 1. С. 170—172.
2. Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. — М.: Наука, 1975.
3. Хомицев В. Л. Петрометаллогенические вариации гранитоидных комплексов // Геология и геофизика. 1985. № 2. С. 15—22.
4. Хомицев В. Л. Модель золотоносной габбродиорит-гранодиоритовой формации // Сов. геология. 1988. № 7. С. 97—108.
5. Хомицев В. Л. Модель формации субщелочных гранитоидов, генерирующих меднопорфировое оруденение // Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических пород. Новосибирск, 1991. С. 29—32.

Принята редколлегией 26 ноября 1990 г.

Хроника, информация

УДК 551.2:553.078(470.5)

© Е. С. Контарь, К. К. Золоев, Б. А. Попов, 1992

Геодинамика и металлогения Урала

Е. С. КОНТАРЬ, К. К. ЗОЛОЕВ, Б. А. ПОПОВ (ПО «Уралгеология»)

Проблема обсуждалась на 2-ом Уральском металлогеническом совещании (21—23 мая 1991 г., г. Свердловск), которое было проведено Научным советом по рудообразованию и металлогении Урала Уральского отделения Академии наук, ПО «Уралгеология», Свердловским горным институтом им. В. В. Вахрушева. В совещании приняли участие 121 человек из 18 академических и отраслевых институтов, производственных геологических объединений Урала, Москвы, Ленинграда. Было заслушано более 30 докладов, посвященных общим вопросам геодинамики и металлогении; особенностям глубинного строения, формирования земной коры и геофизическим основам металлогенического районирования; геодинамическим обстановкам образования различных геолого-промышленных и рудноформационных ти-

пов месторождений черных, цветных и благородных металлов.

Общие вопросы геодинамики и металлогении рассмотрены в докладе В. А. Коротеева, К. К. Золоева, В. М. Нечуехина. Авторы отмечают, что развиваемые геодинамические представления в теоретической металлогении группируются вокруг трех основных направлений. Одно из них базируется на положениях классической геосинклинальной теории. Металлогения складчатых систем связывается с поступлением мантийного материала в узкие линейные зоны по магма-рудоподводящим глубинным разломам. Рудное вещество эволюционирует во времени, отражая как изменения состава вещества мантии и генерируемых ею магматитов, так и степень вовлечения в этот процесс корового материала.

Другое направление отражает концепцию тектоники литосферных плит. Предполагается, что океаническая стадия (со своей металлогенией) сменяется островодужной и процесс завершается обдукцией в зоне коллизии океанической коры на край древнего кратона, а также тектоническим скупиванием блоков с образованием области аккреции. При этом формируются линейно вытянутые металлогенические пояса и шарьяжные структуры с тектонически сближенными блоками специфических рудоносных структур.

Третье направление включает как главные положения теории тектоники литосферных плит, так и основные элементы геосинклинальной теории. Формирование складчатых поясов и концентрация рудного вещества связываются с эволюцией мантийного линейного диапира на разных этапах развития земной коры (геосинклинальном, орогенном, платформенном и т. д.). Рудные месторождения образуются за счет восходящих потоков подкорового вещества, которое взаимодействует с веществом самой коры.

Доклад В. А. Прокина посвящен типизации геосинклинально-складчатых систем (ГСС) и особенностям их металлогении. Положив в основу классификацию Г. А. Твалчрелидзе, выделившего первичные, вторичные и сланцевые геосинклинали, автор изучил геодинамические обстановки их формирования. Первичные ГСС начинают формироваться с раздвига континентальной коры, образования океанического бассейна, сменившегося развитием островных дуг, задуговых бассейнов и континентальных окраин. Этим структурам отвечают хромиты офиолитовых ассоциаций, медно- и медно-цинкоколчеданные месторождения вулканитов спрединговых зон и подводных вулканических поясов, скарново-магнетитовые месторождения вулканоплутонических ассоциаций островодужных комплексов и наложенных вулканических поясов.

Вторичные ГСС проявлены в виде систем ветвящихся рифтовых зон между блоками континентальной коры (срединными массивами). Эндогенное оруденение вторичных ГСС обусловлено внутрикоровым магматизмом, частичной переработкой эндогенными флюидами блоков континентальной

коры (колчеданно-полиметаллические месторождения рудноалтайского типа, месторождения андезитовидных вулканоплутонических поясов — меднопорфировые, золоторудные, сурьмянортутные и др.). Сланцевые геосинклинали (многогеосинклинали) образуются как на месте континентальных рифтов, так и краевых и внутренних прогибов. Металлогения этих структур определяется процессами осадконакопления и диагенетически-метаморфического преобразования осадков.

Геодинамика, эндогенные режимы и металлогения подвижных поясов, в т. ч. Урала, охарактеризованы в докладе К. К. Золоева с соавторами. В геологической истории Урала выделен ряд мегациклов (циклов) с характерными для них геодинамическими режимами и соответственными металлогеническими особенностями.

С. Н. Иванов в докладе о роли реологии в металлогении обратил внимание на существование в земной коре переходной уплотненной зоны, располагающейся в интервале 7—15 км и обычно непроницаемой для прохождения флюидов. Прорыв через нее флюидов и расплавов возможен лишь при исключительно высоких давлениях, обусловленных гидродинамической связью их с глубинными очагами. В этих условиях происходит образование многих магматических тел, а также большинства эндогенных жильных рудных месторождений.

