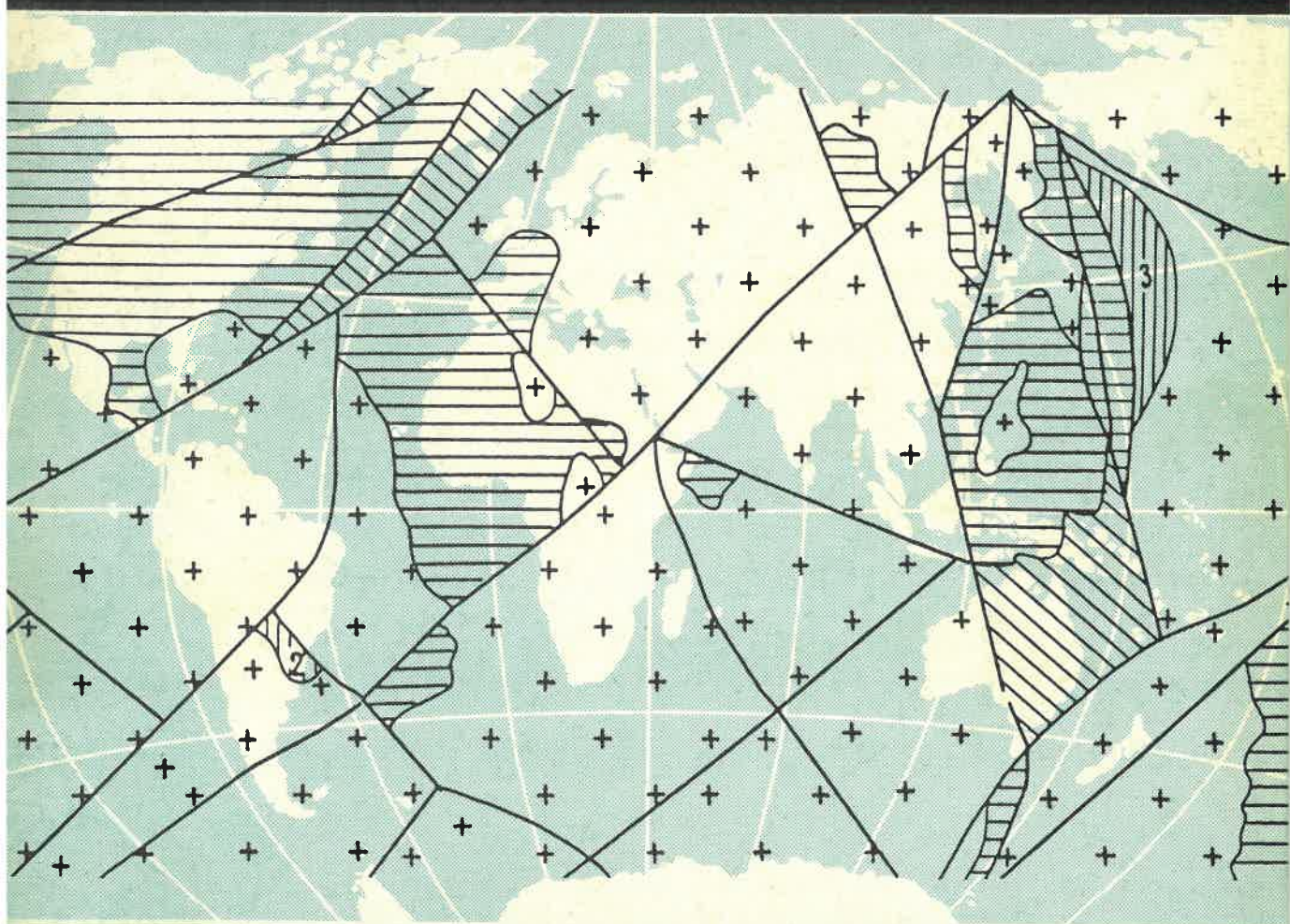


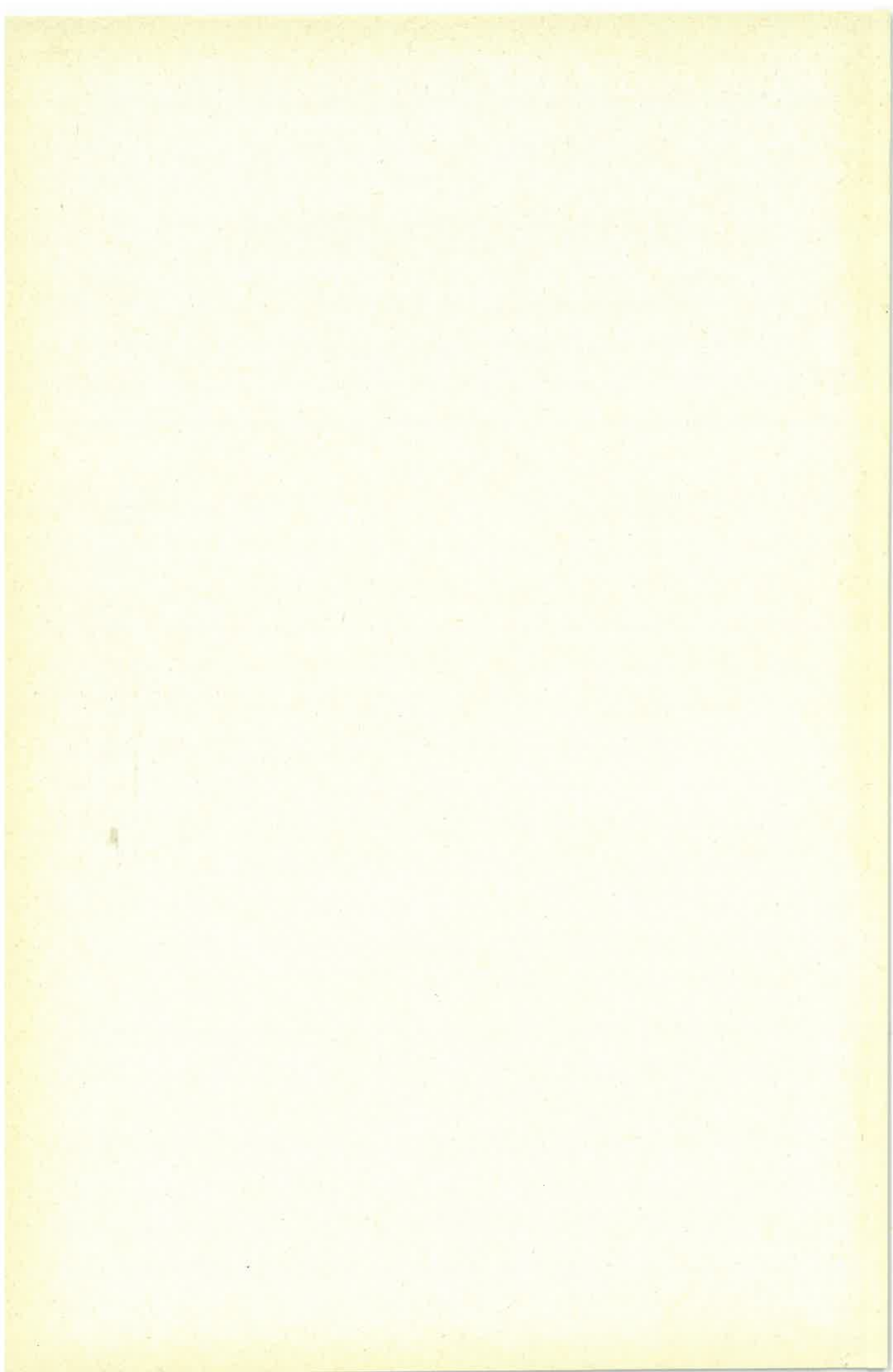
ISSN 0869-7175

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



7/1995

НЕФТЕНОСНОСТЬ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ
РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ
ОЛОВОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ



Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

Комитет по геологии
и использованию недр РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов
Геолбанк

7/1995

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: Э. К. Буренков, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. В. Дурандин, А. Н. Еремеев, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Н. В. Милетенко, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин (зам. главного редактора), Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Б. А. Соколов, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк

Ю. И. Бакулин, А. Н. Барышев, Г. Р. Бекжанов, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глузов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, Е. Н. Исаев, М. М. Константинов, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. А. Нарсеев, В. А. Петров, В. М. Питерский, В. Ф. Rogov, В. И. Старостин, В. С. Сурков, В. П. Федорчук

МОСКВА

СОДЕРЖАНИЕ

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Онищенко Б.А.

Новый взгляд на проблему строения и нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири 3

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Архангельская В.В.

Структурное положение крупных месторождений формации приразломных щелочных редкометалльных метасоматитов 7

Ткачев А.В.

Геотектоническая природа Мамского мусковитоносного района 17

Александров И.В.

О специализации гранитоидов на олово 24

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Селецкий Ю.Б., Луценко П.А., Посаднев Ю.П.

Высотный изотопный эффект и генезис минеральных вод бассейна р. Мзымты 28

Бураков М.М., Махмутов Т.Т.

О закономерных ошибках оценок естественных ресурсов на месторождениях подземных вод в Центральном Казахстане 36

ДИСКУССИИ

Саркисов Ю.М., Кудымов В.М., Будагов А.Г., Яковлев И.А.

Геология глубинной геофизической среды: новый взгляд на проблему 42

Прозоровский В.А.

Стратиграфические схемы и составляющие их подразделения 48

Островский В.Н.

О защитном потенциале геологической среды, препятствующем ее загрязнению 53

Непомнящих И.А.

К проблеме целостного, адекватного изучения геологических объектов 60

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Зюзин А.Я., Мельников Е.П.

Таксономия кварценозных объектов 65

РЕЦЕНЗИИ

Наливкин В.Д.

Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири 69

Колотов Б.А., Семенов Е.И.

Экологическая геохимия элементов 69

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

Четвериков Л.И.

О восьмом способе доказательства в геологии 73

К 85-летию Владимира Ивановича Смирнова 74

Редакция: Р.В. Добровольская, Л.Д. Овчининская, Г.В. Вавилова, М.В. Розачева

Сдано в набор 30.05.95. Подписано в печать 27.07.95. Формат 185×270. Бумага мелованная. Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакция: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129б.
Телефон: 315-28-47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием

Новый взгляд на проблему строения и нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири

Б.А.ОНИЩЕНКО (ПО «Ставропольнефтегаз»)

В разрезе осадочного чехла Западно-Сибирской плиты наибольшее внимание уделяется баженовской свите, особенно после открытия в ней Салымского месторождения нефти. Имеется огромное количество опубликованных и фондовых работ, касающихся в основном литологических особенностей свиты, строения и происхождения ее резервуара. Однако и эти вопросы еще далеки от решения. Более того, по ним имеются весьма противоречивые мнения. Как пишет В.И.Белкин с соавторами [1], существует почти единодушное мнение, что баженовская свита сложена преимущественно глинами, а ее резервуар состоит из линз гидродинамически не связанных между собой баженигов. Отвергая это мнение, они считают, что глины в баженовской свите практически отсутствуют: она сложена аргиллитами, расслоенными карбонатными и кремнистыми породами, составляющими почти одну треть разреза, а в строении ее резервуара «нет места для так называемых рыхлых баженигов» (с. 121), которые, согласно И.И.Нестерову [4], являются основным коллектором нефти. В предлагаемой В.И.Белкиным и др. [1] модели резервуара в баженовской свите коллекторами служат кавернозные породы, ракушняки, брекчии. Вопреки широко распространенному мнению, по данным этих авторов, «не появление нефти предшествует образованию заполняемой ею емкости, а наоборот, формирование емкости предшествует заполнению ее нефтью» (с. 121).

Все еще спорным остается возраст баженовской свиты: волжский или волжско-берриасский? Практически не изучен вопрос о соотношении баженовской свиты с ниже- и вышележащими отложениями и, в частности, с ее аномальным разрезом [2,5, 6]. Последний важен для уточнения стратиграфии баженовской свиты и перспектив ее нефтеносности, в оценке которых в последнее время также наметились значительные расхождения, сдерживающие целенаправленные поисково-разведочные работы на нефть в свите.

Приведенные ниже материалы и выводы являются результатом договорных тематических исследований пограничных отложений юры и мела, проведенных автором с 1989 по 1994 г. на землях ПГО «Мегионнефтегазгеология», ПО «Лангепаснефтегаз» и

ПО «Когалымнефтегаз». Они апробированы на геолого-технических советах названных объединений и в настоящее время успешно внедряются в производство.

Среди пограничных отложений юры и мела в Среднем Приобье наибольший теоретический и практический интерес представляют так называемые аномальные разрезы баженовской свиты (АРБС). По данным указанных выше исследователей, характерные отличия АРБС от нормальных разрезов баженовской свиты — появление пластов песчаников с обильными остроугольными обломками битуминозных аргиллитов, широкое развитие нептунических даек, зеркал скольжения, следов оползневых и флюидалных текстур и др. По их представлению, АРБС распространены в виде субмеридиональных зон и возникли в связи с турбидитными и придонными течениями или оползневыми процессами, которые проявлялись одновременно с накоплением отложений нормальных разрезов баженовской свиты.

Анализ огромного геолого-геофизического материала позволил автору высказать иную точку зрения на многие проблемы АРБС, в частности на такие, как их распространение, происхождение, типизация разрезов, стратиграфическое положение и соотношение с ниже- и вышележащими отложениями. В итоге по-новому оценены перспективы поисков в них залежей нефти.

По мнению Г.С.Ясовича [6], И.И.Нестерова и др. [3], зоны развития АРБС образуют ряд сравнительно узких (от 0,5 до 3 км), но довольно протяженных (до 200 км) субмеридиональных полос, между которыми баженовская свита характеризуется нормальным типом разреза. Примечательно, что по их же данным (особенно наглядно они представлены И.И.Нестеровым и др. [3]), полосы развития АРБС имеют прерывистый рисунок и нередко расстояние между площадями с аномальными разрезами (АР) по простиранию полосы значительно превосходит таковое между полосами их развития. Уже одно это говорит о формальном подходе к выделению субмеридиональных полос развития АРБС. На приводимой ими схеме распространения АР баженовской и мегионской свит площади с АР можно легко «вытянуть» и в субширотные полосы.

Используя многочисленные данные буре-



Рис. 1. Распространение АРБС на землях ПО «Лангепаснефтегаз»:

1 — зона предачимовского размыва баженовской свиты; 2 — граница распространения АРБС под баженовской свитой; 3 — то же, под ачимовской толщей; 4 — скважины

ния поисковых, разведочных и эксплуатационных скважин на землях объединений «Лангепаснефтегаз» и «Когалымнефтегаз», автор детально оконотурил зоны развития АРБС и на одном примере показал «пятнистый» характер их распространения (рис. 1). В плане «пятна» имеют овальную или вытянутую в северо-восточном или северо-западном направлении эллипсоидную форму. Площадь локальных зон развития АРБС изменяется от 4 до 200 км². В первом случае они ограничиваются разрезами единичных скважин Поточная-45, Урьевская-13, Кустовая-272 среди полей с отсутствием АРБС. Значительные сплошные площади распространения АРБС установлены на Урьевской и Поточной площадях.

Огромные «пятна» (площадью более 1000 км²) распространения АРБС фиксируются на Повховско-Вать-Еганско-Усть-Котухтинской и Тевлинско-Русскинской площадях. Первая зона (рис. 2) характеризуется несплошным развитием АРБС. В ее пределах отмечен участок (скв. Повховские-59, 64), где АРБС отсутствует. При более детальном разбуривании этой зоны (особенно северо-восточной ее части) возможно обнаружение и других аналогичных участков.

Таким образом, приведенные примеры показывают, что для АРБС типичен «пятнистый» характер распространения, обусловленный не седиментацией, а постседиментационными процессами континентальной эрозии.

Г.С.Ясович [6] связывает происхождение АРБС с турбидитовыми и придонными те-

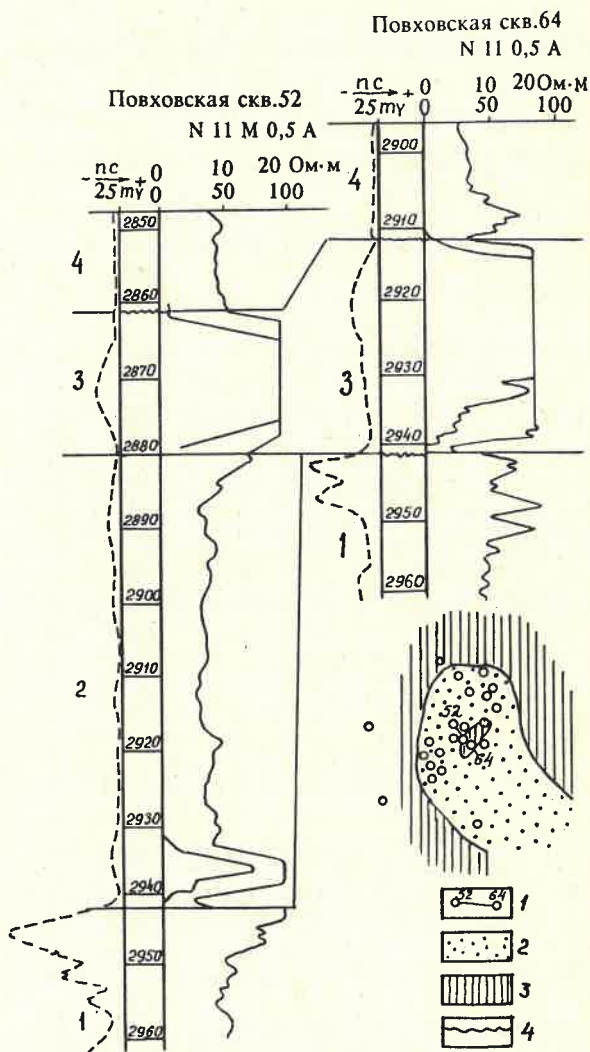


Рис. 2. Распространение АРБС на Повховской, Вать-Еганской и Усть-Котухтинской площадях и схема их корреляции:

1 — профиль корреляции АРБС; 2 — зона распространения АРБС под баженовской свитой; 3 — зона размыва АРБС в предбаженовское время; 4 — несогласие (на профиле корреляции); отложения: 1 — васюганской свиты, 2 — АРБС, 3 — баженовской свиты, 4 — ачимовской толщи

чениями. Близкой точки зрения придерживается и А.А.Нежданов [5], хотя и говорит о связи зон АР с гигантскими оползнями. В.С.Бочкарев и Ю.Н.Федоров [2] рассматривают АРБС как олистостромы, возникшие в результате оползневых процессов. По мнению И.И.Нестерова и соавторов [3], АРБС формировались в подвижных долинах под действием морских течений, вдоль склонов лавинных барьерных осадков, образованных сгонными движениями воды. Комментировать мнение последних не представляется возможным, поскольку не ясно, что они вкладывают в понятия «подвижные долины» и «склоны лавинных барьерных осадков», вдоль которых формировались долины.

Точка зрения Г.С.Ясовича [6] противоречит имеющимся фактам и даже тем, которые приведены в его статье. Никаких глубоководных русел, «вырезанных», по его мнению, в морском дне турбидитовыми и придонными течениями не существовало, о чем свидетельствуют рис. 2 и 3 его же статьи, где только в одной скважине показан крайне незначительный врез.* Совершенно очевидно, что в русле с такой глубиной не могли накопиться отложения (небитуминозные пески, алевроиты, глины), «аномальные» для баженовской свиты, мощность которых только в фации песков в основании АРБС, судя по этим весьма схематичным рисункам (скважины не сопровождаются масштабом глубин), значительно превышает глубину данного вреза. Таким образом, вопреки мнению Г.С.Ясовича, поперечный профиль на рис. 2 не является эрозионным и поэтому данный пример не дает основания связывать происхождение АРБС с турбидитовыми течениями. Более того, существование самих этих течений в период формирования АРБС сомнительно. Известно, что такие течения весьма активны и переносят осадки на большие расстояния. Наличие же в песчаных фациях АРБС (по Г.С.Ясовичу, это осадки турбидитов) совершенно неокатанных обломков пород, по мнению А.А.Нежданова [5], И.И.Нестерова и др. [3], с которым согласен и автор настоящей статьи, указывает на отсутствие активной транспортировки.

Не отвечает фактам и олистостромовое происхождение АРБС [2], хотя следы оползневых процессов в них присутствуют. Олистостромы это хаотическое скопление перетолженных пород, в то время как АРБС почти всегда сложены нормально-слоистыми отложениями, причем отдельные пласты довольно уверенно прослеживаются при корреляции. Это, а также многочисленные находки типично морской фауны аммонитов в АРБС говорят о нормально-морских условиях седиментации в период накопления АРБС. А то обстоятельство, что аммониты встречены в битуминозных прослоях и пачках, переслаивающихся с песчаниками и алевролитами [6], скорее всего, подтверждает мелководный облик морского бассейна с неустойчивым положением береговой линии. Осцилляция последней приводила к неоднократным кратковременным осушениям вдоль береговой зоны и образованию в связи с этим характерных тектурно-структурных особенностей отложений АРБС (нептунические дайки, глинистые окатыши, зеркала скольжения и др.), описанных в работах Г.С.Ясовича [6], А.А.Нежданова [5] и др.

По аммонитам (определения М.С.Месеж-

* На обоих рисунках в скв. Восточно-Сургутская-51 показан размыв георгиевской свиты, мощность которой обычно не превышает 3 м.

никова и др. [6]) вмещающие их отложения АРБС датируются средне-поздневолжским возрастом.* Учитывая, что в большинстве разрезов скважин АРБС залегает под собственно баженовской свитой (см. рис. 2), волжский возраст которой также доказан фауной аммонитов (Конторович и др., 1975), можно с уверенностью говорить о ранне-средневолжском возрасте первых.

Касаясь стратиграфического положения АРБС, необходимо отметить следующее: в тех разрезах скважин, где представлены эти отложения, они с разрывом залегают на васюганской свите, а перекрываются несогласно или собственно баженовской свитой или там, где она размыта, — ачимовской толщей, в основании которой иногда прослеживается подачимовская пачка глин (см. рис. 1, 2). Следы размыва васюганской свиты перед накоплением АРБС отмечены В.Г.Елисеевым в керне скв. Усть-Котухтинская-154. В интервале 2909—2918 м, охватывающем верхи васюганской свиты и низы АРБС, описан прослой глин с глауконитом, нарушенный ходами илоедов и включающий гальки светло-серых песчаников пласта Ю¹. На диаграмме стандартного каротажа именно здесь проходит граница васюганской свиты и АРБС. Значительные колебания мощности АРБС (вплоть до нулевых значений, как, например, в скв. Повховская-64) свидетельствуют о неравномерном их размыве перед накоплением собственно баженовской свиты**, а отсутствие последней в разрезах скважин Северо-Поточная-41, Мало-Ключевая-93, Курраганские-4, 10, 24 и др. (см. рис. 1), Тевлинская-2, Западно-Тевлинские-62, 86 связано с размывом ее в предачимовское время. Кстати, зоны размыва баженовской свиты четко фиксируются на временных разрезах по потере корреляции отражающего горизонта Б (профили 158816, 158817 и др. СП 15/88 треста «Татнефтегеофизика», сочленение Северо-Поточной и Мало-Ключевой площадей). На этих профилях в интервале времени 1,9—2 с, отвечающем положению отражающего горизонта Б, отмечается появление зоны из

* Интересно, что Г.С.Ясович [6, с. 57], ссылаясь на авторитет М.С.Месежникова и др., твердо установивших средне-поздневолжский возраст аммонитов из всех описанных им типов АРБС, тем не менее делает по меньшей мере странное заключение: «По этим находкам и сопоставлению с нормальными разрезами баженовская свита аномальных разрезов датируется волжским — берриасским веками».

** Непризнание факта наличия перерыва в седиментации между АРБС и собственно баженовской свитой привело предшествующих исследователей к ошибкам в корреляции продуктивного пласта Ю¹ на Урьевско-Поточной площади, вследствие чего в ряде скважин он или не вскрыт или вскрыт, но не испытан (Урьевская-5, Поточная-40 и др.), а в итоге залежь нефти в пласте Ю¹ осталась неразведанной. В связи с этим нами уточнена корреляция пласта, выданы рекомендации по доразведке залежи нефти, принятые ПО «Лангепаснефтегаз».

двух-трех, а нередко и четырех неуверенно коррелируемых прерывистых отражающих площадок, характеризующейся аномальной сейсмической записью. На профиле 158816 в пределах последней пробурена скв. Мало-Ключевая-93, в разрезе которой отсутствуют АРБС и баженовская свита, а ачимовская толща залегает на васюганской свите. Вне этих зон горизонт Б имеет обычную запись в виде четкого непрерывного двухфазного импульса.

Таким образом, вопреки мнению И.И.Нестерова и др. [3, с. 25] о том, что «зона АР картируется сейсморазведкой по прекращению или ухудшению прослеживания отражающего горизонта Б, появлению дополнительных отражений», нами установлено, что такая волновая картина, наоборот, характерна не для зон развития АРБС, а для участков, где они отсутствуют и полностью размыта баженовская свита. Следовательно, АРБС по латерали не переходят в нормальные разрезы баженовской свиты, т.е. они не являются ее стратиграфическими аналогами. Во всех изученных нами разрезах скважин, где присутствуют АРБС и баженовская свита, она со значительным стратиграфическим несогласием залегает на АРБС (см. рис. 2), что говорит о ее более молодом возрасте.

Г.С.Ясович [6] выделяет пять типов разрезов, литологически мало чем отличающихся друг от друга. Все они представлены различным соотношением пластов небитуминозных и битуминозных аргиллитов, алевролитов и песчаников, что вообще весьма свойственно разрезам мелководных бассейнов. Существенным отличием АРБС от нижележащих отложений васюганской свиты является наличие в них пластов битуминозных глин различной мощности, типичных для баженовской свиты. С учетом этого и на основании сходства палеонтологических остатков аномальные разрезы баженовской свиты, очевидно, следует рассматривать как в различной степени опесчаненные фации битуминозных глин, составляющих нижнюю часть (нижнюю подсвиту) баженовской свиты, а собственно баженовскую свиту относить к верхней подсвите.

Что касается типизации АРБС, то, основываясь на данных стандартного и у-каротажа и редких выносах керна, можно выделить песчаниково-аргиллитовый и преимущественно аргиллитовый типы. В обоих типах прослеживаются пласты битуминозных аргиллитов мощностью до 10 м (в основании разреза), чередующихся с пластами песчаников, алевролитов и небитуминозных аргиллитов. Первый тип разреза широко развит на Повховской (см. рис. 2, восточная часть), Западно-Котухтинской, Тевлинской, Вирстелорской (Северо-Курраганской) площадях, причем на последней в ряде скважин (Курраганская-3, Северо-Покачевская-138 и др.) песчаники и алевролиты резко преобладают над глинистыми породами.

Изложенное позволяет уточнить существующие взгляды на перспективы нефтеносности АРБС. Г.С.Ясович [6], И.И.Нестеров и др. [3] нефтеносность АРБС и их перспективы связывают с песчаниково-алевролитовыми телами. Разделяя эту точку зрения, автор, вместе с тем, намечает новый перспективный объект для поисков залежей нефти. Это подперерывная выветрелая зона (кора выветривания), сформировавшаяся в верхних горизонтах АРБС на этапе континентального развития перед накоплением собственно баженовской свиты.

О связи перерывов и нефтегазоносности имеются противоречивые суждения. Не отрицая возможности размыва пластов-коллекторов подперерывных отложений, мы (Б.А.Онищенко, 1977, 1984, 1988 и др.) на примере палеогеновых отложений Предкавказья неоднократно отмечали, что для определенных литологических толщ (особенно глинистых), которые первично не обладали коллекторскими свойствами, перерывы, точнее, денудационные процессы эпох перерывов играли положительную роль в формировании коллекторов нефти и газа. Этот вывод подтверждается и при анализе размещения залежей нефти в юрских отложениях исследуемого региона. В частности, в скв. Поточная-30 из подперерывной зоны (интервал 2642—2622 м) в верхней части АРБС, непосредственно под баженовской свитой, получен приток нефти дебитом 26,4 м³/сут.

В скв. 35 (интервал 2588—2570 м) из той же подперерывной зоны приток нефти составил 0,61 м³/сут. Вода с небольшим (0,3 м³/сут) содержанием нефти получена из подперерывной зоны в скв. Северо-Покачевская-134, а в ряде скважин (Курраганская-6, Северо-Покачевская-119) получена вода дебитами соответственно 41 и 25,7 м³/сут. Отсутствие керна из интервалов опробования дает основание лишь косвенно говорить о литологии пород, слагающих подперерывную зону верхних горизонтов АРБС. Если в последних двух скважинах можно предполагать (судя по данным стандартного каротажа) среди пород коры выветривания наличие песчаников и алевролитов, то в скв. Поточная-30 она, очевидно, сложена преимущественно аргиллитами. На основании этого факта, наряду с другими данными о промышленной нефтеносности кор выветривания, развитых по аргиллитам, например, васюганской свиты (скв. Южно-Покачевская-97 и др.), рекомендовано тщательное изучение материалов ГИС и результатов опробования на приток подперерывных зон, особенно сложенных аргиллитами. Исследования В.И.Белкина и др. [1, с. 118] показали, что на Салымском нефтяном месторождении «наиболее устойчивые и мощные притоки приурочены к... кавернозным брекчиевидным породам КС-1» — коры выветривания, развитой по аргиллитам абалакской свиты, являющейся, по нашим данным,

стратиграфическим аналогом нижней (глинистой) части васюганской свиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белкин В.И., Ефремов Е.П., Каптелин Н.Д. Строение и нефтеносность баженовского резервуара // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 2. С. 108—123.
2. Бочкарев В.С., Федоров Ю.Н. Палеобатиметрия Западно-Сибирского бассейна на конец времени накопления баженовской свиты // Строение и нефтегазоносность баженинтов Западной Сибири. Тюмень, 1985. С. 35—41.
3. Нестеров И.И., Нежданов А.А., Ушатинский И.Н.

Аномальные разрезы баженовской и мегионской свит Западной Сибири // Геология нефти и газа. 1986. № 4. С. 23—28.

4. Нестеров И.И. Новый тип коллектора нефти и газа // Геология нефти и газа. 1979. № 10. С. 26—29.
5. Нежданов А.А. Зоны аномальных разрезов баженовского горизонта Западной Сибири // Строение и нефтегазоносность баженинтов Западной Сибири. Тюмень, 1985. С. 27—34.
6. Ясевич Г.С. Перспективы нефтеносности зон развития аномальных разрезов баженовской свиты Среднего Приобья // Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1981. Вып. 166. С. 51—59.

Принята редколлегией 26 декабря 1994 г.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 553.078

© В.В.Архангельская, 1995

Структурное положение крупных месторождений формации приразломных щелочных редкометалльных метасоматитов

В.В.АРХАНГЕЛЬСКАЯ (ВИМС)

Выявление крупных и богатых месторождений любого полезного ископаемого — актуальнейшая задача прикладных геологических исследований. Ее решение базируется на всестороннем изучении этих месторождений, которое дает возможность установить поисковые признаки и критерии их обнаружения. На ранних этапах поисков эндогенных рудных месторождений перво-степенное значение имеют геолого-структурные критерии, поэтому знание позиции каждого крупного и уникального месторождения в локальных, региональных и глобальных структурах земной коры важно не только в научном, но и прежде всего в практическом отношении.

Месторождения формации щелочных редкометалльных метасоматитов впервые обнаружены и изучены в России [1-3, 12-14 и др.]. Руды их высококомплексные (тантал-ниобий-циркониевые с касситеритом или редкими землями, иттрием и криолитом), тонковкрапленные. Рудами являются сами метасоматиты. Рудные тела оконтуриваются по бортовому содержанию главного полезного компонента — тантала. Метасоматиты локализируются в зонах глубинных региональных разломов, генетически не связаны с какими-либо магматическими образованиями, сформированы по гнейсово-сланцевому или щелочноземельному гранитоидному субстрату в результате тектономагматической активизации (протоактивизации) ранее консолидированных структур. В химико-петрологическом и минералого-

геохимическом отношении они сходны с метасоматически измененными щелочными гранитами [3, 13, 23 и др.]. Кроме России, месторождения известны в Белоруссии и на Украине [9, 11, 12], в Африке, Северной Америке [24, 26] и Гренландии [25].

Катугинское тантал-ниобий-цирконий-редкоземельно-иттриевое с криолитом месторождение уникально по масштабу и содержанию рудных компонентов не только среди месторождений этой формации, но и среди тантал-ниобиевых месторождений других формационных типов. Данные о его петрографии, минералогии, геохимии и рудоносности приведены во многих публикациях [2, 12, 14, 20, 23 и др.], но особенности геолого-структурного положения пока не освещены. Поскольку они, как и любые другие, отчетливее выявляются при сравнительном изучении, геотектоническая позиция месторождения ниже сопоставляется с позицией относительно недалеко расположенного среднего по масштабам Олекминского месторождения.

Катугинское месторождение находится в Северо-Восточном Забайкалье (119° 13' в.д. и 56° 19' с.ш.) и представлено рудоносными слюдаными, рибекит-арфведсонитовыми и эгири-арфведсонитовыми кварц-альбит-микроклиновыми метасоматитами, слагающими восточную часть (Восточное тело) широтной пластообразной залежи (рис. 1). В западной части залежи (Западное тело) содержания рудных элементов ниже. Протяженность залежи 12 км, мощность более

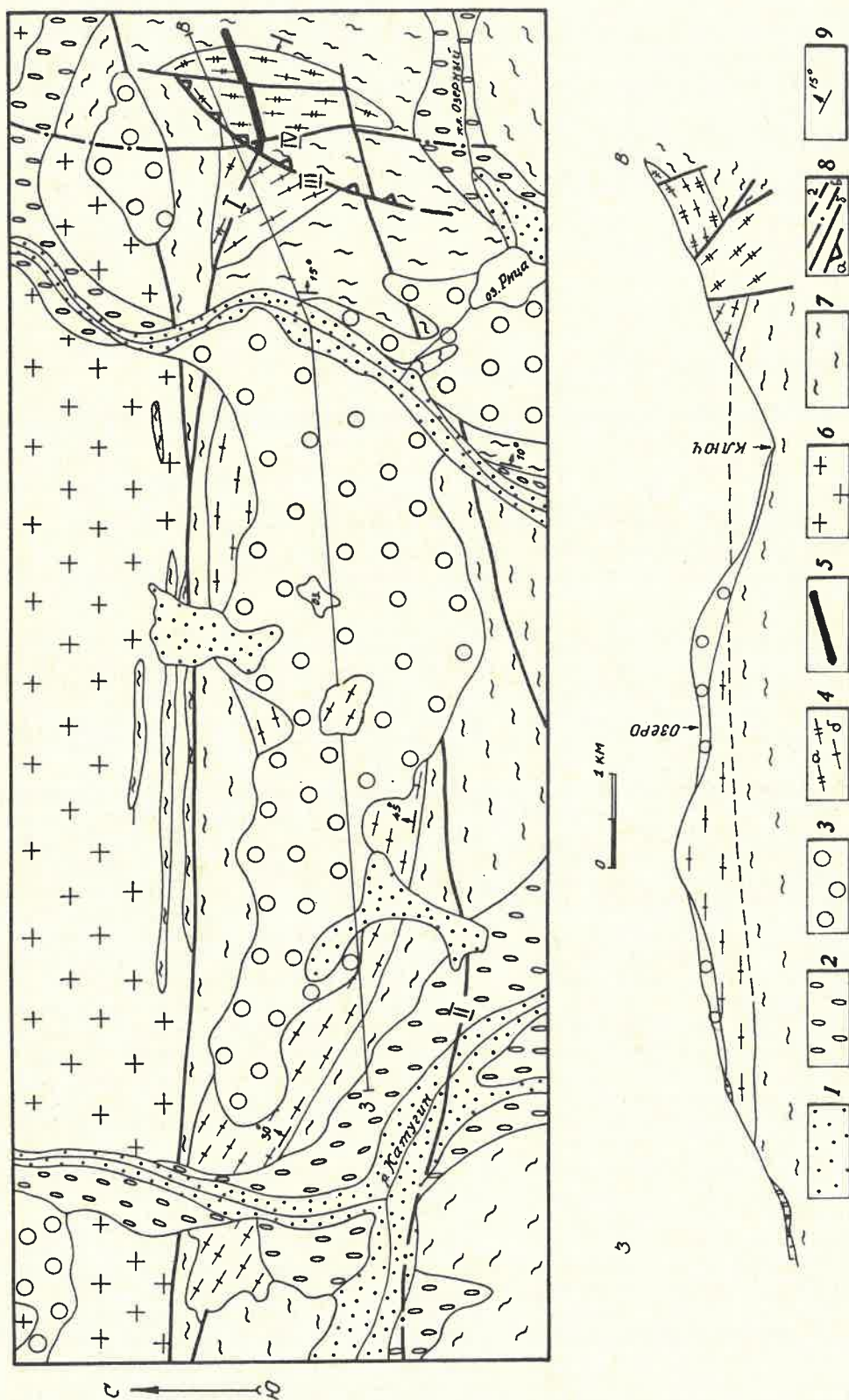


Рис. 1. Геологическая схема района Катугинского месторождения:

четвертичные отложения: 1 — аллювиальные, 2 — моренные долинного оледенения, 3 — моренные полуокровного оледенения, 4 — метасоматиты (а — этирин-амфиболовые, б — биотитовые и биотит-амфиболовые); 5 — дайка диабазовых порфиров; 6 — граниты Каларского массива; 7 — раннепротерозойские метаморфические образования Кодаро-Удоканского прогиба — кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, метаэффузивы; 8 — дизъюнктивные нарушения (а — проследженные надвиги, б — прочие проследженные разрывы, в — просвечивающие из-под четвертичных отложений, г — предполагаемые); 9 — элементы залегания пород; разломы: I — Каларский, II — северная ветвь Катугинского, III — Озерный, IV — Меридиональный

800 м, на глубину она прослежена до 800 м. Западное тело полого падает к северу и выклинивается к западу, расчленившись на несколько апофиз. Форма и внутреннее строение Восточного тела осложнены дизъюнктивной тектоникой. Верхние, висячие, части залежи сложены слюдяными и амфиболовыми метасоматитами фронтальной и центральной зон метасоматической колонки, нижняя — эгирин-арфведсонитовыми метасоматитами тыловой зоны. На месторождении выделяются Главное (первое) рудное тело мощностью до 500 м, представленное эгирин-амфиболовыми метасоматитами, и залегающие выше него менее мощные второе и третье рудные тела в амфиболовых метасоматитах. К рудным минералам в них относятся пироксид, циркон, гагарицит и редкоземельный флюорит. Наиболее высокие содержания пироксидов и гагарицита свойственны эгирин-амфиболовым метасоматитам, а циркона и редкоземельного флюорита амфиболовым и слюдяным. Запасы полезных компонентов на месторождении несоизмеримо больше, а содержания их в рудах выше, чем в Олекминском и других месторождениях формации. В частности, запасы тантала на порядок, а циркония на два выше, чем в Олекминском месторождении. Кроме того, руды Катугинского месторождения более комплексные: они содержат также весьма значительные запасы иттрия, редких земель и криолита. Месторождение сформировалось в раннем протерозое в течение сотен миллионов лет [3, 23].

В тектоническом отношении залежь рудоносных метасоматитов приурочена к юго-восточной оконечности протоплатформенного Кодаро-Удоканского прогиба, наложенного на западную окраину архейского Алданского щита. Она локализована в широтном Каларском разломе, а ее Восточное тело — в пересечении последнего с субмеридиональным Озерным разломом, который разбивает Восточное тело на Западный и Восточный блоки. Каларский разлом является одним из составляющих мощной Становой зоны разломов, осевая часть которой располагается южнее. Протяженность его более 150 км. В пределах района (см. рис. 1) разлом представляет собой пологий, падающий к северу сброс с опущенным южным крылом. На глубине он выкручивается до 85°. Сброс разделяет Западный блок Восточного тела на северную и южную половины. Северная половина приподнята над южной на первые десятки метров и представляет собой круто наклонную на юг «пластину», состоящую из разностей метасоматитов, южная — сложена круто падающими к северу амфиболовыми и главным образом слюдяными разностями метасоматитов верхних частей залежи.

В метасоматитах разлом фиксируется брекчированными разностями, а вне их мощной (до 500 м) пачкой «дометасомати-

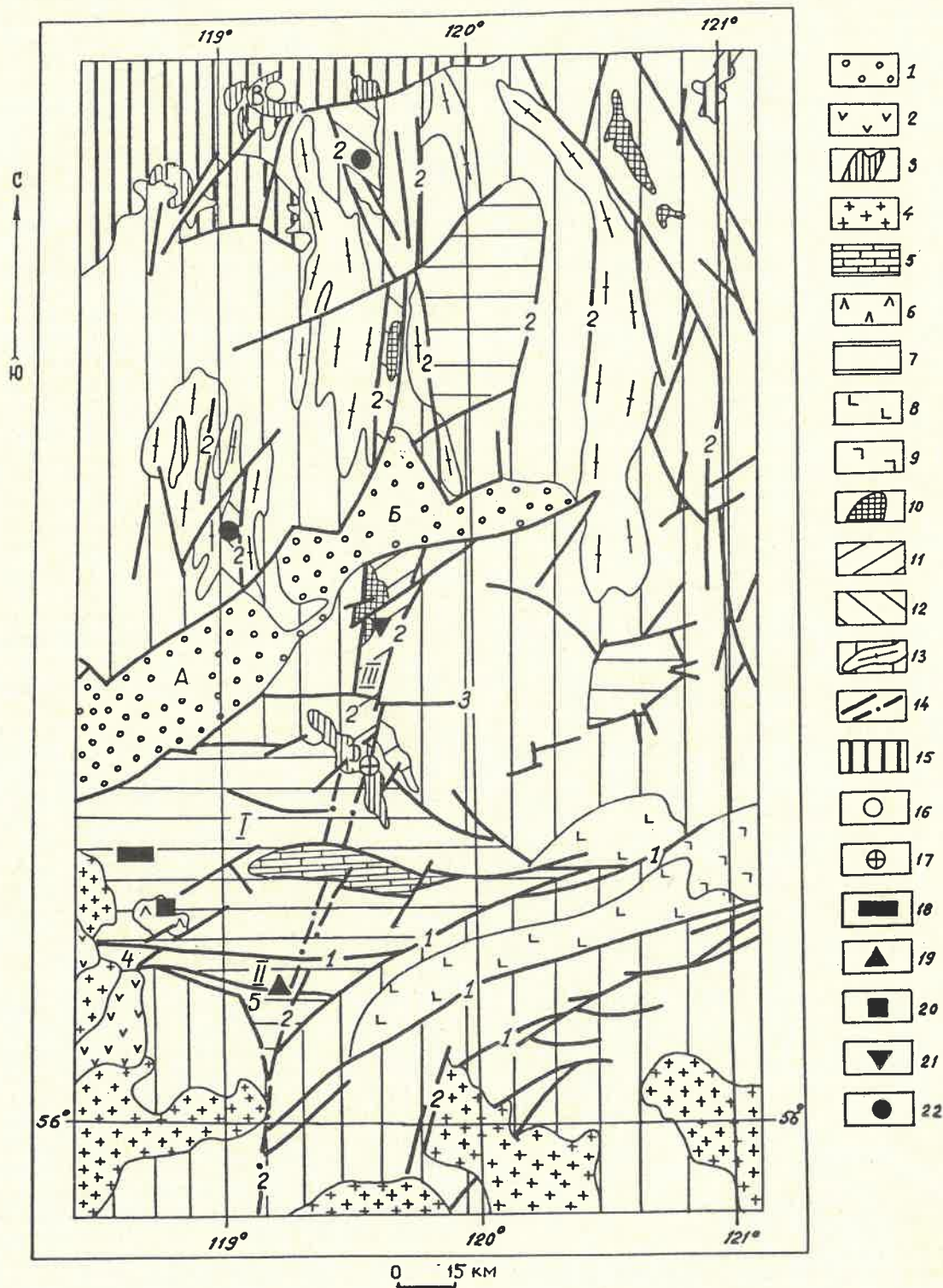
товых» бластомилонитов гранитного состава. Осадочные нижнепротерозойские породы, регионально метаморфизованные в зеленосланцевой фации, в зоне разлома превращены в гнейсы и сланцы амфиболитовой фации метаморфизма. В разломе локализованы дайки диабазовых порфиров, секущие бластомилониты и протерозойские гнейсы и сланцы, а в метасоматитах сохраняющиеся в виде останцов-ксенолитов, и дайки мезозойских сиенит-порфиров. Разлом повсеместно выражен уступами в рельефе. Все эти факты свидетельствуют о том, что заложены в раннем протерозое или, скорее, в архее он неоднократно активизировался в дорудный период (во время внедрения гранитов, за счет которых возникли бластомилониты, в этап внедрения даек диабазовых порфиров, во время бластеза гранитов), затем в период формирования рудоносных метасоматитов и позднее — в мезозое и кайнозое.

Южнее Каларского протягивается Катугинский разлом, состоящий из двух кулисообразно подстилающих друг друга ветвей — субширотной западной и не попадающей в район юго-восточной. Его общая протяженность около 100 км. В пределах района на западе разлом перекрыт рыхлыми отложениями р. Катугин и фиксируется по нетающей летом наледи в ее долине, а на востоке протягивается по водоразделу левого борта реки, прослеживаясь по мощной (сотни метров) зоне окварцевания и асимметричным (с крутыми северными и пологими южными бортами) сейсмогенным расщелинам. Движения по разлому, вероятно, происходили неоднократно и были разнонаправленными. Так, в кайнозое, судя по асимметричным расщелинам, по разлому опустилось его южное крыло, а ранее движение было, по-видимому, обратным, т.к. архейские образования слагают южное крыло его юго-восточной ветви, а протерозойские — северное.

Озерный разлом в метасоматитах выражен зоной расщелачивания и полигенных брекчий мощностью первые сотни метров. По данным бурения он представляет собой пологий (35-40°) взбросо-надвиг Восточного блока Восточного тела на Западный блок, причем Восточный блок в плане смещен по нему к северу относительно Западного на 300—400 м. Южнее месторождения в долине ключа Озерный разлом смещает моренные отложения, на севере надвиг сопрягается с крутым до вертикального Меридиональным взбросом, тоже прослеженным бурением. Между разломами «зажат» расширяющийся к югу клин вмещающих метасоматиты пород. Узел сопряжения пересекается Каларским разломом. Породы на этом участке «стоят на головах», передроблены, а на аэрофотоснимках дешифрируется микроблоковая тектоника. Меридиональный взброс, вероятно, является рудоподводящим, т.к. вдоль него наблюдаются перерас-

пределение рудного вещества; развитие тыловых в метасоматической колонке эгирин-амфиболовых пород; наличие продуктов поздних стадий метасоматического процесса (кварц-альбитовые жилы, обогащенные пироксеном и цирконом, линзообразные практически мономинеральные скопления низкотемпературного криолита, кварц-сульфидные жилы).

Меридиональный разлом севернее месторождения, где обнаженность плохая, отчетливо дешифрируется на аэрофотоснимках в виде двух сближенных составляющих, а далее к северу на его траверсе отмечается опущенный блок — провес кровли Каларского массива раннепротерозойских домета-соматитовых гранитов. Его южное продолжение фиксируется смещением моренных



отложений долины ключа Озерный, затем зоной брекчированных кристаллических сланцев левого коренного берега долины р.Катугин. Еще южнее он дешифрируется по меридиональному отрезку долины этой реки, а близ ее устья им обусловлен резкий изгиб к югу долины р.Калар, в которую впадает р.Катугин. Протяженность разлома более 50 км.

За пределами месторождения восточнее Меридионального разлома и параллельно ему протягивается слабо выгнутый к востоку разлом, устанавливающийся по мощной зоне брекчированных и окварцованных пород. Он представляет собой крутой взброс, обрывается Каларским разломом и далее на север не прослеживается.

В региональном плане месторождение расположено на стыке двух крупных разновозрастных тектонических структур: меридионального Олондинского позднеархейского трога, точнее, его продолжения под раннепротерозойскими отложениями в днище Кодаро-Удоканского прогиба и широтного Каларского раннепротерозойского трога, об-

Рис. 2. Положение Катугинского месторождения в геологических структурах Кодаро-Удоканского региона:

структуры кайнозойской активизации: 1 — впадины-грабены кайнозойского Байкальского рифта (А — Чарская, Б — Верхнечарская), 2 — кайнозойские рифтогенные платобазальты; структуры позднепалеозойско-раннемезозойской тектоно-магматической активизации: 3 — массивы мезозойско-палеозойских и мезозойских щелочных и нефелиновых сиенитов, сынныритов (В — Мурунский, Г — Сеньский, Д — Сакундский), 4 — массивы позднепалеозойско-мезозойских гранитов, гранодиоритов, граносиенитов; 5 — структура палеозойской активизации — Каларский грабен, выполненный кембрийскими породами; структуры раннепротерозойской протоплатформенной активизации: 6 — Чинейский лополит раннепротерозойских габброидов, 7 — раннепротерозойские протоплатформенные прогибы и грабены (I — Кодаро-Удоканский прогиб, II — Каларский трог); 8 — Каларский массив раннепротерозойских или позднеархейских анортозитов, 9 — раннепротерозойские метасоматические сиениты; структуры архейского фундамента: 10 — тела позднеархейских гипербазитов, ортоамфиболитов, 11 — позднеархейские зеленокаменные трог (III — Олондинский, выполненный метапелитами амфиболитовой фации метаморфизма, коматитами, лампроитами), 12 — гипербазиты, железистые кварциты архейских авлакогенов — зеленокаменных поясов, 13 — раннеархейские гнейсы, кристаллические сланцы гранулитовой фации метаморфизма с телами гнейсогранитов; 14 — разрывные нарушения прослеженные и предполагаемые по геофизическим данным в фундаменте платформы под отложениями Кодаро-Удоканского прогиба (1 — разрывы зоны Станового разлома, 2 — разрывы Оленеско-Моркокинского линеамента, 3 — Ханнинский, 4 — Каларский, 5 — Катугинский разрывы); 15 — чехол Сибирской платформы; месторождения полезных ископаемых: 16 — Мурунское чароитовое, 17 — Голеское сынныритовое, этапа мезозойско-палеозойской активизации, 18 — раннепротерозойское Удоканское медное, 19 — Катугинское, 20 — Чинейское титаномагнетитовое этапа раннепротерозойской активизации, 21 — архейское Олондинское редкометаллических пегматитов, 22 — архейские железистых кварцитов

рамляющего прогиб с юга (рис. 2). Разломы, формирующие эти структуры (Каларский, Катугинский, Озерный, Меридиональный и ряд других), архейского заложения. По представлениям некоторых геологов [15, 20] и автора, докембрийские трог являются в какой-то степени аналогами фанерозойских грабенов палеорифтовых систем.

Каларский трог выполнен толщей метапелитов, их мигматитов, метаандезитов и метакератофиров нижних горизонтов удоканской серии нижнего протерозоя. Породы разгнейсованы и рассланцованы. Л.Г.Васютина и геологи, проводившие геологическую съемку района в м-бе 1:200 000, относят их к нижней — икабьеканской — свите нижнего протерозоя; Н.Д.Лобашев и геологи, составлявшие геологическую карту района м-ба 1:50 000, — к усукваунскому комплексу динамометаморфических образований, располагающихся между архейским основанием и раннепротерозойским протоплатформенным чехлом. Протяженность трога первые десятки километров; его южный борт пологий, на глубине более крутой, образован Каларским и Катугинским разломами, северный крутой и почти полностью уничтожен интрузией гранитов Каларского массива [20].

Олондинский трог протяженностью около 35 км выполнен терригенно-эффузивными образованиями позднего архея, метаморфизованными в амфиболитовой фации и сложенными силами ортоамфиболитов, коматитов и гранитов, с которыми связаны редкометаллические и шерлово-мусковитовые пегматиты [5, 6]. Борта трога сложены раннеархейскими породами. Его северное продолжение скрыто под кайнозойскими отложениями Верхнечарского грабена Байкальской рифтовой системы, южное оборвано широтным Ханнинским разломом, южнее которого выходы позднеархейских пород смещены относительно трога к востоку, протягиваются в юго-восточном направлении еще на 35 км и выполняют уже не трог, а пологую, не осложненную дизъюнктивной тектоникой, депрессию. Формирующие трог разломы по гравиметрическим данным продолжают к югу, где скрываются под отложениями Кодаро-Удоканского прогиба. На их траверсе находится провес кровли Каларского гранитного массива и далее Меридиональный и Озерный разломы.

Разломы, формирующие Олондинский и Каларский трог, как и разломы, в которых локализовано месторождение, в глобальном плане являются составляющими сквозьконтинентальных зон повышенной трещиноватости — линеаментов. Каларский разлом — один из составляющих Станового линеамента.

Зона Станового разлома протягивается в субширотном направлении от юго-восточного берега оз. Байкал, где именуется Джидавитимской, вдоль северного подножия Станового хребта (Южно-Якутская зона) до

побережья Охотского моря [6, 16, 18, 19]. Ширина ее 50—100 км, глубина заложения по сейсмическим данным 80—120 км. Судя по приуроченности к ней Каларского и Джугджурского массивов анортозитов, она мантийного заложения. Гравиметрические исследования показывают, что она полого падает на север. Зона разделяет архейский Алданский щит и переработанные в протерозойскую эру, подвергшиеся процессам мезозойской тектоно-магматической активизации архейские же образования Становой области.