В. М. Нечуехин описал геодинамические режимы рудообразования при становлении геосинклинально-складчатых систем уральского типа. Индикаторами этих режимов являются геологические формации и их ряды. Тектоническое сочленение образований разных геодинамических режимов привело к формированию сложного кровно-складчатого сооружения коллизионно-аккреционного типа. Состав оруденения и закономерности его размещения определяются геодинамическими режимами развития складчатого пояса.

Б. П. Рыжий с соавторами проанализировали строение земной коры Урала на основе обобщения геофизических исследований. Уральский складчатый пояс расположен в пограничной зоне между крупными сегментами верхней оболочки земной коры, обладающими различной плотностью и

электропроводностью. Выявлена существенная скоростная и плотностная неоднородность верхней мантии под складчатым Уралом.

Е. М. Ананьева с соавторами изложили геофизические принципы металлогенического районирования Урала, основанные на типизации блоков по степени фемичности разрезов верхней части земной коры. Выделены ультрафемические, фемические утяжеленные, фемические, сиалофемические утяжеленные, сиалофемические облегченные, сиалические и ультрасиалические блоки. Установлена зависимость характера минерализации от типа блока.

В докладе Н. Г. Берлянд с соавторами доказана принципиальная возможность проведения палеореконструкций глубинного строения земной коры Урала, базирующихся на данных о ее современном строении, связях ее параметров со стадиями формирования, а также на истории геологического развития с применением принципов актуализма. Продемонстрирована серия схем, отражающих глубинное строение Уральской складчатой системы в интервале рифей — фанерозой.

Строению и динамике формирования рудоносных структур Урала посвящен доклад В. Б. Соколова. Анализ геофизических материалов позволил автору создать обобщенную модель верхней части земной коры, сформировавшейся под действием горизонтальных тектонических напряжений, при которых в соприкосновение приведены комплексы, значительно удаленные друг от друга в момент их образования (вулканогенно-осадочные комплексы зеленокаменного прогиба). Следствием аккреционного процесса являются выдавливание толщ прогиба на сиалические блоки обрамления, активизация рудного вещества и образование совмещенных в пространстве месторождений фемической и сиалической групп.

В наиболее обширной группе докладов уделяется внимание геодинамическим условиям образования важнейших рудноформационных типов месторождений.

Н. П. Юшкин с соавторами остановились на вопросе металлогении верхнего докембрия Урало-Тиманского региона. Обоснована различная металлогеническая специализация его рай-

онов для платформенных и геосинклинальных областей. Рифейским комплексам Южного и Среднего Урала приписаны рудные скопления, свойственные платформенному чехлу. На севере региона возникали условия, близкие к геосинклинальным. Металлогения Тимана определяется латеральной зональностью рифеид, где стабильные блоки перспективны на обнаружение месторождений кимберлитовой и редкометальной формаций. Отмечается широкое развитие черносланцевых толщ с проявлениями вольфрама, золото-сульфидных и золото-полиметаллических руд.

В. А. Душин на западном склоне севера Урала выделил дорифейскую, рифейско-раннекембрийскую и палеозойскую металлогенические эпохи. Первой отвечают рудопроявления в глубокометаморфизованных комплексах. Рудоносность ранне-среднерифейского этапа определяется внутриплитными обстановками со стратиформными и скарновыми проявлениями. Позднерифейско-кембрийский этап реализован в металлогении деструктивного типа с колчеданно-полиметаллическим, медно-скарновым, медно-молибденовым, редкометалльно-полиметаллическим оруденением. Палеозойская металлогения обусловлена конструктивными рифтогенными процессами и выражена в различных фациальных зонах золото-сульфидной, жильной редкометалльно-полиметаллической, вольфрам-молибденовой, стратиформной свинцовой, барит-полиметаллической минерализацией.

В. В. Зайков охарактеризовал гидротермально-осадочное рудообразование в палеоостроводужных структурах Урала. Дана типизация металлоносных отложений по их генезису, фациальным особенностям, составу и проведено их сопоставление с современными аналогами. Выделены следующие генетические типы отложений: сульфидные и оксидные фазы из гидротерм; образующиеся при окислении сульфидов; смешанного состава в удалении от гидротермальных полей.

Р. Г. Язева с соавторами обосновали положение о том, что металлогения восточной континентальной окраины Уральской палеозойской океанической области определяется сочетаниями субдукционных и коллизионных обстановок. Раннедевонской коллизии отве-

чает андезитоидный окраинно-континентальный пояс с многофазным андезит-гранодиорит-тоналитовым магматизмом, генерирующим золото-медно-порфировое, медно-скарновое и золотое оруденение. Раннекаменноугольная коллизия сопровождалась шарьированием вулканогенных пород с сингенетичными колчеданами на осадочный чехол и метаморфиты микроконтинента, а в тылу коллизионного свода образовались андезитоидные вулканоплутонические ассоциации Иргизской зоны и Тургайского прогиба с калиевыми базальтоидами и железо-скарновыми рудами.

В. Я. Левин и его соавторы рассмотрели металлогению зон тектономагматической активизации (ТМА) на Урале. Установлена хронологическая сопряженность проявлений ТМА с континентальными перерывами. В геологической истории Урала выделено 16 этапов ТМА. В докембрии автономная ТМА фиксируется на фоне субплатформенного режима. Для нее характерны трапповый, щелочно-базальтоидный, гипербазитовый магматизм с титаномагнетитовым, стратиформным хромитовым и титаномагнетитовым, сульфидным медно-никелевым оруденением. ТМА ордовика — раннего силура отмечается в срединных массивах и блоках ранней консолидации как отраженная в связи с заложением и развитием Уральской палеозойской эвгеосинклинали с карбонатитовым, щелочным и субщелочным магматизмом и редкометалльным и редкоземельным оруденением. Среднедевонско-среднекаменноугольная (башкирская) ТМА на фоне предорогеного квазиплатформенного режима сопровождалась трахибазальтовым магматизмом в стабилизированных участках геосинклинали и андезитоидно-диорит-габбро-гранитоидным — в наложенных вулканоплутонических поясах с медно-, железо-, вольфрам-скарновым, шеелит-кварцево-жильным, золото-сульфидным, медно- и молибден-порфировым оруденением. Этапу посторогеной автономной ТМА позднего палеозоя (поздней перми) — среднего мезозоя отвечают лейкогранит-аляски-товая и трапповая риолит-базальтовая формации с полиметаллической, пьезокварцевой, редкоземельной и урановой минерализацией.

Доклад И. Л. Лучинина посвящен

металлогении зон мезозойско-кайнозойской активизации. В процессе триас-среднеюрской автономной ТМА образованы риолит-базальтовые магматиты; несущие гидротермальное оруденение молибдена, свинца, урана, золота, серебра, арсенидов никеля, сопровождаемое аргиллизацией и имеющее возраст 150 млн лет. Средне-позднеюрское время ознаменовалось формированием разветвленной сети палеодолин, обеспечивших обширную площадь водосбора, способствовавшего инфильтрационному привносу Mo, V, As, Re в морской бассейн и отложению их на геохимических барьерах. Близкие условия были присущи также средне-олигоцен-раннемиоценовому времени.

В. С. Шуб сообщил о геодинамических обстановках формирования главнейших типов экзогенных месторождений Урала. Характер гипергенеза определяется взаимодействием эндогенных и экзогенных факторов, обусловленных геодинамическими режимами, среди которых выделены континентальный и морской типы. На примере бокситов Урала показано, что среди них имеются объекты, связанные с платформенным режимом активизированного края Русской платформы (бокситы орловского и пашийского горизонтов верхнего девона); месторождения среднего девона восточного склона Урала, образованные в период предорогеной стабилизации, триасовые бокситы Зауралья, развившиеся при рифтогенном режиме; залежи меловых бокситов, формировавшиеся в условиях пенепленизации.

Л. В. Анфимов привел описание условий образования эпигенетических рудных формаций в рифейских толщах Южного Урала. Реконструкция рифейского бассейна показала, что он приурочен к платформенной структуре.

В. Б. Болтыров, К. К. Золоев, Г. А. Кейльман выделили несколько геологических типов метаморфизма, возникающих при определенных геодинамических обстановках. Пангранулитовый метаморфизм зогея обуславливает образование месторождений графита, граната, шпинели, корунда, железа, титана. Начальный метаморфизм зон перехода от платформ к миогеосинклинали способствует формированию стратиформных скоплений магнетитов, сидеритов, некоторых зо-

лото-урановых месторождений. С зеленокаменным метаморфизмом в рифтогенных структурах эвгеосинклинальных зон связывается образование колчеданных руд. Дислокационный зеленосланцевый метаморфизм позднегеосинклинальной стадии влияет на образование асбестовых, некоторых кварцево-жильных объектов. Эклогит-глаукофановый метаморфизм коллизивно-шовных зон определяет возникновение скоплений граната, рутила, жадеита, дистена, высококачественного прозрачного кварца. Симатический плутонометаморфизм в условиях высокотемпературного метасоматоза способствует формированию хромитов, титаномагнетитовых, платиноидных, ряда скарново-магнетитовых и скарново-медных месторождений. Сиалический плутонометаморфизм создал предпосылки для образования скоплений мусковита, вермикулита, высокоглиноземистого сырья, антофиллит-асбеста, талька, гематит-магнетитовых, титановых, марганцевых и других руд.

О. Н. Грязнов и его соавторы доложили о разнообразных рудных формациях (РФ) в геологической истории Урала. Выделены четыре группы РФ — осадочные, элизионные и кор выветривания; вулканогенные, плутогенные, метаморфогенные. Проанализирована позиция каждой из этих групп в тектоно-магматических циклах, соответствие определенным геодинамическим режимам. Подробно обсуждается вопрос о полигенных и полихронных объектах, возникших при совмещениях РФ, отвечающих различным циклам или динамическим режимам.

В докладе В. А. Прокина и В. М. Нечуехина освещены геодинамические модели формирования колчеданных месторождений Урала. В зонах палеоокеанических рифтов в ассоциации с кремнисто-базальтовой формацией образованы месторождения кипрского (домбаровского) типа. Подводные вулканические пояса, выделяющиеся вблизи или на месте спрединговых зон и сложенные вулканитами риолит-базальтовой формации, содержат медно-цинковые месторождения уральского типа. В тех же вулканических поясах, превращенных позднее в островные дуги, в связи с андезит-дацитовыми вулканитами сформированы барит-медно-цинковые свинецсодержащие месторождения баймакского типа. Бо-

лее поздние процессы сжатия, аккреции и гранитообразования в той или иной мере преобразовали сульфидные залежи.