Зона представлена кулисообразно подставляющимися друг друга по простиранию разрывами типа сбросов, взбросов и надвигов и пачками диафторитов мощностью до 25 км [20]. Она является крупным фрагментом планетарного линеамента (зоны повышенной трещиноватости земной коры) архейского заложения, дискретно активного на протяжении всей геологической истории [7, 8, 19]. В частности, она была южной границей позднепротерозойско-раннепалеозойской (грабены-рифты Токкинский, Чульманский, Учуромайский) и мезозойской (Чульманская угленосная депрессия) палеорифтовых систем, существовавших вдоль северного подножия горста хребта Простановой. Грабены систем асимметричные, северные их борта пологие и низкие, южные крутые высокие, осложнены надвигами.

Меридиональный и Озерный разломы — фрагменты меридионального сквозьконтинентального Оленекско-Моркокинского (Мирнинского) линеамента [19, 22]. Осевая часть линеамента совпадает с меридианом 119° в.д. Линеамент протягивается из Южно-Китайского моря по территории КНР, где он именуется Восточно-Китайским, Восточной Сибири от г. Краснокаменск через Юго-Восточное Забайкалье, хребты Олекминский Становик и Становой к городам Мирный, Нюрба, Кемпендяй и далее уходит в Северный Ледовитый океан между устьями рек Оленек и Анабар (рис. 3). Он определяет западную границу Верхояно-Колымской складчатой области на меридиональном ее отрезке и резкий изгиб простираний структур Монголо-Охотского складчатого пояса.

Как и другие меридиональные линеаменты регматической сети, он отображается в геофизических полях, хорошо дешифрируется на космических снимках, четко выражен на Сибирской платформе и фрагментарно в складчатых поясах. Пересекается широтными, северо-западными и северо-восточными линеаментами. В районе месторождения широтный линеамент представлен Становой зоной, северо-восточный — разломами, формирующими неотектонические структуры кайнозойского Байкальско-го рифта (Чарский и Верхнечарский грабены-депрессии). Северо-западные линеаменты пересекают Оленекско-Моркокинский

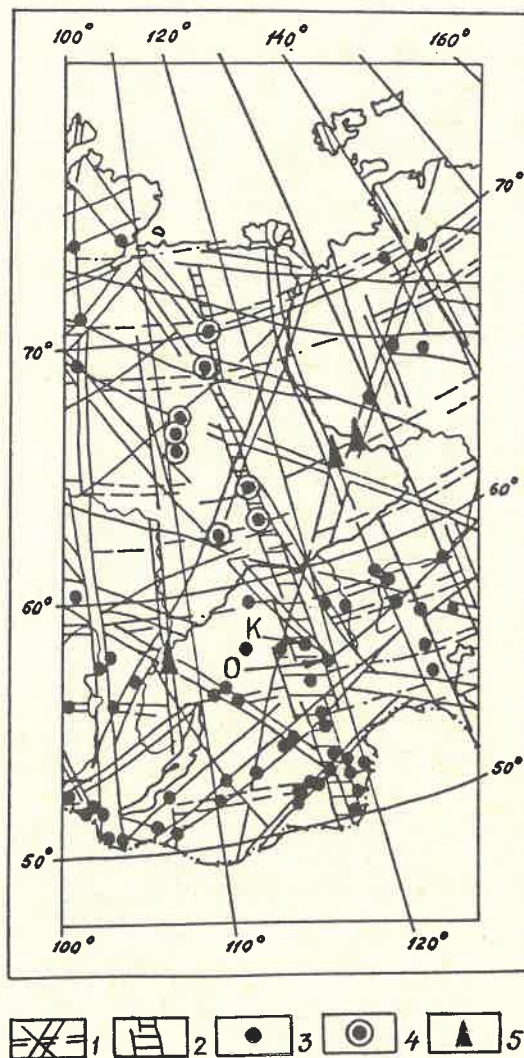


Рис. 3. Положение Катугинского и Олекминского месторождений в Оленекско-Моркокинском линеаменте:

1 — главные разрывы линеаментов; 2 — Оленекско-Моркокинский линеамент; месторождения: 3 — рудные (К — Катугинское, О — Олекминское), 4 — алмазов, 5 — нефти и газа

линеамент севернее и южнее месторождения [19, 22].

Если мощные протяженные зоны разломов и их металлогеническое значение на территории бывшего СССР установлены сравнительно давно (линия Шатского — Карпинского, зоны тектоно-магматической активизации А.Д.Щеглова), то изучение линеаментов, в которые такие зоны входят в качестве отдельных составляющих, только начинается, хотя их металлогеническому анализу посвящено уже значительное число работ [4, 8, 18, 22 и др.].

Линеаментная сеть покрывает всю земную поверхность [4, 7 и др.]. Предполагается, что она представляет собой своеобраз-

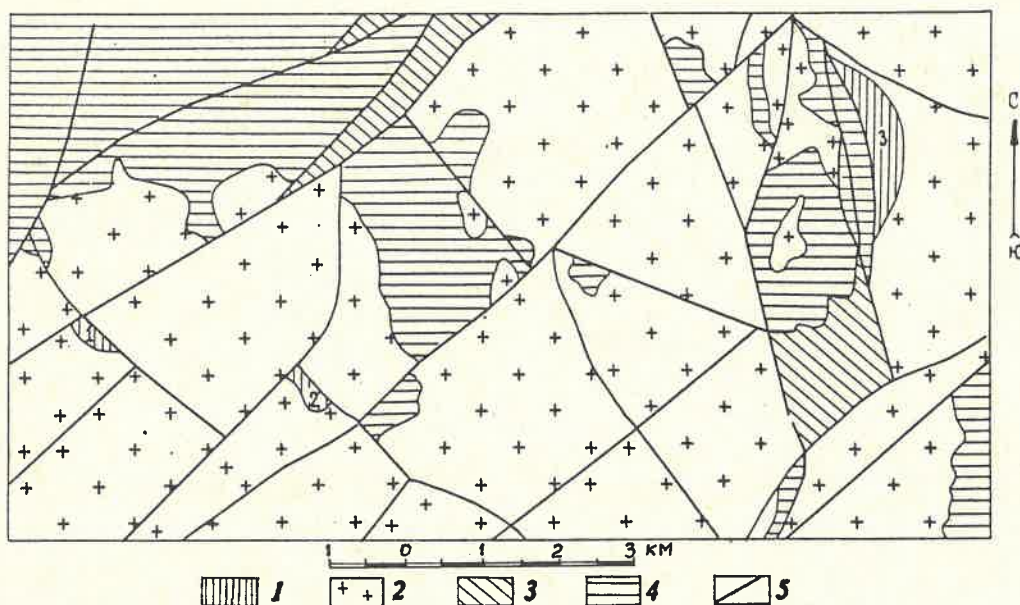


Рис. 4. Геологическая схема района Олекминского месторождения:

1 — тела щелочных метасоматитов (1 — Центральное или собственно месторождение, 2 — Восточное, 3 — Северное); 2 — среднеюрские щелочноземельные граносиениты, сиениты, граниты, гранодиориты; 3 — раннепротерозойские граниты и гранодиориты; 4 — архейские граниты, гранитогнейсы, метаморфические породы; 5 — разломы, зоны дробления, катаклаза и расщелачивания

ный каркас глубже нижних границ литосферных плит, составляющие которого располагаются над крупными неоднородностями верхней мантии, обуславливающими движение тепломассопотоков и генерируемых ими магматических расплавов и рудоносных флюидов. На территории России особенно высокой проницаемостью характеризуются меридиональные линейaments и узлы их пересечения и сопряжения с линейamentsами других направлений [4, 18]. Так, в пределы Оленекско-Моркокинского линейамента попадают (с севера на юг): Томторское ниобий-редкоземельное месторождение в связи с карбонатитами; алмазонасные кимберлиты бассейна р. Оленек и Вилуйского района (трубки Мир, Удачная и др.); Мурунское чароитовое месторождение в нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитах; месторождения железистых кварцитов Тырыннахского и Чаро-Токкинского районов; редкометалльные пегматиты Олондинского пегматитового поля в одноименном трог; Голевское месторождение сынныритов в Сакунском массиве нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов; Катугинское и Олекминское тантал-ниобиевые месторождения в приразломных щелочных метасоматитах; Жирекенское молибденовое месторождение; танталовое месторождение Зимнее в альбитизированных гранитах и другие месторождения Юго-Восточного Забайкалья.

Резюмируя, можно утверждать, что Катугинское месторождение в планетарном

плане находится в узле пересечения меридионального и широтного линейamentов, в региональном — на «стыке» раннепротерозойского Каларского и позднеархейского Олондинского крупных трогов — фрагментов протерифтовых систем, в локальном — на пересечении региональных разломов, формирующих эти трог и составляющих фрагменты данных линейamentов.

Олекминское месторождение располагается в Северо-Восточном Забайкалье, в пределах хребта Олекминский Становик на $118^{\circ} 30'$ в.д. и $54^{\circ} 35'$ с.ш. В структурном отношении оно находится в архейской Становой области, переработанной в раннем протерозое и испытавшей тектоно-магматическую активизацию в позднем палеозое — мезозое. Рудное поле месторождения сложено архейскими кварцитами и мраморами, протерозойскими гнейсогранитами и их мигматитами, среднеюрскими (радиологический возраст 150—180 млн лет) гранитоидами (рис. 4). Гранитоиды представлены образованиями трех фаз (от ранних): гипабиссальными биотитовыми гранитами, граносиенитами; аляскитовыми гранитами; мелкозернистыми лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами. Породы в основном щелочноземельные, с резко подчиненным количеством субщелочных и щелочных, пересыщенных алюминием и кремнием, богатых натрием разностей, содержащих рибекит и (или) арфведсонит. Они включают ксенолиты протерозойских гранитов и гранитогнейсов. Вулканическая фация средне-

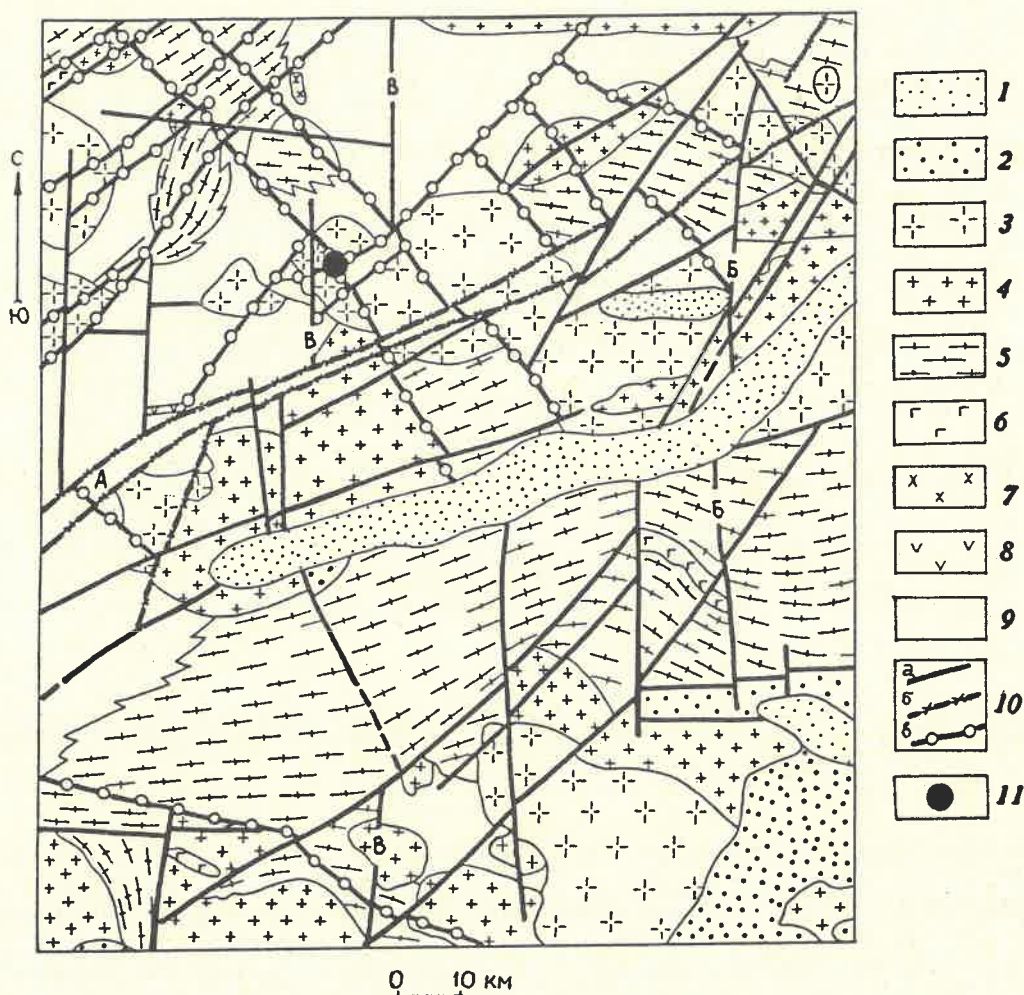


Рис. 5. Положение Олекминского месторождения в региональных геологических структурах, по О.В.Сосницкому, Л.С.Старченко:

1 — четвертичные рыхлые отложения; структуры позднепалеозойско-мезозойской активизации: 2 — юрские угленосные депрессии, 3 — массивы гипабиссальных мезозойско-палеозойских щелочноземельных, реже щелочных гранитов, граносиенитов; структуры палеозойской активизации: 4 — батолитоподобные массивы щелочноземельных гранитов, 5 — граниты, мигматиты раннего палеозоя; структуры раннепротерозойской активизации: 6 — массивы габбродиоритов, гранодиоритов; структуры архейского фундамента: 7 — массивы гиперстеновых гранитов, гранитогнейсов, 8 — тела спилитов, диабазов, 9 — гнейсы и кристаллические сланцы; 10 — главные разломы: а — активные до настоящего времени, б — закончившие развитие в раннем мелу, в — активные до поздней юры (А — Кудолунгинский, Б — Верхнетунгирский, В — Гарамнакский); 11 — Олекминское месторождение

юрских гранитоидов в рудном поле представлена бомбами и лапиллями, спорадически встречающимися на поверхности плоских водоразделов, а за его пределами — небольшими по площади покровами фельзит- и дацит-порфиров, андезитовых порфиров, их туфов и туфолов.

Площадь рудного поля разбита меридиональными, северо-восточными и северо-западными разломами. Северо-западные разломы смещаются северо-восточными. И те, и другие короткие, прослеживаются на 10—20 км. Меридиональные разломы протяженнее, уходят за северные границы поля. Все разломы фиксируются полигенными брекчиями мощностью десятки — до первых

сотен метров. Лишь в восточной половине поля отмечается более мощная субширотная Кудолунгинская зона разломов, имеющая региональный характер и фиксирующаяся зоной катаклизмов мощностью сотни метров. Щелочные метасоматиты образуют три небольших тела — Центральное, Восточное и Северное, локализованные в пересечениях разломов. Центральное тело находится на пересечении северо-западного и северо-восточного разломов, причем пологий рудовмещающий северо-западный разлом смещается крутым рудоподводящим северо-восточным. Восточное тело, как и Центральное, приурочено к северо-западному разлому, но расположено восточнее, а сам разлом сме-

щен к северу по разрыву, параллельному рудоподводящему разрыву Центрального тела. Северное тело локализовано в меридиональной зоне разломов, протягивающейся по восточной части рудного поля.

Метасоматиты Центрального и Восточного тел сформированы по брекчиям среднеюрских щелочноземельных гранитов, метасоматиты Северного — по среднеюрским щелочным гранитам. Метасоматиты представлены лейкократовыми гранитного состава разнотекстурными кварц-микроклин-альбитовыми с разным содержанием альбита породами с лепидомеланом и (или) рибекитом в качестве темноцветных минералов, с акцессорными колумбитом, цирконом, торитом, касситеритом, флюоритом и некоторыми второстепенными минералами. Наиболее богаты акцессорными минералами метасоматиты Центрального тела, все разновидности которых являются тантал-ниобий-циркониевыми рудами. Их рудные минералы — колумбит, фергусонит, касситерит, пироклор, малакон. Среди тантало-ниобатов преобладает колумбит с отношением Ta:Nb 1:8. Метасоматиты месторождения прослежены без выклинивания до глубины 300 м при ширине выхода на поверхность 90—340 м и длине 600—800 м. По запасам тантала и ниобия и их содержанию месторождение относится к средним с рядовыми и богатыми рудами.

Мезозойский возраст месторождения обуславливает его пространственную и генетическую связь с мезозойскими тектоническими структурами. В Олекминском Становике это узкие протяженные линейные грабены и широкие горсты Селенгино-Витимо-Шилкинской позднепалеозойско-мезозойской палеорифтовой системы, образующие их региональные разломы, многочисленные гипабиссальные массивы мезозойских щелочно-гранитоидных пород в горстах, покровы и силлы кислых вулканитов в грабенах и относительно короткие разрывы, осложняющие строение горстов. Формирование палеорифтовой системы и проявления магматизма связаны с процессом тектоно-магматической активизации.

Согласно современным представлениям [10, 18, 19 и др.], Селенгино-Витимо-Шилкинская палеорифтовая система располагается южнее Станового разлома, протягивается в восточно-северо-восточном направлении от Южного Прибайкалья и прилегающих частей Северной Монголии до долины р. Нюкжа на расстоянии более 1300 км при ширине 600 км, возникла на месте Яблоново-Станового свода. Вкрест простираения с севера на юг она расчленяется на Гусино-Нюкжинскую, Шилкинско-Аргунскую и Онон-Турунскую подсистемы [10, 16, 19]. Ее северные грабены выполнены пермо-триасовыми и юрскими терригенно-эффузивными образованиями (рис. 5), а более южные, кроме того, и более ранними палеозой-

скими отложениями. Грабены системы заняты долинами рек, нередко текущими в противоположные стороны (реки Нерча и Усугли; Каренга, Амалат и Актрагда и др.).