Эволюция геодинамических режимов и рудных формаций цветных и благородных металлов на Урале рассмотрена в докладе Е. П. Ширая с соавторами. Месторождения этих металлов контролируются разновозрастными вулканическими, вулканоплутоническими и плутоническими поясами, становление которых протекало в геодинамических обстановках (субокеаническая, островодужная, окраинно-континентальная и активизационная), свойственных областям сочленения океанических и континентальных плит. Субокеанические обстановки проявлены фрагментарно. Островодужные представлены четырьмя вулканическими поясами от раннего рифея до карбона. Модель строения островной дуги включает: центральные зоны обстановок сжатия (барьерные) с медно-порфировыми, золото-адуляровыми и жильными золото-кварцевыми месторождениями; зоны внутри- и заостроводужного спрединга с медноколчеданными и золото-порфировыми месторождениями; подводные вулканические гряды на склонах островных дуг промежуточных зон с медно-цинково-колчеданными и золото-барит-полиметаллическими месторождениями. Окраинно-континентальные пояса на периферии островодужных систем несут медно-молибден-редкометалльную, медно-порфировую, серебряную минерализацию. Обстановкам ТМА отвечают золото-кварцевые и редкометалльные месторождения.

Ю. А. Полтавец с соавторами охарактеризовали геодинамические обстановки формирования скарново-магнетитовых месторождений Урала. Они связываются с разновозрастными вулканоплутоническими поясами, отвечающими энсиматическим островным дугам (Тагильский железноносный пояс), тыловодущим частям краевых морей (Магнитогорская зона), активным окраинам континента (Теченский, Новониколаевский районы, Валерьяновский пояс). Каждому типу обстановки свойственны специфические рудно-магматические системы (РМС). Рудонасыщенность РМС поясов разного типа связана прямой или обратной зависимостью с общей щелочностью и железистостью при повышенной фемичности интрузивных и вулкани-

ческих составляющих продуктивных толщ.

Золоторудные формации основных геодинамических обстановок Урала описаны В. Н. Сазоновым с соавторами. В активной континентальной окраине отмечаются полиформационные и полихронные золоторудные месторождения. На стадии континентального рифтогенеза возникали магматогенно- и метаморфогенно-гидротермальные собственно золоторудные проявления незначительных масштабов. Океаническому рифтогенезу значительные концентрации золота не свойственны. В первичных вулканических поясах золото в качестве элемента-примеси входит в состав колчеданных руд. На конечном этапе развития этих поясов появляются скопления золото-сульфидной формации. В комплексах ТМА — от ранних к поздним — золотосодержащие формации сменяются собственно золоторудными (золото-сульфидно-кварцевые, золото-кварцевые), полиметалльные руды — би- и монометалльными.

М. С. Рапопорт и его соавторы обсудили принципы металлогенического районирования Урала, исходя из различных геодинамических моделей. При применении к Уралу модели полициклического развития выделяются разновозрастные структурно-металлогенические этажи, состоящие из металлогенических единиц, отвечающих морфологически выраженным структурам. Модель, основанная на представлениях о направленном и унаследованном развитии Урала, предполагает выявление разновозрастных последовательно сменяющихся геодинамических стадий и этапов со специфической металлогенией и автономное развитие отдельных пространственно-металлогенических единиц, выделяемых в ранге мегазон или зон. При металлогеническом районировании с позиций тектоники литосферных плит устанавливаются мегазоны, отвечающие эпиконтинентальным и палеоокеаническим рифтам, подводным, краевым, окраинно-континентальным вулканическим поясам, зонам спрединга, коллизии, аккреции и т. п.

Металлогения меди, цинка, свинца в геологической истории Урала рассмотрена в докладе Е. С. Контаря и его соавторов. Предуральская металлогеническая провинция с раннего рифея до поздней перми представ-

ляла собой платформенную область. Для нее характерны стратиформное свинцово-цинковое оруденение в терригенно-карбонатных отложениях от нижнего рифея до нижнего карбона и верхнепермские медистые песчаники. Послесреднедевонские свинцово-цинковые проявления и медистые песчаники пространственно и стратиграфически совмещены с нефтегазовыми залежами. Обосновывается положение о том, что уровень надсоленосных верхнепермских медистых песчаников Предуралья соответствует надрудным зонам Предсудетско-Мансфельдской области, где рудные залежи расположены преимущественно в подсоленосных толщах на границе красного лежания и цехштейна. Уральская геосинклинальная металлогеническая провинция состоит из разновозрастных палеовулканических поясов, развивавшихся в режиме растяжения — сжатия. Типоморфным элементом их металлогении являются колчеданные месторождения, реализованные в зависимости от характера субстрата и позиции конкретной структурно-металлогенической зоны в объектах кипрского, уральского, рудноалтайского и филизчайского типов, которые сменяются медно-порфировыми месторождениями бошекульского типа. Квазиплатформенным обстановкам отвечают железомарганец-барит-полиметаллические проявления, сопоставимые с объектами атасуйского типа. В нижнекаменноугольном карбонатном чехле восточной части провинции залегают стратиформные регенерированные свинцово-цинковые проявления, а в трапповых комплексах этого возраста — медно-никелевые руды, близкие норильскому типу. В Зауральской активизационной металлогенической провинции, основу которой составляет Валерьяновский пояс, размещены медно-порфировые месторождения, связанные с габбро-монцит-граносиенитовой формацией S_2-3 .

И. Б. Серавкин с соавторами доложили о металлогеническом значении палеовулканологических реконструкций на примере Южного Урала. Охарактеризованы геодинамические условия формирования палеовулканических поясов с типоморфными рядами магматических формаций и металлогений: континентального рифтогенеза Э—О с железомарганцевой специализацией;

субокеанические O—S с серно- и медно-колчеданным, медно-кобальтовым, титаномagnetитовым, хромитовым оруденением; предостроводужного рифтогенеза S—D₂ с колчеданными месторождениями; островодужная S—D₃ с медно-порфировыми, колчеданно-полиметаллическими, железорудными месторождениями; коллизионная C₁ со скарново-магнетитовыми, титаномagnetитовыми месторождениями, флюоритовыми, медно-золото-полиметаллическими проявлениями.

К. С. Иванов и С. Н. Иванов обратили внимание на тектонические эпохи и условия формирования палеозойских медноколчеданных месторождений Урала. Наиболее древними из них (ордовик) является Блявинская группа, залегающая в пластине вулканитов, надвинутой на континентально-склоновые осадки, а также месторождения Тагильской зоны O₃—S₁. С развитием среднедевонского тыловодужного моря связано образование главнейших колчеданных месторождений Урала. Стадии зрелой дуги отвечают золото-барит-полиметаллические месторождения. Колчеданные месторождения C₁ Иргизской зоны сложились в периоды кратковременных растяжений суши,

возникшей на месте обмелевшего тылового моря.

Г. С. Нечкин с соавторами обосновали, что Магнитогорское месторождение скарново-магнетитовых руд сформировано в условиях квазиплатформенного режима, а основу рудоносной структуры составлял магматический комплекс рифтовой разломной зоны. Предполагается участие в рудообразовании не только существенно мантийных флюидов, но и поровых растворов, мобилизованных интрузией.

В целом совещание показало, что основные положения рассмотренных геодинамических концепций могут составить базовую основу для классификации складчатых систем на геодинамической основе в целях регионального металлогенического анализа и прогнозирования. На совещании были сформулированы задачи дальнейших исследований по проблеме.

Совещание поддержало предложение Научного совета по рудообразованию и металлогении Урала о проведении по согласованию с Научным советом по рудообразованию Академии наук XIII Всесоюзного металлогенического совещания в 1994 г. на Урале.

Рецензии

© В. П. Федорчук, 1992

Прикладная геохимия

В. П. ФЕДОРЧУК (ВИЭМС)

Монография Л. Н. Овчинникова «Прикладная геохимия», вышедшая в конце 1990 г. в издательстве «Недра», необычна как по структуре, так и содержанию: в ней по оригинальной схеме подведены итоги многолетней разносторонней деятельности автора в области теоретической и практической геохимии. В книге приведен большой справочный материал и, кроме уже традиционных аспектов этой науки, в первую очередь поисковой геохимии, освещены новые проблемы, ставшие особо актуальными в самые последние годы, — технологическая и экологическая геохимия и др. Многие, казалось бы, твердо устоявшиеся положения автором нередко трактуются с принципиально новых, часто парадоксальных (что вообще присуще многим работам Л. Н. Овчинникова) позиций, и это делает книгу еще более привлекательной.

Цель настоящей рецензии — не столько информировать о новой книге Л. Н. Овчинникова потенциального читателя, сколько отметить от-

дельные недоработки и спорные вопросы в расчете на подготовку автором второго, более расширенного варианта книги (в рассматриваемом издании всего лишь 15,5 печатных листов, что при широте охвата проблем предопределило тезисный характер изложения материала некоторых разделов). О фрагментарности и неровности изложения говорит и сам автор в предисловии, объясняя это многообразием прикладных направлений геохимии.

Исходное научное положение автора — обоснованный им принцип сочетания двух главных законов геохимии: закона кларков и закона зонального их распределения. Отсюда и делается важнейший практический вывод о том, что именно кларки предопределяют исходные условия, необходимые для формирования месторождений полезных ископаемых.

В главе I изложены общие основы теоретической и прикладной геохимии. Автор кратко характеризует существующие геохимические сис-

тематики элементов, но, к сожалению, своей схемой не дает. Между тем, материал для этого в книге имеется. Собственно говоря, названия 7 глав книги — это уже почти готовый макет будущей классификации. В следующем издании было бы крайне желательно иметь геохимическую классификацию элементов, соответствующую целям и задачам прикладной геохимии.

Большое внимание в главе I уделено проблемам изотопии элементов — стабильных и радиоактивных. Называется число естественных изотопов — 340, из которых условно стабильных 273. Автор приводит результаты статистической обработки данных изотопного анализа более 6 тыс. проб сульфидной и сульфатной серы. Его основной вывод сводится к тому, что изотопное фракционирование подчиняется тем же законам, которые регулируют и обычные химические реакции, и что на ход этого процесса влияет большое число факторов — внутренних и внешних. Поэтому к полученным при анализе цифрам, как результирующим, следует относиться с большой осторожностью.