Разломы, в узле пересечения которых локализовано Олекминское месторождение, не являются региональными рифтообразующими. Согласно классификации Р.М.Константинова и др. [17], это сбросы 3-го и 4-го классов, заложенные в коре в перми — триасе и закончившее развитие в мезозое. Протяженность их невелика, а мощность развитых в связи с ними катаклазитов небольшая. Для сравнения: разломы, в которых локализовано Катугинское месторождение, региональные трого-, рифтообразующие, по той же классификации 1-го порядка. Весьма мощные и протяженные, они достигают мантии, заложены в архее или раннем протерозое и позднее неоднократно активизировались.

Олекминское месторождение также находится в пределах Оленекско-Моркокинского линеамента в 200 км южнее Катугинского (см. рис. 3). На отрезке между этими месторождениями линеамент разграничивает блоки архейского фундамента с разнонаправленными простирациями пород: меридиональными и северо-западными западнее него и северо-восточными восточнее. Южнее в разломах, составляющих линеамент, локализуются тела раннепротерозойских габбро, габбродиоритов и анортозитов, причем разломы преимущественно меридиональные и хорошо фиксируются по геологическим данным и при дешифрировании аэроснимков. Разломы протягиваются вплоть до широты месторождения, в одном из них локализовано Северное тело метасоматитов. Пересечения и сопряжения линеамента с линеаментами других простираций здесь не наблюдаются. Однако значительно южнее, в Юго-Восточном Забайкалье, Оленекско-Моркокинский линеамент пересекается широтным, северо-западным и северо-восточным линеаментами [4, 7, 18]. Разрывы, составляющие эти линеаменты, граничные, разделяют герцинские и каледонские, герцинские и протерозойские структуры (Шилкинский, Северо-Турунгинский и др.) или формируют крупные позднепалеозойско-мезозойские горсты и разделяющие их депрессии-грабены Селенгино-Витимо-Шилкинской рифтовой системы, в т.ч. грабены, к которым приурочен ряд тантал-ниобиевых месторождений региона (Этыкинское, Орловское, Зимнее).

Многие исследователи отмечают, что редкометалльные месторождения большинства формационных типов (карбонатитового, щелочногранитного и др.) размещаются в глобальных зонах повышенной трещиноватости Земли, а в их пределах локализуются в разломах, ограничивающих отрицательные геотектонические структуры (троги, авлакогены, грабены палеорифтовых систем),

в пересечениях этих разломов поперечными и на их продолжении в горстовых поднятиях после замыкания таких структур [3, 10, 15, 16 и др.]. Глобальная геотектоническая позиция Катугинского и Олекминского месторождений свидетельствует о том, что пространственное размещение представителей формации приразломных щелочных метасоматитов подчиняется этой же закономерности. При этом, как показывает сравнительный анализ структурного положения обоих месторождений, пространственная локализация уникальных и крупных по масштабам и содержанию полезных компонентов месторождений формации в некоторых, весьма существенных, деталях отличается от положения ее более мелких объектов.

Так, крупные и уникальные месторождения формации — древние, докембрийские. На преимущественно докембрийский возраст крупных редкометалльных месторождений указывает и Н.А.Солодов [21]. Они размещаются в узлах пересечения линеаментов, аналогично локализации крупных месторождений других рудных полезных ископаемых [4, 8], но при этом лишь в тех узлах, которые наблюдаются на древних платформах, а образующие узел разрывы формируют отрицательные структуры земной коры. В соответствии с тем, что характерно для редкометалльных месторождений других формационных типов [4], масштаб месторождения примерно пропорционален масштабу вмещающей его структуры. Такие месторождения возникают в этапы протоактивизации региональных мантийных и корово-мантийных разломов архейского или протерозойского заложения, дискретно активных на протяжении всей геологической истории. Это объясняет длительность и многоэтапность рудного процесса, способствующих накоплению рудного вещества и сегрегации особо богатых руд в наиболее пронизываемых участках разломных зон.

Мелкие и средние по масштабам месторождения формации типа Олекминского — фанерозойские. Они размещаются в отрезках линеаментов, пересекающих области завершённой складчатости, и возникают в этапы одноактной тектоно-магматической активизации этих областей. На примере Олекминского месторождения видно, что они пространственно не связаны с узлами пересечения линеаментов и крупными отрицательными структурами, а располагаются в пересечениях локальных коровых относительно недавно существовавших разрывов.

На соединяющем Катугинское и Олекминское месторождения отрезке Оленекско-Моркокинского линеамента другие тантал-ниобиевые месторождения неизвестны, а единичные рудопоявления сконцентрированы вокруг этих месторождений. Таким образом, говорить о существовании редкометалльной — тантал-ниобиевой металлогенической провинции на данном отрезке

нет оснований. Выделенная в Кодаро-Удоканском регионе Ю.В.Богдановым и др. [5] тантал-ниобиевая провинция вытянута в субширотном направлении, представлена рудопоявлениями и одним уникальным Катугинским месторождением. Но, правда, и другие металлогенические провинции далеко не всегда вписываются в рудоконцентрирующие линеаменты, лишь частично совпадая с отдельными их фрагментами [20 и др.], хотя крупные их месторождения всегда находятся в пределах линеаментов [4, 15, 18].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н. Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала. — М.: Недра, 1967.
2. Архангельская В.В. О тантал-ниобиевом оруденении в древних метасоматических образованиях Восточной Сибири // Геология рудных месторождений. 1968. Т. X. № 5. С. 29—39.
3. Архангельская В.В. Закономерности размещения эндогенных редкометалльных месторождений. — М.: Недра, 1980.
4. Архангельская В.В. Линеаментная минерализация СССР. — М.: Недра, 1990.
5. Богданов Ю.В., Феоктистов В.П., Четкин В.С. Металлогеническая карта Кодаро-Удоканского прогиба и его обрамления. Масштаб 1:200 000. — Л., 1989.
6. Богданов Ю.В. Металлогеническая карта Кодаро-Удоканского прогиба и его обрамления. Объяснительная записка. — Л.: Недра, 1989.
7. Буш В.А. Системы трансконтинентальных линеаментов Евразии // Геотектоника. 1983. № 3. С. 5—30.
8. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений / М.А.Фаворская, И.Н.Томсон, В.А.Баскина и др. — М.: Недра, 1974.
9. Гуров Е.П., Гурова Е.П., Юрк Ю.Ю. Особенности минералогии фтора Украинского кристаллического щита. — Киев: Наук. думка, 1983.
10. Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А. Новые данные о роли рифтогенных структур в формировании щелочных кремнекислых магм // Докл. АН СССР. 1983. № 4. С. 930—934.
11. Зубков Л.Б., Галецкий Л.С., Металиди С.В. Минералы гильвиновой группы и их месторождения. — Киев: Наук. думка, 1976.
12. Кудрин В.С. О формации редкометалльных кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов // Геология рудных месторождений. 1972. Т. XIV. № 9. С. 41—45.
13. Кудрин В.С. Формация месторождений тантала и ниобия в плутоногенных и метаморфогенных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах // Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М., 1984. С. 341—357.
14. Кудрин В.С. Редкометалльные щелочные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты (квальмиты) зон регионального метаморфизма // Метасоматизм и рудообразование. М., 1978. С. 183—189.
15. Милановский Е.Е. Рифтогенная история Земли (рифтогенная в подвижных поясах). — Москва: Недра, 1987.
16. Оболенский А.А. Роль глубинных разломов в локализации эпitherмального оруденения // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М., 1982. С. 46—54.
17. Опыт математической классификации рудоносных разломов юга Восточной Сибири / Р.М.Кон-

- стантинов, Т.В. Мордовская, В.К. Александров и др. // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М., 1982. С. 186—193.
18. Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения / М.А. Фаворская, В.А. Баскина, Н.Л. Шилин и др. — М.: Недра, 1983.
 19. Саркисов Ю.М., Ермаков Б.В. Положение разломов Байкало-Амурского региона в общей регматической сети Востока СССР // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М., 1982. С. 15—21.
 20. Собаченко В.Н. Геохимические условия проявления редкометалльных метасоматитов в докембрийских троговых структурах Удоканского района (Северо-Восточное Забайкалье) // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, 1985. С. 133—139.
 21. Солодов Н.А. Основы прогнозирования, поисков и перспективной оценки месторождений тантала и ниобия. — М.: Недра, 1983.
 22. Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений / М.А. Фаворская, И.К. Волчанская, Е.Н. Сапожникова и др. — М.: Недра, 1984.
 23. Arkhangelskaya V.V., Kazanskii V.J., Prochorov K.V., Sobathenco V.N. The geology, zonalite and conditions formation of the Katugin Ta-Nb-Zr deposit // Geologija rudnich mestorozdenii. 1993. T. XXXV. N 2. S. 115—131.
 24. Scogins A.J. Peralkaline granitoid and associated alkaline mafic gneisses northwest of Echome, Natal., S. Afr. // J. Geol. 1989—1992. N 4. P. 339—351.
 25. Tantalum and Niobium in South Greenland // Erzmetall, 1987. 40. N 1. P. 45—46.
 26. Withey P.R., Olmsted J.F. Geochemistry and origin of albite gneisses, northwestern Adirondack Mountains. // New York — Contrib. to mineralogy and petrology. 1988. Vol. 99. N 4. P. 476—486.

Принята редколлегией 26 декабря 1994 г.

УДК 551.2:571.5

© А.В.Ткачев, 1995

Геотектоническая природа Мамского мусковитоносного района

А.В.ТКАЧЕВ (ВИМС)

Согласно общепринятой классификации Г.Г. Родионова, главную промышленную ценность в отношении листового мусковита представляют районы распространения полей слюдоносных пегматитов двух типов: в метатерригенных толщах миогеосинклиналей; в зонах отраженной активизации срединных массивов и краевых частей цоколей платформ. При этом Мамский район рассматривается как эталон первого из указанных типов. Но для уровня знаний о геотектонических режимах и их эволюции в истории земной коры как в планетарном масштабе, так и в отдельных регионах, достигнутого за последние 20 лет во многом благодаря использованию актуалистических подходов к интерпретации геологических данных, понятия «миогеосинклиналь» и «зона отраженной активизации» недостаточно информативны. Логика развития прогнозно-минералогических исследований требует установления связей рудообразующих процессов с актуалистически определенными геотектоническими режимами. Для месторождений многих видов полезных ископаемых с таких позиций уже немало сделано. Но подобных работ, акцентированных на мусковитоносных пегматитовых районах, пока не было. Предлагаемая статья — первый шаг в этом направлении.

Мамский район находится в северо-западной части пояса байкалит Байкальской горной области (рис. 1). В расшифровке геологической истории пояса еще остались некоторые проблемы, не решенные более или менее однозначно. В первую очередь, это относится к его внутренней зоне (в схеме

Л.И. Салопа): до сих пор интенсивно обсуждаются такие принципиальные вопросы, как возраст, временная корреляция, объем, формационная принадлежность некоторых вулканогенно-осадочных свит (килянская, парамская, кедринская и др.), вулканоплутонических и плутонических комплексов. Дискуссионность мешает корректно провести параллелизацию геологических событий в объеме всего региона, особенно между разными зонами байкалит. Если рассматривать только внешнюю зону, то здесь благодаря тематическим и геологосъемочным работам прежних и особенно последних лет, проведенных специалистами многих организаций, стало возможным выстроить стройную логически-временную цепь процессов, приведших в конечном счете к формированию самого крупного в России и одного из крупнейших в мире слюдоносного района.

Согласно недавним обобщениям, к началу рифея (после ажитации) описываемый регион характеризовался высоким стоянием кратона, на поверхности которого образовывались коры физического и химического выветривания [3]. Их предельный нижний возраст уверенно определяется тем, что разрушению подвергались гранитоиды чуйско-дарьинского и ительского комплексов, имеющих непосредственно предрифейские и раннерифейские изотопно-радиологические датировки [4]. По-видимому, именно тогда здесь начала формироваться региональная купольная структура, обусловленная подъемом астенолита.

Прогрессивное развитие астенолита, чья

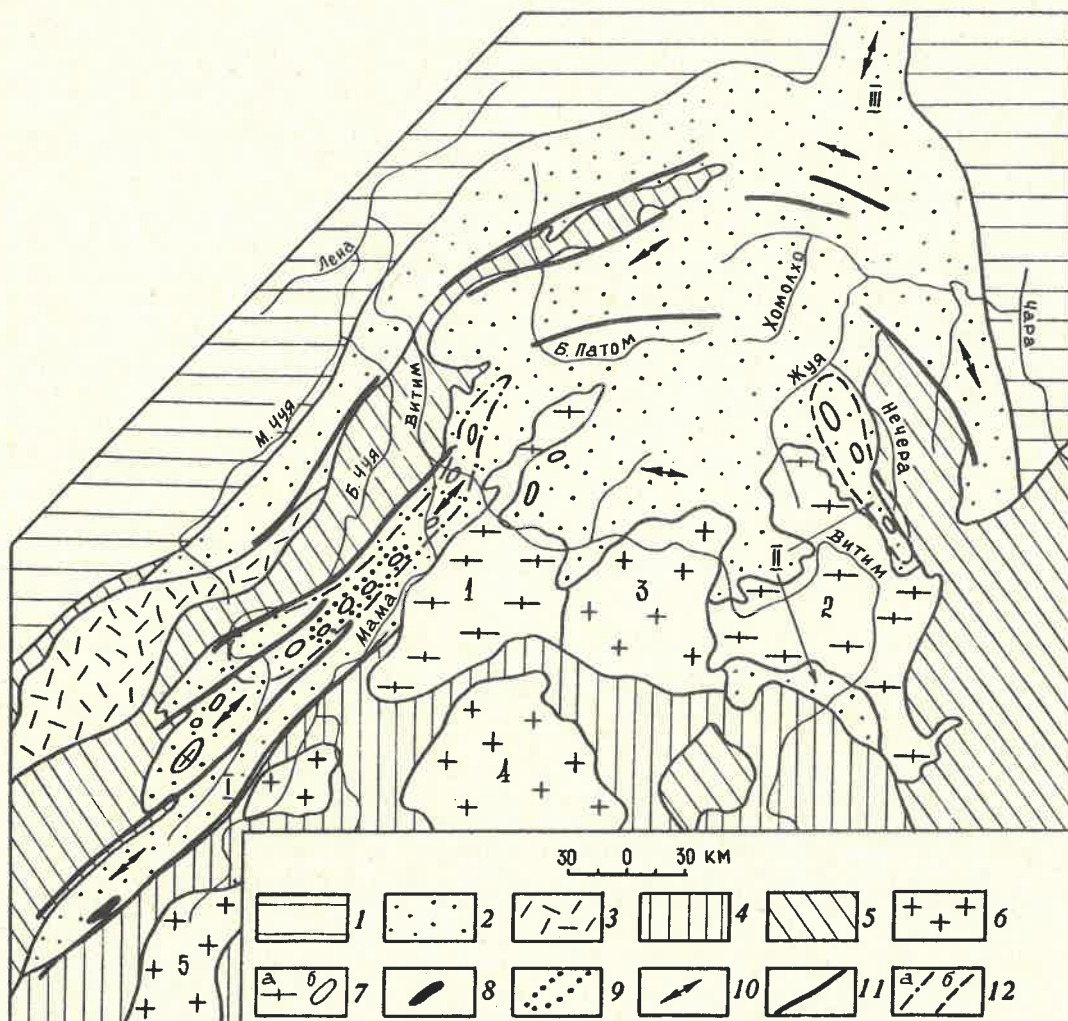


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Байкальской горной области (докембрийские и раннепалеозойские образования):

1 — нижнепалеозойские осадочные отложения чехла Сибирской платформы; 2 — верхнепротерозойские вулканогенно-осадочные отложения эпиконтинентально-рифтовой системы и края Сибирской платформы; 3 — Аkitканский вулканический пояс; 4 — муйская серия нижнего протерозоя (?); 5 — архейско-нижнепротерозойские формации Северо-Муйской глыбы и основания Сибирской платформы; гранитоидные комплексы: 6 — баргузинский, 7 — мамско-оронский (а — крупные, б — небольшие массивы); 8 — Йоко-Довыренский базит-гипербазитовый расслоенный массив; 9 — граница Центрального антиклинального поднятия Мамского района; 10 — генеральное простирание осей складчатых структур; 11 — крупные разломы; 12 — слюдоносные районы (а — Мамский, б — Жуинский); наиболее крупные гранитные массивы: 1 — Мамско-Тахтыганский, 2 — Оронский, 3 — Тельмамский, 4 — Левомамаканский, 5 — Чивыркуйский; ветви троговой системы: I — Мамско-Олоkitская, II — Жуя-Нечерская, III — Уринская

апикальная часть должна была располагаться вблизи центра Бодайбинского синклиория, на определенном этапе вызвало раскол перекрывающей его коры с образованием классической трехлучевой системы трогов — Мамско-Олоkitского, Жуя-Нечерского и Уринского. Последний в дальнейшем развивался как типичный внутриплатформенный авлакоген с почти амагматичным (в нижней части разреза встречаются только примитивные толеиты) карбонатно-терригенным разрезом относительно слабдеформированных и почти не метаморфизованных отложений. Другие две ветви трехлуче-

вой системы тоже являются энсиалическими грабенноморфными впадинами. Но развивались они несколько иначе — здесь отчетливо проявились позднепротерозойские вулканизм и интрузивный магматизм, интенсивная складчатость, региональный метаморфизм вплоть до амфиболитовой фации. В них образовались поля пегматитов, в т.ч. промышленно слюдоносных.