К сожалению, в работе не ставится специально вопрос о взаимоотношениях явлений изоморфизма (их основа — валентность, определяемая количеством свободных электронов) и изотонизма (обуславливается атомной массой) элементов. Эта проблема детально рассмотрена в работах Т. С. Тимофеевой, доказавшей решающую роль изотонизма в формировании необычных минералого-геохимических ассоциаций.

Самостоятельное значение имеет справочный материал, содержащийся в главе, в т. ч. по кларкам: общим и локальным для различных пород. Судя по отрывочным сообщениям в печати многие значения кларков уже устарели и требуют пересмотра, причем преимущественно в сторону уменьшения. В первую очередь, это относится к химическому составу вод океанов: так, содержание золота сейчас считается завышенным, по крайней мере, на два порядка. Несколько неожиданными являются значения локальных (региональных) кларков. На примере Забайкалья показано, что в целом здесь порядок кларков большинства рудообразующих элементов не отличается от их значений для земной коры в целом. Спрашивается, где же тогда геохимическая (металлогеническая) специализация рудных провинций и составляющих их зон?

Ключевой проблемой с прикладной точки зрения автор считает геохимическую зональность, обусловленную различной подвижностью химических элементов. В общей схеме геохимической зональности разных уровней им выделено 12 рангов — от солнечно-планетарных до минерально-агрегатных и кристаллических. Среди главнейших типов и видов геохимической зональности непосредственно прикладное значение имеют пространственные, временные и морфологические виды с большим числом подвидов (внутренняя — внешняя; региональная — локальная; пред-, син- и пострудная; вертикальная и латеральная; симметричная — асимметричная; монотонная — дискретная — волновая; продольная — поперечная и т. д.).

Глава 2 посвящена геохимическим методам поисков полезных ископаемых: лито-, атмо-, гидро- и биогеохимическим. Наиболее широко внедрены в практику пока только литохимические методы — в двух модификациях: по вторичным ореолам и потокам рассеяния и по первичным геохимическим ореолам. Основное кредо автора: образование месторождений связано с процессом концентрации вещества, а их разруше-

ние — с рассеянием. Со второй половиной тезиса можно поспорить: ведь образуются и вторичные концентрации промышленных масштабов — как в пределах самого дезинтегрирующегося месторождения (зона вторичного обогащения, остаточная кора выветривания), так и на удалении (все осадочные месторождения).

Автор с различной степенью детальности характеризует практические возможности используемых методов, особо останавливаясь на положении об универсальном ряде зональности (зарегистрировано в 1979 г. в качестве открытия). В публикациях многих авторов на эту тему нередко проскальзывает стремление придать указанному положению догматический характер. Л. Н. Овчинников против этого решительно предостерегает, говоря, что «при сохранении общей тенденции, отдельные соседние члены этого вероятностного ряда, в силу влияния дополнительных локальных факторов, могут меняться местами».

Зональность, как отмечает автор, может проявиться в любом сечении месторождения, но наибольшая ее контрастность устанавливается в направлении движения рудоносных растворов и эманаций. Геохимическая зональность характерна не только для рудных гидротермальных месторождений, но и практически для всех генетических типов месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Однако использование геохимических ореолов в поисковых целях в ряде случаев затруднено их комплексностью, обусловленной многоэтапностью процесса формирования, вызывающей изменения состава и морфологии исходных ореолов.

В главе 3 рассмотрены с новых позиций два круга проблем: геохимия собственно рудных тел («рудная геохимия») и технологическая геохимия. Суть первой проблемы раскрыта на примере поведения элементов-примесей в рудах, минералах и околорудных метасоматитах пегматитовых, железорудных и колчеданных месторождений. Важный вывод — несоблюдение закономерностей распределения в пространстве и времени основных и сопутствующих элементов месторождений этих и других типов, что объясняется всеобщим законом дифференциации вещества (закон зональности). Наиболее четко эти закономерности устанавливаются при анализе данных о содержаниях элементов-спутников в мономинеральных пробах.

Прямую практическую направленность имеют приводимые автором данные о технологической геохимии — изложение причин, обуславливающих распределение отдельных полезных компонентов руд и их структурно-текстурных особенностей. В столь полном виде эта важнейшая проблема освещена в печати впервые. Технология переработки руд, комплексная и безотходная, должна основываться на знании природных геохимических процессов (решение «обратной» задачи).

Глава 4 посвящена геохимическим основам металлогении и прогноза (базируется на представлениях автора о стереометаллогении). Геохимическая специализация, о которой писал еще А. Е. Ферсман, вновь выходит при региональном прогнозировании на первое место. До этого долгое время говорили о металлогенической специализации, что можно рассматривать в качестве низшей — огрубленной ступени прогнозирования (металлогенической основой являются месторождения, геохимической — атомы отдельных элементов). При геохимическом прогнозе легче строить объемные (стереометаллогенические) модели

перспективных участков земной коры, причем с учетом не только пространственных, но и временных закономерностей миграции рудообразующих элементов.

Анализируя данные о закономерностях распределения колчеданных месторождений Урала и Алтая, автор подчеркивает связь фактора зональности оруденения с вертикальным его размахом. Главнейшие выводы: рудоконтролирующая роль «базальтового» слоя земной коры (приуроченность более 80 % запасов к зоне, удаленной от него на расстояние 16—20 км) и единство (пространственное и временное) рудообразующих процессов для провинции в целом.

Автор совершенно справедливо оперирует в прогнозных целях конкретными цифрами о вертикальном размахе рудоотложения, а не менее определенным понятием «глубина формирования месторождения». Правда, приводимые им значения размаха колчеданного оруденения по вертикали (от 1,5 до 3,15 км) не интерпретированы: относятся ли они к единым рудоносным структурам или же характеризуют только разницу абсолютных отметок рудных выходов и скважинных подсечений, и какова при этом протяженность эродированных и корневых частей рудоносных залежей. Не получила объяснения и выявленная автором закономерность о концентрации основных запасов большинства месторождений в пределах очень узкого интервала по вертикали — всего лишь 400 м.

Очень интересной представляется концепция Л. Н. Овчинникова о единой геотермальной гидросистеме — первопричине, как он пишет, «не только образования рудных месторождений и метаморфизма окружающих их толщ, но и формирования собственно «базальтового слоя» в его современном состоянии».

Геохимические индикаторы геологических процессов — основное содержание главы 5. Значения локальных кларков пород- и рудообразующих элементов и, особенно, данные о содержаниях отдельных их изотопов — ключ к пониманию таких глобальных явлений, как характер взаимодействия коры и мантии, дегазация земли и тепловой ее поток, связь магматизма с геодинамикой, геохимическая специализация магматических пород (океанические базальты используются при этом в качестве своеобразного эталона), регио-

нальный и локальный метаморфизм, геохимия осадкообразования, роль воды как универсального стимулятора и неперемного участника всех перечисленных выше процессов. Автор специально останавливается на вопросе об использовании стабильных и нестабильных изотопов отдельных элементов (гелий, неодим, радон и т. д.) для решения коренных проблем рудогенеза.

В течение многих лет Л. Н. Овчинников занимался проблемами изотопной и радиогеохронологии. Результаты этих исследований отражены в главах 1 (изотопия серы и др.) и 6 (радиогеохронология). Особое внимание уделено выяснению возможностей К-Аг метода. Показано, что основные ошибки в определении абсолютного возраста связаны здесь с нередким пренебрежением минералого-геохимическим контролем используемых проб. Проанализирован также большой фактический материал (более 1700 определений) по рубидий-стронциевой системе, что позволило выявить возрастную дискретность магматической активности и ее связь с эпохами метаморфизма.

Заключительная глава 7 книги посвящена как нельзя более актуальным сейчас проблемам геохимии ноосферы. Автор обосновывает тезис о том, что «техногенез — один из главных геологических процессов». В главе приводится большой справочно-статистический материал о хозяйственной деятельности человека, по масштабам приближающейся, а иногда и превосходящей геологические процессы. Знание законов техногенной геохимии будет способствовать оздоровлению окружающей среды.

Таким образом, в рецензируемой книге вдумчивый читатель найдет много для себя полезного и, главное, получит материал для размышлений на тему о все возрастающей роли геохимии при решении как глобальных проблем мироздания, в т. ч. генезиса месторождений, так и практических вопросов — совершенствование поисков полезных ископаемых, охрана окружающей среды и др. Хочется пожелать автору успеха в подготовке второго, расширенного издания этой чрезвычайно интересной и полезной книги.

Принята редколлегией 20 мая 1991 г.

Памяти Ивана Киреевича Зайцева

Гидрогеология понесла тяжелую утрату. На 85 году жизни скончался крупнейший гидрогеолог страны, доктор геолого-минералогических наук, профессор Иван Киреевич Зайцев. Научная деятельность И. К. Зайцева охватывала широкий круг гидрогеологических проблем. Особенно много он сделал для развития региональной гидрогеологии и гидрогеохимии. Труды по гидрогеологическому картированию и районированию, классификации подземных вод, изучению закономерностей их распространения и формирования выдвинули его в число лидеров советской гидрогеологии.

И. К. Зайцев начал трудовую деятельность в 1928 г. в Геологическом комитете (позднее ВСЕГЕИ). До Великой Отечественной войны он проводил гидрогеологические исследования для водоснабжения промышленных предприятий и строительства железных дорог в Казахстане, Средней Азии, Донбассе, Волго-Уральской области, на Дальнем Востоке. В результате были открыты крупные месторождения подземных вод, составлены первые прогнозные гидрогеологические карты Казахстана в масштабе 1 : 1 000 000. В годы войны работал в тресте специального геологического картирования, где возглавлял группу по гидрогеологическому и инженерно-геологическому обслуживанию фронтов, а также осуществлял методическое руководство по составлению специализированных сводных гидрогеологических карт СССР. В 40-х годах И. К. Зайцев разработал и теоретически обосновал методику составления сводных гидрогеологических карт крупных и средних масштабов, имевшую большое практическое значение для развития гидрогеологических съемок и составления государственных гидрогеологических карт.

В 1952 г. И. К. Зайцев организовал и возглавил во ВСЕГЕИ группу гидрогеологов по совершенствованию методов гидрогеологического и гидрогеохимического картографирования и районирования территории СССР. На основании указанных методических и теоретических разработок в 1955—1967 гг. коллективом сотрудников ВСЕГЕИ и других учреждений под руководством И. К. Зайцева были составлены гидрогеологические и гидрогеохимические карты СССР в масштабах 1 : 7 500 000—1 : 2 500 000. Некоторые из этих карт с успехом демонстрировались на сессиях Международного геологического конгресса.