В Мамско-Олоkitском трогом зона максимального прогибания ограничена Абчадской системой разломов генерального северо-восточного простирания. Юго-западное окончание трогом, полностью локализованное

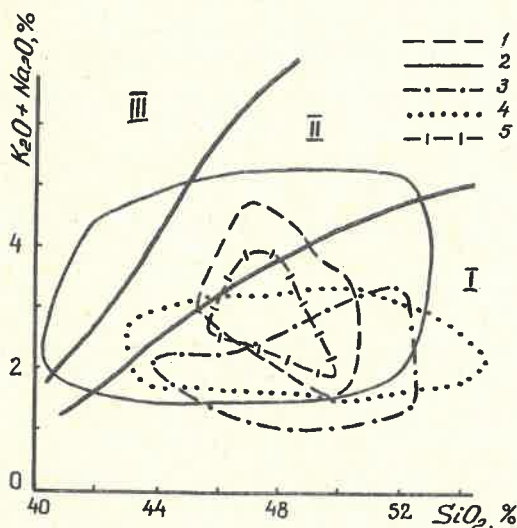


Рис. 2. Состав верхнепротерозойских базитов Мамско-Олоkitского рифта на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, по данным работ [10, 14]:

поля петрохимических рядов (границы взяты по работе [9]): I — нормального, II — субщелочного, III — щелочного; поля составов эффузивов из свит: 1 — октолахтинской, 2 — ондокской, 3 — иняптукской, 4 — медвежьей, 5 — поля составов габбро-диабазов довыренского комплекса

этой системой и рассматриваемое в литературе как Олоkitский прогиб [12], имеет несколько асимметричное строение, выраженное в смещении максимумов мощностей горизонтов осадочных и вулканогенных пород к юго-западному борту. К северо-востоку от Олоkitской части троговая впадина в несколько раз шире и с более ярко выраженной асимметрией — в рифее у нее были крутой юго-восточный и пологий, вероятно, из-за развития серии листрических сбросов, северо-западный (в современной системе координат) борта. Прилегающая к последнему зона отличается меньшей мощностью толщи, накопившейся на стадии прогибания, более резким преобладанием терригенных пород над карбонатными, меньшей долей в разрезе вулканитов [12].

Подобная ситуация типична для всех энциалических рифтов, в т.ч. современных [7]. В них максимумы осадконакопления и вулканической активности наблюдаются у подножия более приподнятого астенолитом плеча трога. Отсюда можно предположить, что в рифее Баргузино-Муйский сегмент занимал относительно более высокое положение, чем прилегающие блоки Сибирской платформы.

В решении вопроса, был ли описываемый трог действительно рифтом, большую помощь может оказать изучение петрохимии вулканитов региона, особенно в Олоkitской части, где они в целом не очень сильно метаморфизованы, и для которых имеется весьма объемный материал по их составу и корреляции в разрезах разных участков.

В позднем протерозое в прогибе было три крупных всплеска вулканизма, проявившихся на уровнях (снизу вверх) октолахтинской, ондокской и иняптукской свит. Анализ петрохимии вулканитов, проведенный нами по известной методике [9], показывает существование заметных различий между ними (рис. 2—4).

Базальты октолахтинской свиты, залегающие среди существенно терригенного комплекса метаосадков, относятся к нормальному и субщелочному рядам. Породы нормального ряда, которые заметно преобладают, представлены низко- и умеренноглиноземистыми толеитами натриевой Na и калиево-натриевой серий K-Na, а субщелочного — умеренно- и высокоглиноземистыми разностями K-Na и высокоглиноземистыми калиевой K серий. Крайне редко встречаются залегающие среди метабазитов высокоглиноземистые субщелочные риолиты K-Na серии [2]. Возраст пород свиты (тыйская под-свита) по U-Th-Pb методу составляет 1500 ± 130 млн лет [6].

Вулканиты ондокской свиты, залегающие в пачке переслаивания карбонатных и флишoidных терригенных пород, образуют гораздо более контрастный комплекс: наряду с базитами в нем в небольшом количестве (первые проценты) присутствуют лавы ультраосновных фойдитов, т.е. щелочных пород, и заметно чаще, чем на предыдущем уровне, встречаются риолиты. Тем не менее и здесь толеиты преобладают среди эффузивов и представлены низко- и умеренноглиноземистыми разностями Na и K-Na серий. Причем они образуют более широкое поле по содержаниям кремнезема, щелочей и магния. Субщелочные базальты относятся к тем же группам по глиноземистости и соотношению щелочей, что и толеиты. Калиевых и высокоглиноземистых разностей в отличие от октолахтинской свиты здесь не обнаружено. Риолиты — нормального и субщелочного рядов K-Na серии, высокоглиноземистые. Возраст вулканитов на основании находок строматолитов и микрофитолитов в известняках ондокской свиты определен как среднерифейский [5].

В иняптукской свите базальтоиды также преобладают. Но наряду с ними существенное значение, особенно на верхних (сыннырских) горизонтах, имеют также андезиты, дациты и липариты. Основные вулканиты представлены породами только нормального ряда, среди которых помимо умеренно глиноземистых толеитов Na и K-Na серий присутствуют и известково-щелочные высокоглиноземистые (гиперстеннормативные) базиты K-Na серии. Средние и кислые вулканиты представлены как породами нормального ряда с петрохимией толеитового и известково-щелочного типов, так и субщелочного ряда. Они относятся к K и K-Na сериям. Иняптукские (сыннырские) вулканиты имеют поздне-ранне-ранневенд-

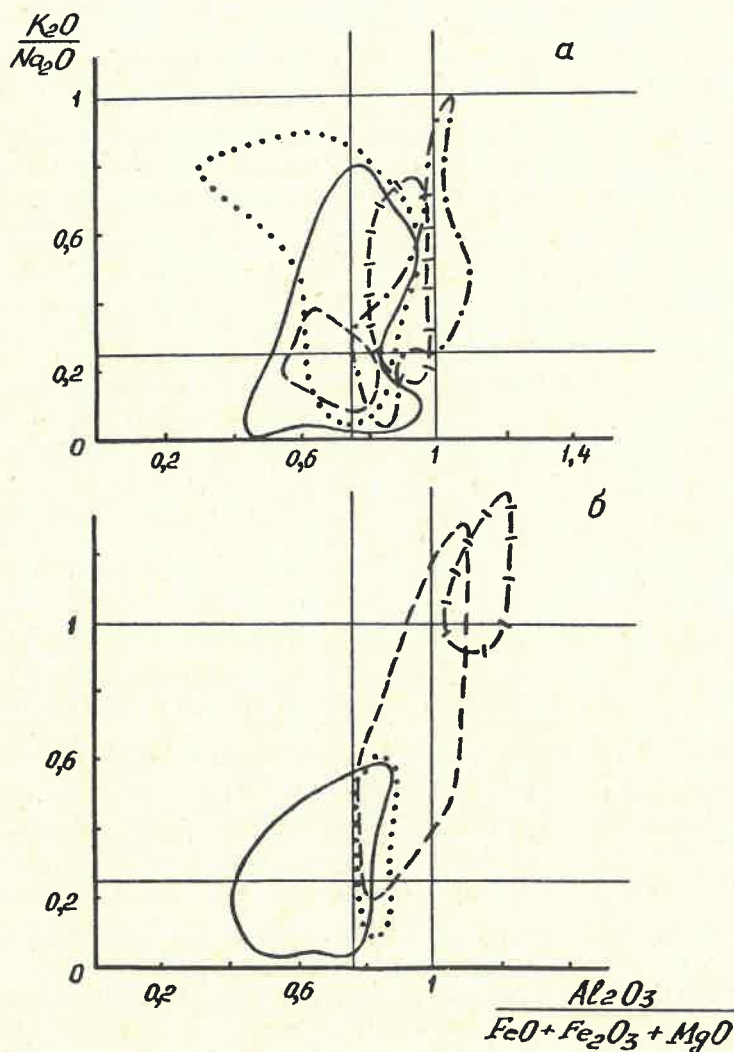


Рис. 3. Петрохимические особенности базитов Мамско-Олоки́тского рифта на диаграмме $K_2O/Na_2O - Al_2O_3/(FeO + Fe_2O_3 + MgO)$, по данным работ [10, 14]:

a — породы нормального ряда; *б* — породы субщелочного ряда; остальные усл. обозначения см. рис. 2

ский радиологический возраст 650—800 млн лет [4].

Со временем формирования рифейских вулканитов связано и образование расслоенного базит-гипербазитового Иоко-Довыренского плутона, локализованного среди пород ондокской свиты и имеющего с ними активный контакт. Совместно с телами габбро-диабазов, сосредоточенных преимущественно вдоль юго-восточного борта прогиба, и несколькими более мелкими и не столь хорошо дифференцированными массивами, залегающими вне трога, он составляет так называемый довыренский интрузивный комплекс. Исходной для Иоко-Довыренского массива была базальтовая толеитовая магма, которая отличалась от вулканических толеитов Олоки́тского трога значительно большей магнезиальностью, меньшими концентрациями титана и щелочей [11].

В результате, разным периодам развития

осевой зоны Мамско-Олоки́тского трога соответствуют вулканические комплексы различного состава. К настоящему времени петрологами уже достаточно детально изучен вопрос об индикаторной роли различных магматических ассоциаций для всего спектра известных геодинамических обстановок [9]. Из сопоставления данных этих разработок с приведенными выше результатами анализа петрохимических рядов вулканитов на различных уровнях описываемого района следует, что в рифейской истории последнего можно выделить два главных типа. Ассоциация толеитовых и субщелочных базальтов октолахтинской свиты весьма характерна для начальной стадии формирования интракратонных структур растяжения. Более дифференцированная с явной бимодальностью ассоциация толеитовых и субщелочных базальтов, ультраосновных щелочных пород и риолитов ондокской свиты является

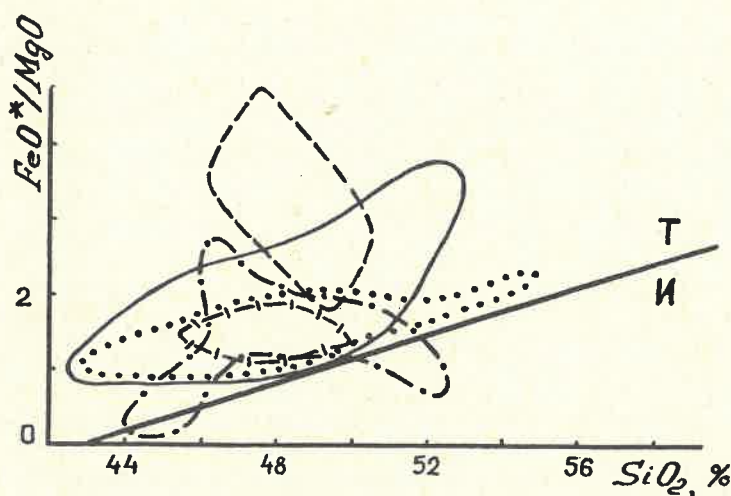


Рис. 4. Петрохимические особенности базитов нормального ряда Мамско-Олокитского рифта на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$, по данным работ [10, 14]:

классификационные поля: Т — толеитовое, И — известково-щелочное; остальные усл. обозначения см. рис.2

индикатором режима зрелого эпиконтинентального палеорифта, не достигшего красно-морской стадии развития. В пользу последнего предположения свидетельствует также отсутствие внутри прогиба каких-либо признаков офиолитов и геохимические особенности базальтоидов: все они беднее относительно кларка Ni, Co, Cr, Ba, Sr и богаче Pb, Be, Sn, TR, F, Zn [2], что характерно для магматических производных существенно коровых магм.

К образованиям этого же этапа следует отнести, как знаменующий кульминацию растяжения, довыренский комплекс. Аргументы для такой увязки — данные о наличии обломков его пород уже во внутриформационных конгломератах низов иняптукской свиты [5]. Расслоенные базит-ультрабазитовые интрузии, особенно с медно-никелевой специализацией, вообще типичны для зрелых стадий развития протерозойских эпиконтинентальных рифтов и служат для них индикатором. Петрологически очень близкие образования известны в подобных структурах растяжения на Балтийском, Алданском и других щитах [9].

Таким образом, первый этап — период заложения и прогрессивного развития эпиконтинентальной рифтовой системы вследствие надастенотического растяжения земной коры.

Вулканизм, проявившийся на уровне иняптукской свиты, принципиально отличен от более раннего. Присутствие в ее разрезе, наряду с толеитами, базальтов и лав более кислого состава, относящихся к известково-щелочному ряду пород, свидетельствует о формировании их в обстановке регионального сжатия. Последнее и составляет геодинамическую сущность второго этапа, наступление которого и маркирует риолит-дацит-андезит-базальтовая формация с гомодромным типом петрохимической эволюции.

С такой интерпретацией рифейского цикла развития района согласуется и реконструкция палеогеографии района в интересу-

ющий нас период [10]. На основе анализа фаций осадочных пород, облика эффузивов и степени окисленности железа в них установлено, что вулканическая деятельность первого этапа происходила сначала в мелководных морских условиях, а затем, в зрелую фазу — в глубоководном бассейне. Вулканы же второго этапа, иняптукские, формировались в условиях опресненных лагун и на суше. На всех отложениях рифея с явным размывом и резким несогласием залегают молассовые континентальные толщи межгорных впадин манюканской и холоднинской свит с радиологическим возрастом, отвечающим венду — раннему кембрию [4].

Несмотря на формационную схожесть отложений осевой зоны Мамско-Олокитского трюга и его северо-западной периферии, где находится пегматитовмещающая толща Мамского района, при их литолого-стратиграфической корреляции возникают некоторые сложности. В пределах Мамской полосы породы почти повсеместно высокометаморфизованы (амфиболитовая фация), мигматизированы, инъецированы гранитами, сильно дислоцированы вплоть до образования запрокинутых изоклинальных складок разного масштаба, а границы между этими зонами часто тектонические. Но при крупномасштабных съемочных работах последнего десятилетия было доказано, что как минимум на уровне серий, иногда свит и отдельных маркирующих горизонтов метафлишоподобная мамская толща прослеживается в бодайбинскую часть мегакомплекса [8]. Здесь породы гораздо слабее метаморфизованы и дислоцированы, стратиграфическая шкала обоснована очень хорошо. В свою очередь, в результате фациального анализа метаосадочных пород, изотопно-радиологических датировок и сопоставления комплексов органогенных микроокаменелостей проведено их стратиграфическое сопоставление с отложениями Олокитской зоны [5]. После

выстраивания такой логической цели установлено, что мамская толща, представленная в слюдоносной полосе породами, отвечающими нижнерифейской тепторгинской серии и среднерифейской баллаганакской подсерии патомской серии, соответствует в осевой части Мамско-Олоkitского трога олоkitской и части довыренской сериям, в которые входят октолахтинская и ондокская свиты соответственно. При этом пурпольская свита хорошо сопоставляется с тулоkitской (перемытые коры выветривания), а медвежевская — с октолахтинской. Сравнение петрохимии метавулканитов октолахтинской свиты и комплекса пород тепторгинской серии в мамской толще (амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы и сланцы, амфиболиты) показывают их принципиальную близость (см. рис. 2—4). Некоторые отличия все-таки фиксируются: у метабазитов медвежевской свиты гораздо шире диапазон по кремнекислотности и выше среднее содержание магния, что сближает их с породами ондокской свиты. Поэтому, учитывая еще и периферийное положение Мамского района в трог, нельзя полностью исключить вероятность того, что вулканиты медвежевской свиты формировались не синхронно, а с некоторым сдвигом в сторону более зрелой стадии формирования структуры рифта.

В баллаганакской подсерии слюдоносной полосы также присутствуют прослои, а нередко и целые горизонты амфиболовых гнейсов и амфиболитов мощностью до нескольких десятков метров, которые по положению в разрезе коррелируются с вулканитами ондокской свиты. В северо-восточной части Мамского района, но в основном уже за пределами слюдоносной полосы, выделяются терригенно-карбонатные толщи пород кадаликанской и бодайбинской подсерий [8], которые по логической цепи, изложенной выше, сопоставляются с верхней частью ондокской и иняптукской свитами. Здесь также имеются метабазиты на уровне имняхской свиты кадаликанской подсерии. Все это свидетельства определенной синхронности в проявлении вулканической активности в позднем протерозое в разных частях Мамско-Олоkitского трога.

Возникновение режима сжатия было связано, вероятно, с охлаждением и, следовательно, погружением астенолита, увлекшего за собой вышележащую толщу литосферы. Находившиеся здесь вулканогенно-осадочные отложения были деформированы новым полем напряжений. Согласно детальным структурным исследованиям, результирующая сжимающих сил во внешней зоне байкалит была направлена по биссектрисе Байкало-Патомской складчатой дуги [3]. Поэтому в Мамско-Олоkitской ветви получили развитие протяженные левосторонние, а в Жуя-Нечерской — правосторонние взбросо-сдвиговые складчато-разрывные

дислокации. Вдоль северо-западной части Мамской полосы широкое развитие получили пологие надвиги. По ним пластины рифейских метопород были шарьяжированы на фундамент ортоплатформы [1].

Заметная сдвиговая составляющая у региональной системы взбросов и надвигов байкалит, возникших на этапе сжатия может быть объяснена, во-первых, относительно большей приподнятостью Баргузино-Муйского сегмента, а во-вторых, начавшейся в венде в Удино-Витимской зоне субдукцией под южный край Баргузино-Муйского сегмента, т.е. за счет своеобразного эффекта подталкивания «в спину».

Сдавливание вулканогенно-осадочных комплексов сопровождалось также проявлением динамотермального метаморфизма кианит-силлиманитового типа. Причем самые сильные структурно-тектонические и метаморфические изменения породы испытали там, где наиболее отчетливо проявлена сдвиговая составляющая региональных дислокаций. Пространственно это отвечает тем частям троговых ветвей рифтовой структуры, которые подходят с южных румбов к изометричной Бодайбинской зоне сочленения. В последней масштабные нарушения с существенной сдвиговой составляющей неизвестны. И метаморфизм здесь, хотя относится к той же фациальной серии, не достигает высоких ступеней. Такое совпадение не является случайным, т.к. известно, что сдвиговые дислокации особенно способствуют повышенной теплогенерации в окружающей среде [15]. Юго-западная часть Мамско-Олоkitского и юго-восточная часть Жуя-Нечерского трогов располагались по периферии надастенолитной купольной структуры. Максимальная амплитуда относительного поднятия здесь, а следовательно и обусловленная им потенциальная энергия блоков, которая впоследствии перешла в кинетическую энергию горизонтальных перемещений, частично реализовавшейся, в свою очередь, в тепловую энергию динамотермального метаморфизма, была наименьшей в регионе. Поэтому, хотя на этих площадях сдвиговые деформации и зафиксированы, но метаморфизм амфиболитовой фации проявлен только вблизи шовных разломов [10].