Составление карт явилось важным этапом в развитии региональной гидрогеологии. Они позволили решить ряд проблем гидрогеохимии и гидрогеодинамики артезианских бассейнов, установить закономерные связи между особенностями геологических формаций и их гидрохимией в структурах разного типа, что имело большое значение для решения многих практических вопросов по

использованию подземных вод и охраны недр.

За гидрогеологическую карту СССР масштаба 1 : 2 500 000, которая была применена при разработке схемы комплексного использования и охраны водных ресурсов на период 1960—1985 гг. И. К. Зайцев награжден Большой Золотой медалью ВДНХ. И. К. Зайцев был членом гидрогеологической секции Национального комитета геологов СССР. В качестве члена постоянного комитета МАНГ по гидрогеологическим картам он участвовал в составлении Международной легенды к гидрогеологическим картам, изданной ЮНЕСКО в 1970 г. Принципы и методы составления гидрогеологических карт, разработанные И. К. Зайцевым, использованы при составлении Международной гидрогеологической карты Европы масштаба 1 : 1 500 000.

На основании выявленных закономерностей распространения подземных вод разного типа И. К. Зайцевым совместно с Н. И. Толстихиным разработаны принципы и выполнено структурно-гидрогеологическое районирование территории СССР. Эти принципы легли в основу районирования при подготовке многотомного издания «Гидрогеология СССР».

В 1975—1986 гг. под руководством и при участии И. К. Зайцева проведены крупные исследования по изучению закономерностей распространения, формирования и перспектив использования промышленно-ценных подземных вод разного состава.

На протяжении всей своей творческой жизни И. К. Зайцев успешно сочетал научно-исследовательскую деятельность с научно-организационной, а также работой по подготовке научных кадров. За большие заслуги в развитии учения о подземных водах, за участие в решении ряда народнохозяйственных задач и подготовку высококвалифицированных кадров И. К. Зайцев награжден двумя орденами Ленина, орденами Трудового Красного Знамени и «Знак Почета», медалями.

Светлая память об Иване Киреевиче Зайцеве навсегда сохранится в сердцах его соратников и учеников.

Редколлегия

В статье В. И. Виноградова, В. С. Григорьева, В. М. Кастрыкиной: «Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки» (Сов. геология, 1991, № 1. С. 58—65) на хорошем профессиональном уровне приведены интересные соображения о меловом и даже третичном (для Ганальского хребта) возрасте гнейсов и метаморфических сланцев полуострова. При этом, авторы подчеркивают, что к подобным выводам они пришли еще в 1985 г., когда их «...первые серьезные изотопно-геохимические исследования пород фундамента Камчатки позволили обосновать возраст геологических событий, решительно противоречащий принятому сегодня...». Действительно, другие исследователи Камчатки считают эти породы протерозойскими. Поэтому содержание цитируемой статьи можно было бы назвать научной сенсацией.

Однако, должен заметить, что авторы ошибаются, присваивая себе право называться «первопроходцами» в вопросе о молодом возрасте камчатских метаморфид. У них есть предшественник — это М. М. Лебедев, который еще четверть века назад пришел к подобному заключению, которое изложено в его кандидатской диссертации (1968). И приходится удивляться, почему авторы статьи ни единым словом не обмолвились о работах М. М. Лебедева и не приводят их в списке литературы по рассматриваемой проблеме. Едва-ли такое молчание можно признать корректным.

Конечно, авторов статьи можно понять. Каждому приятно считаться первым, особенно в сенсационном научном открытии, но в настоящей науке всеобщего уважения заслуживает лишь тот, кто не обходит молчанием заслуги своих предшественников.

В. А. Ярмолюк

Contents

METALS AND NON-METALS

- Maksimova M. F., Aubukirov Kh. B.*
On rare and trace elements of an infiltration deposit 3
- Tolokol'nikov A. I.*
Post-glacial placers in areas of ancient mountain-valley glacier discharge 11

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Bilibina T. V., Titov V. K.*
On the notion of "Pre-Cambrian shield" 14
- Aplonov S. V.*
Oceanic lithosphere in the basement of the West-Siberian Plate 23
- Garbar D. I., Trofimov O. V.*
Geodynamics of Karelia 28
- Motov A. P.*
Metasomatic formations of the Northern Kazakhstan 36

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

- Zubakov V. A.*
A new approach to stratigraphic classification 46
- Davydov V. I.*
Subdivision and correlation on fusulinids of the Donbass Upper Carboniferous and Lower Permian deposits 53

MARINE GEOLOGY

- Mirchink I. M., Grigorenko Yu. W., Andrieva T. A., Suprunenko O. I.*
Structure, development, oil and gas content of continental margins 62
- Kholmyanskiy M. A., Zvyagol'skiy V. A.*
Continental shelf natural electric fields and their relation with geological processes 69

DISCUSSIONS

- Ganelin V. G.*
Three concepts of stratigraphy theory and the USSR Stratigraphic code 77
- Kharitonchik S. A.*
On a possible mechanism of lithosphere plates movement 82
- Khomichov V. L.*
Metallogenic variation of magmatic formation 84

NEW IN BRIEF, INFORMATION

- Kontar E. S., Zoloev K. K., Popov B. A.*
Geodynamics and metallogeny of the Urals 87

BOOK REVIEWS

- Fedorchuk V. P.*
The applied geochemistry 93
- In commemoration of Ivan Kireevich Zaitsev 96