В зоне амфиболитовой фации в гнейсовой толще продуцировались расплавы, сформировавшие гранитные массивы мамско-оронского комплекса. Наиболее крупные из них — Мамско-Тахтыганский и Оронский — занимают обширные площади в обрамлении углов, образованных малым основанием и боковыми сторонами трапеции, форму которой, в первом приближении, имеет Баргузино-Муйский геоблок (см. рис. 1). По данным изучения тектоно-физических моделей такого строения М.В.Гзовским, именно здесь при сжатии должны были быть сосредоточены максимальные по объему влияния и интенсивности сжимающие напряжения. Поэтому высока вероятность того, что в

образовании расплавов большую роль сыграли бародиффузионные явления.

В районах сдвигово-взбросовых дислокаций, параллельных боковым сторонам сегмента-трапеции, где сжимающие напряжения были не столь интенсивны, образовались цепи более мелких продольно вытянутых тел. Именно в одной из них — Мамской слюдоносной полосе — гранитоиды мамско-оронского комплекса наиболее детально изучены. Установлено, что на раннекинематической стадии возникли анатектические водонасыщенные расплавы, основная масса которых кристаллизовалась *in situ*. Они образовали гигантомигматитовые поля, имеющие в центральной части полосы отчетливо овальные куполовидные формы. Анатектиты представлены плагиогранитами Na (меньшая доля) и K-Na серий и генетически связанными с ними плагиопегматитами. Большинство тел последних локализовано в полостях отслоений в замках и на крыльях сильно сжатых опрокинутых складок, а также в зонах осложняющих их взбросов или надвигов.

На более низких горизонтах преимущественно за счет плавления пород субстрата формировались более сухие, а потому и более подвижные расплавы. Последующее внедрение их на верхние этажи толщи привело к образованию позднекинематических плагиомикроклиновых гранитов K-Na серии и их пегматитов. Часть их тоже имеет гигантомигматитовый облик, но большинство составляя секующие тела разного масштаба. К началу данной фазы развития района произошло ослабление сжимающих напряжений, частичное охлаждение толщи метаморф, усиление роли в структурообразовании поперечных сдвигов блоков фундамента. Поэтому региональные силы сжатия уже не могли поддерживать на прежней высоте стояния возникшее в первую фазу складчатости сооружение — наступила стадия его релаксации. Как следствие, широкое развитие получили поперечные складки и связанные с ними трещины отрыва, ориентированные под различными углами к осям раннекинематических складок. Открылись приоткрытые до того времени кососекущие слоистость, но продольные простиранию толщи, сколовые нарушения. Все это привело к резким отличиям пегматитовых полей позднекинематической фазы от раннекинематической не только по минеральному составу жил, но и по типам их структур.

Скопления промышленно слюдоносных пегматитов в регионе известны в Мамском и, меньше, в симметрично расположенном относительно Баргузино-Муйского сегмента Жуинском районе. Оба локализованы в пределах площадей с широким распространением маложелезистых глиноземистых толщ. Наличие мощных пачек отложений подобного петрохимического типа подразумевает близость на стадии осадконакопления источников сноса в виде региональных кор выветривания по по-

родам сиалического профиля. В данном конкретном случае ими несомненно служили плечи трогов, которые сложены цокольными платформенными комплексами. Но для образования промышленно слюдоносных жил существенное значение имел не только химизм исходных осадков, но и степень их метаморфизма. Благоприятной являлась зона метапелитов, измененных в условиях кианит-альмандин-мусковитовой субфации амфиболитовой фации (по Г.Винклеру). В соседних зонах ставролит-альмандиновой и силлиманит-альмандиновой субфаций слюдосодержащие жилы из-за резкого снижения показателей мусковитовосности практического интереса, за единичными исключениями, не представляют.

И плагиоклазовые, и плагиомикроклиновые гранитоиды района относятся к разряду двуслюдянных или мусковитовых с весьма высокой и крайне высокой глиноземистостью. В совокупности они образуют классический двухстадийный интрузивный комплекс пегматоидных гранитов S-типа и их пегматитов мигматит-гранитной формации.

Позднепротерозойский магматизм этого этапа в Баргузино-Муйском геоблоке имеет иную металлогеническую специализацию по сравнению с мамско-оронским комплексом внешней зоны байкалит [13]. Последний специализирован исключительно на листовом мусковит в пегматитах. С баргузинскими же гранитоидами, среди которых имеются породы как S-, так и I-типа, связаны многочисленные проявления Mo, W, Ta, Nb, Sn, TR. Но крупных концентраций этих элементов пока не обнаружено. Иногда встречаются и пегматиты с проявлениями листового мусковита, но слюда в них не коричневая, а в основном зеленая, не крупная, низкосортная, с содержаниями, крайне редко достигающими даже минимальных промышленных для Мамского района.

Указанные особенности петрохимии и металлогенической специализации интрузивного магматизма позволяют предположить, что определенную роль в магмогенерации на ранней фазе формирования баргузинского комплекса сыграла субдукция части утоненного при рифтогенезе дорифейского фундамента Сибирской ортоплатформы.

Таким образом, формирование мусковитовых пегматитовых полей Мамского района явилось конечным результатом эволюции внешней зоны пояса байкалит в геотектонический цикл, охвативший поздний протерозой и, возможно, начало раннего палеозоя. Во время первого этапа цикла (ранний — поздний рифей) в пределах района сформировался, как ветвь классической трехлучевой троговой системы, эпиконтинентальный палеорифт с характерным для подобных структур комплексом магматических пород и карбонатно-терригенных отложений. На втором этапе (с позднего рифея — раннего венда) наступила эпоха сжатия. В

кульминационную фазу сжатия и в последовавшую за ней релаксационную стадию в отложениях трога проявились интенсивная складчатость и динамотермальный метаморфизм кианит-силлиманитового типа с образованием двухфазных гранитов мигматит-гранитной формации и их пегматитов, в т.ч. и промышленно слюдоносных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Быков А.Ф., Биджиев Р.А. Новые данные о покровном строении Патомского нагорья // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 2. С. 423—428.
2. Будыгеров В.В., Дольник Т.А., Кравчинский А.Я. и др. Вулканогенные образования Олоkitского прогиба (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1988. № 3. С. 8—17.
3. Геология зоны БАМ. Т. 1. Геологическое строение / Под ред. Л.И. Красного. — Л.: Недра, 1988.
4. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Под ред. М.М. Мануйловой. — Л.: Наука, 1968.
5. Дольник Т.А., Станевич А.М., Файзулина З.Х. О возрасте докембрийских отложений Бодайбинского района // Проблема стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. М., 1986. С. 38—50.
6. Изотопный состав свинца и серы руд и пород Холоднинского месторождения / Миркина С.Л., Жидков А.Я., Токсубаев А.П. и др. // Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. Тезисы докл. Ч. 1. М., 1974. С. 116—117.
7. Казьмин В.Г., Борисова И.А. О структурных связях континентальных и океанских рифтовых зон атлантического типа // Геотектоника. 1992. № 6. С. 80—98.
8. Лифшиц В.И., Страхова Т.М. Нормальный разрез отложений рифея северо-востока Мамско-Чуйской слюдоносной провинции // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. М., 1986. С. 69—80.
9. Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли / Под ред. В.И. Коваленко. — М.: Наука, 1987.
10. Мануйлова М.М., Зарубин В.В. Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. — Л.: Наука, 1981.
11. Поляков Г.В., Кривенко А.П., Божилов В.И., Балыкин П.А. Типы дифференцированных ультрабазит-базитовых массивов Саяно-Байкальской горной области // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск, 1983. С. 136—143.
12. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. Стратиграфия. — М.: Недра, 1964.
13. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. — М.: Недра, 1967.
14. Спиридонов А.В., Ажимова А.И. Гранитоиды Северо-Байкальской мусковитовой провинции // Сов. геология. 1983. № 11. С. 60—69.
15. Чиков Б.М. Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 3—39.

Принята редколлегией 26 декабря 1994 г.

УДК 552.321.1:546.811

© И.В.Александров, 1995

О специализации гранитоидов на олово

И.В.АЛЕКСАНДРОВ (ГЕОХИ РАН)

Проблемы, связанные с геохимической и металлогенической специализацией гранитоидов на олово, обсуждались во многих работах. Пожалуй, наиболее подробно они рассмотрены в работе В.Л. Барсукова [4]. По его данным, содержание олова изменяется в широком диапазоне от 2 до 30 г/т и более, хотя в отдельно взятых массивах содержание олова обычно незначительно. Для «неоловоносных гранитов» характерно содержание олова 3—5 г/т, в «оловоносных гранитах» оно увеличивается до 30 г/т. Присутствие оловоносных гранитов, хотя и не свидетельствует об обязательном нахождении промышленных месторождений, но является постоянным спутником последних, показывая на потенциальную возможность образования в этом районе оловянного оруженения.

Имеется и другая точка зрения. Например, В.В. Ляхович отдает предпочтение «правилу полярности», согласно которому на рудогенерирующую способность гранитоидов чаще указывают пониженные, а не

повышенные содержания элемента (в т.ч. олова) в породе [11].

Попытаемся рассмотреть этот вопрос на статистической основе с помощью выборки гранитоидов на территориях бывшего СССР и Монголии, состоящей из проб, которые представляют средние содержания элементов в отдельных массивах, фазах и фациях этих массивов [2]. Выборка содержит гранитоиды разных петрографических и формационных типов, относящиеся к разным тектоно-магматическим циклам и находящиеся в разных петрографических провинциях (регионах).

Среднее арифметическое содержание ΣPb в гранитоидах разных провинций, которое изменяется от 3,6 до 13 г/т при среднем содержании его в выборке 6,2 г/т, приведено в таблице. Число проб недостаточно для представительной оценки ΣPb в отдельных регионах. Однако имеющиеся данные позволяют сделать вывод о среднем содержании олова в гранитоидах, существенно различающемся по регионам.

Средние содержания $\overline{\text{Sn}}$ в гранитоидах различных петрографических провинций

Провинция*	Число объектов	$\overline{\text{Sn}}$, г/т
Герцинские гранитоиды Южного Тянь-Шаня и Северного Памира	41	13
Южный Памир	75	11
Монголо-Охотская	151	9,6
Алтае-Саянская	36	7,4
Верхояно-Колымская	35	7,1
Украинский кристаллический массив	68	6,4
Сихотэ-Алиньская	47	6,3
Балтийский щит	63	5,6
Забайкальская	70	5,4
Байкальская	45	5,4
Казахстанская и Джунгаро-Балхашская	101	4,35
Каледонские гранитоиды Северного Тянь-Шаня	35	4
Уральская	78	3,6

*Использована «Схема типов петрографических провинций территории СССР» [12].

Сравним распределение олова в отдельных объектах (массивах, фазах и фациях массивов) трех провинций, различающихся по Sn : в каледонских гранитоидах Северного Тянь-Шаня; разновозрастных гранитоидах Сихотэ-Алиня; герцинских гранитоидах Южного Тянь-Шаня и Северного Памира.

Обратим внимание, что одним из факторов, способствующих накоплению олова в гранитоидах, является кристаллизационная дифференциация. Дифференцированность гранитоидов можно охарактеризовать с помощью K/Rb : с усилением дифференцированности оно понижается. Зависимость между содержанием олова и K/Rb выражается стандартным обобщенным уравнением $\lg \text{Sn} = -1,48 \lg(\text{K/Rb}) + 4,04$; выборочный коэффициент корреляции $r_b = -0,48$ [2]. Тенденция к накоплению олова в более дифференцированных гранитоидах (в конкретных случаях от нее могут быть отступления) — глобальная особенность. Чтобы уменьшить влияние различий в дифференцированности гранитоидов в выбранных нами провинциях, возьмем объекты со значениями K/Rb в ограниченном интервале: от 160 до 220. Такие гранитоиды показаны на диаграммах (рис. 1).

В этих провинциях отдельные объекты по содержанию олова различаются: есть как обогащенные, так и обедненные относительно среднего (6,2 г/т) гранитоиды. Такая же картина наблюдается и в других провинциях. Положительно специализированные на Sn провинции отличаются от отрицательно специализированных прежде всего тем, что в них больше объектов, обогащенных Sn : в Южном Тянь-Шане и Северном Памире в 75% объектов содержание Sn выше среднего, в Сихотэ-Алиньской провинции — в 33%, в Северном Тянь-Шане — в 13%. Кроме того, в положительно специализиро-

ванных провинциях встречаются существенно обогащенные оловом объекты, в которых содержание Sn в 3—5 раз превышает среднее.

Имеющиеся данные позволяют сделать заключение о том, что геохимическая специализация гранитоидов на олово происходила как на уровне регионов в масштабе земной коры, так и при формировании отдельных массивов внутри регионов.

Обратимся к металлогенической специализации. На диаграмме $\lg(\text{K/Rb}) - \lg \text{Sn}$ (рис. 2) показаны гранитоиды, являющиеся материнскими для оловянных месторождений. На ней по приведенному уровню проведена стандартная линия $I - I$ с точкой $\lg(\text{K/Rb})$, $\lg \text{Sn}$. Линия $I - I$ показывает усредненную зависимость $\lg \text{Sn}$ от $\lg(\text{K/Rb})$, т.е. дифференцированности гранитоидов. Выше нее находятся положительно специализированные на олово гранитоиды, ниже — должны быть расположены отрицательно специализированные.

По содержанию олова и дифференцированности материнские граниты заметно различаются между собой, но они имеют и общие особенности: во всех материнских гранитах содержание Sn выше среднего; дифференцированность их равна или выше средней. Эти особенности материнских гранитов благоприятны для рудообразования, но в то же время недостаточны, т.к. существуют и безрудные граниты с такой же характеристикой.

Следует отметить, что оруденение нередко предпочтительней образуется не в связи с наиболее обогащенными оловом гранитами, а с теми, содержание олова в которых несколько ниже. Например, в Сарыджазском районе (хр. Иныльчек) оруденение преимущественно приурочено к ташкоринским гранитам, а не к иныльчекским и суходольским, в которых содержание олова выше (см. рис. 2); Сихотэ-Алинь более перспективен на оловянное оруденение по сравнению с Южным Тянь-Шанем и Северным Памиром, где в гранитоидах более высокое содержание олова (см. таблицу).

Подобное наблюдение необходимо изучить. Пока можно предположить, что все зависит от особенностей распределения олова в породах. Например, в поздних дифференциях с наиболее высоким содержанием олова основная его масса связана с акцессорным касситеритом, в предшествовавших им гранитах — с биотитом. Из биотита олово легче выщелачивалось и затем при благоприятных условиях, переотлагаясь, могло концентрироваться в рудных телах. Поэтому такие граниты оказывались более перспективными для рудообразования.

На диаграмме (см. рис. 2) точки материнских гранитов находятся на стандартной линии $I - I$ или выше ее, т.е. отрицательно специализированные граниты отсутствуют. В то же время встречаются относительно

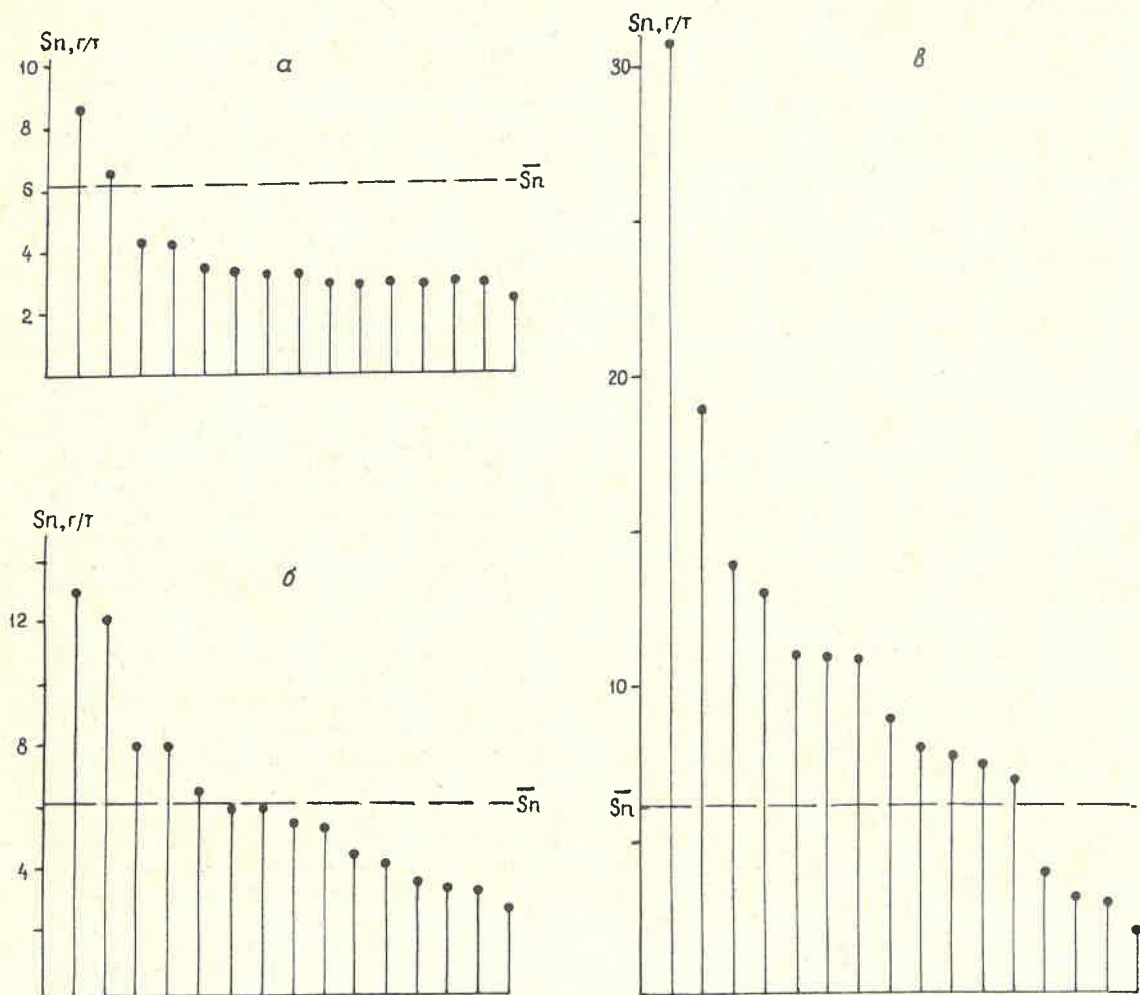


Рис. 1. Средние содержания олова в отдельных объектах гранитоидов (массивы, фазы и фации):

a — каледонские гранитоиды Северного Тянь-Шаня; *б* — разновозрастные гранитоиды Сихотэ-Алиня; *в* — герцинские гранитоиды Южного Тянь-Шаня и Северного Памира

небольшие тела литионит-альбитовых гранитов (апофизы, апикальные части массивов), в которых накопление олова при кристаллизационной дифференциации сменялось частичным его выносом при метасоматозе с переотложением во вмещающих породах. Точки некоторых литионит-альбитовых гранитов, с которыми связано оруденение, вследствие наложенного выноса могут оказаться ниже линии $I - I$ [1]. Существуют участки, тяготеющие к тектоническим зонам, откуда олово выносилось, и его содержание становилось ниже среднего для гранитоидов. Массивы, в которых имеются зоны выноса, можно считать перспективными для рудообразования, учитывая при этом, что вынос не всегда ведет к переотложению олова в виде оруденения, чаще олово рассеивается во вмещающих породах. Такие участки можно рассматривать как пример «правила полярности», но нет основания считать массивы материнских гранитов целиком зонами выноса.

Таким образом, статистический анализ с помощью выборки гранитоидов территорий Советского Союза и Монголии подтверждает вывод о существовании геохимической и металлогенической специализаций гранитоидов на олово.

В журнале «Геохимия» В.И.Коваленко и другими [8] опубликован обстоятельный обзор представлений и фактического материала о связи оруденения с магматизмом. В отличие от некоторых исследователей, предполагающих что рудные месторождения образуются в связи с «металлогенически специализированными гранитоидами», характеризующимися повышенными по сравнению со средними содержаниями рудных компонентов, они считают это условие для образования оруденения недостаточными и ставят под сомнение понятие «металлогеническая специализация»: «Отсутствие в природе одного универсального рудогенерирующего процесса предполагает, что комбинация многих

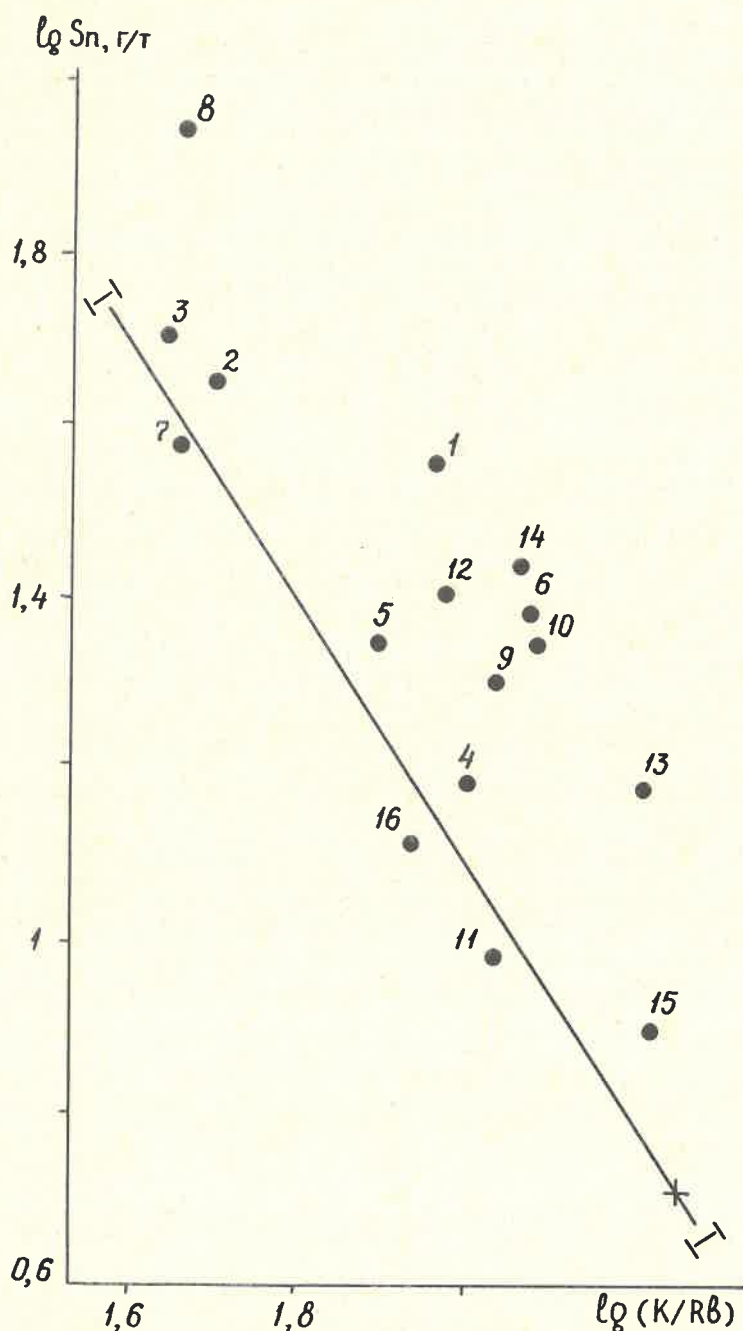


Рис. 2. Материнские массивы оловянных месторождений:

кварц-касситеритовый тип оруденения: Южный Тянь-Шань, хр. Иньльчек, граниты: 1 — биотитовые, ташкоринские, 2 — двуслюдяные, иньльчекские, 3 — то же, суходольские [2]; Памир, Базардаринский массив, граниты III фазы; участки: 4 — Базарык; 5 — Элису-Трезубец [6]; 6 — Олдандинский массив, двуслюдяные и мусковитовые граниты Забайкалья [9]; Северо-Восток: 7 — лейкограниты, Иультинский шток, 8 — гранит-порфиры, шток Одинокий [10]; касситерит-силикатный и касситерит-сульфидный типы оруденения: Южный Тянь-Шань: 9 — лейкограниты, III фаза, Пикертыкский массив, 10 — биотитовые граниты, Учкошконский массив [3]; Забайкалье: 11 — биотитовые граниты, Хапчеранга [9], 12 — двуслюдяные граниты, Шерловогорский массив [10]; 13 — граниты, Мяочанский массив, Приамурье; пегматитовый тип: 14 — граниты, Курустыкский массив, Памир [6], 15 — лейкограниты, Баймурза, Восточный Казахстан; скарны: 16 — биотитовые граниты, III фаза, Салминский массив, Карелия [5]

благоприятных процессов и условий их протекания приводят к образованию рудных месторождений. Поэтому развиваемая в работе концепция связи оруденения с магматизмом названа полигенной» [8, стр. 467].

Следует заметить, что полигенная связь оруденения с магматизмом, на чем акцентируют внимание В.И.Коваленко и др., была отмечена давно. Например, в Геологическом словаре (1974) приведено такое определение: «Специализация магм металлогеническая — частный случай специализации магм геохимической, касающийся только металлических компонентов в связи с рудными месторождениями. Некоторые авторы

термином «металлогеническая специализация» дополнительно называют сумму процессов, определяющих рудогенерирующую способность магмы, завершающуюся образованием месторождений» [7].

Можно считать, что в настоящее время первая часть определения устарела, уступив место второй, в которой к магмам нужно добавить и магматические породы, которые также могут быть источником рудного вещества. Не проще ли, отвергая термин «металлогеническая специализация» и предлагая понятие «полигенная связь оруденения с магматизмом», внести коррективы в существующее определение: металлогеническая

специализация магм и магматических пород представляет сумму признаков, определяющих их рудогенерирующую способность и благоприятствующих образованию месторождений. При этом следует учитывать, что металлогеническая специализация разных объектов не одинакова. В частности, металлогеническая специализация в масштабах регионов и отдельных массивов может отличаться. Далее, как бы сумму признаков не называли, она не дает полных гарантий формирования месторождений, а лишь характеризует благоприятные условия для их образования.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. В регионах встречаются массивы как обогащенные, так и обедненные оловом относительно его среднего содержания в гранитоидах. Положительно специализированные на Sn регионы отличаются от отрицательно специализированных прежде всего тем, что в них больше обогащенных оловом массивов. Геохимическая специализация гранитоидов на олово происходила как на уровне регионов в масштабе земной коры, так и при формировании отдельных массивов внутри регионов.

2. Металлогеническая специализация магм и магматических пород представляет собой сумму признаков, определяющих их рудогенерирующую способность и благоприятствующих образованию месторождений. На примере олова показано, что к таким признакам относятся повышенная дифференцированность гранитоидов, их положительная геохимическая специализация,

обогащенность пород сравнительно легко выщелачиваемыми формами олова, наличие зон выноса. Несомненно, существуют и другие признаки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров И.В. К геохимии редких и рудных элементов в гранитоидах. — М.: Наука, 1980.
2. Александров И.В. Геохимические факторы и парагенезисы элементов в гранитоидах. — М.: Наука, 1989.
3. Байбулатов Э.Б., Боконбаев К.Д., Сабельников С.Е., Соломович Л.И. Гранитоиды восточной части Южного Тянь-Шаня. — Фрунзе: Илим, 1973.
4. Барсуков В.Л. Основные черты геохимии олова. — М.: Наука, 1974.
5. Беляев А.М., Львов Б.К. Минералого-геохимическая специализация гранитов рапакви Салминского массива // Вест. ЛГУ. Геология и география. 1981. № 6. Вып. 1. С. 15—24.
6. Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Беляева Р.Т. и др. Олово-вольфрамоносные редкометалльные граниты Юго-Восточного Памира // Геология и геофизика. 1990. № 9. С. 63—70.
7. Геологический словарь. Т. 2. — М.: Недра, 1974.
8. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. О полигенной природе связи оруденения с магматизмом // Геохимия. 1993. № 4. С. 467—486.
9. Козлов В.Д., Свядковская Л.Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 1977.
10. Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. — М.: Наука, 1985.
11. Ляхович В.В. Факторы рудогенерирующей способности гранитоидов. — М.: Наука, 1983.
12. Москалева В.Н., Шаталов Е.Т. Типы петрографических провинций СССР (опыт формационного анализа). — М.: Недра, 1974.

Принята редколлегией 26 декабря 1994 г.

Гидрогеология

УДК 556.314.611.027(470.62)

© Ю.Б.Селецкий, П.А.Луценко, Ю.П.Посаднев, 1995

Высотный изотопный эффект и генезис минеральных вод бассейна р. Мзымты

Ю.Б.СЕЛЕЦКИЙ (ВСЕГИНГЕО), П.А.ЛУЦЕНКО, Ю.П.ПОСАДНЕВ (Черноморское отделение «Кубаньгеологии»)

Изотопная информация, как показывает международный опыт исследований, все в большей степени используется для установления генезиса и некоторых сторон динамики различных подземных вод, в т.ч. минеральных, термальных, промышленных.

Из числа разновидностей минеральных вод наиболее сложны в изучении ценные углекислые воды, природа которых до настоящего времени недостаточно выявлена [1].

Определенный прогресс в этом направлении возможен при привлечении изотопной информации.

Объектом исследования служили сложно построенные вследствие локализации в горно-складчатом регионе месторождения и водопроявления минеральных вод бассейна р.Мзымта, расположенного на юго-западном склоне Центрального Кавказа.

Сочетание складчатых и разрывных нару-

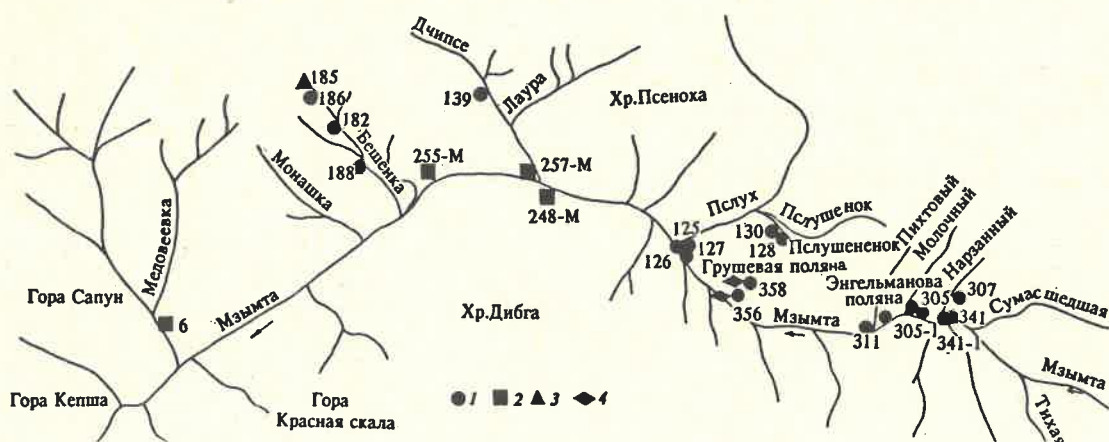


Рис. 1. Схема расположения водопунктов изотопного опробования:

1 — родники; 2 — скважины; 3 — поверхностные водопункты; 4 — травертины

шений на территории исследований и пестрота литологического состава разновозрастных (PR-Q) пород обусловили сложность гидрогеологических условий и разнообразие развитых типов подземных вод [2, 3].

В Абхазско-Краснополянской провинции, в которую входит исследуемая территория, по данным бурения намечаются сверху вниз три гидрохимические зоны [3] — гидрокарбонатных кальциевых, гидрокарбонатных натриевых (содовых) и хлоридно-гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных натриевых (соляно-щелочных) вод.

Минеральные воды исследуемого района связаны с глинистыми сланцами нижней юры и порфиритовой толщей байоса, к которым и приурочены источники Медовеские, Чвижепсинские, Краснополянские, Ачипсинские, Пслухские, Грушевой Поляны, Энгельмановой Поляны, Ацетукские и др. В результате исследований был изучен изотопный состав природных объектов в 39 пробах (таблица). Локализация опробованных водопунктов представлена на рис.1.

Большой перепад высот для отдельных водопунктов и известный высотный изотопный эффект дают основание для информации о локализации современных областей питания исследуемых вод. Даже если не учитывать отметки вскрытия водоносных зон скважинами, разница высот между поверхностными водопоявлениями достигает 905 м (между водотоком в районе истока р. Бешенка и родником Ачипсе).

Поскольку изотопные составы водорода и кислорода атмосферных осадков зависят от среднегодовой температуры для конкретной местности, концентрации дейтерия и кислорода-18 в осадках уменьшаются с увеличением отметок местности. Изотопные высотные эффекты для дейтерия и кислорода-18, выраженные в градиентах $\Delta\delta D/\Delta H$ и $\Delta\delta^{18}O/\Delta H$, составляют (в зависимости от различия климатических условий) (1,5...

4‰)/100 м и — (0,15... 0,5‰)/100 м* соответственно [8].

Учитывая результаты определений, отраженных в координатах «высота — δD » и «высота — $\delta^{18}O$ » (рис. 2), можно заключить, что, несмотря на разницу абсолютных отметок около 1 км (для родников и единственного опробованного водотока), концентрации дейтерия и кислорода мало зависят от приуроченности водопунктов к той или иной высоте.

Такая ситуация объясняется тем, что воды, опробованные на различных высотах, имеют области питания, усредненные отметки которых мало отличаются и достигают (и даже превышают) отметки локализации самого гипсометрически высокого водопункта (водоток в районе истока р.Бешенка). Если бы отметки областей питания для каждого водопункта «снижались» пропорционально отметкам выходов родников, то для родников на более низких отметках содержания дейтерия и кислорода-18 должны были быть более высокими.

Взяв за «точку отсчета» расположенный на самой большой высоте (1550 м) водопункт (поверхностный водоток) и упомянутые выше диапазоны градиентов, определим (см. рис. 2) сектора, где должны графически находиться точки, отражающие изотопные концентрации при совпадении областей питания и локализации водопунктов.

Как видно, большинство точек находятся левее «секторов». Это означает, что в целом воды получают питание с более высоких отметок, чем область их распространения. При этом разница между областями питания и разгрузки тем больше, чем ниже расположены водопункты.

* Градиенты, рассчитанные нами [4] для южного и северного склонов достаточно близко расположенного от территории исследований Горного Крыма, составляют — (0,14 ... 0,26 ±) / 100 м.

Изотопный состав опробованных вод

Водопункт	Дата отбора	Минерализация, г/л	Состав воды	$\delta D, ‰$	$\delta^{18}O, ‰$	Т.Т.Е.	Примечание
<i>Песлухские источники</i>							
«Верхний нарзан», а.о. 1120 м, родн. 130	17.10.89 г.	1,7	HCO ₃ —Na—Ca I-0,42; Br-1,06	-73	-13,7	18±1	dQV на верхнеюрских аргиллитах
	19.04.90 г.	1,7	То же	-78	-13,0	—	
	11.07.90 г.	—	—	—	-13,1	—	
Родн. 128	11.07.89 г.	0,12	HCO ₃ —Cl—Mg—Ca	—	-13,5	—	
Песлухский источник, а.о. 695 м, родн. 125	17.10.89 г.	5,4	HCO ₃ —Na—Ca I-0,15; Br-0	-79	-12,0	8±1	
	19.04.90 г.	5,6	HCO ₃ —Na—Mg	-72	-12,1	—	
	11.07.90 г.	—	—	—	-12,2	—	
	17.10.89 г.	1,1	HCO ₃ —Na—Mg I-0; Br-0	-74	-12,3	15±1	
Родн. 127	19.04.90 г.	1,4	То же	-92	-12,8	—	
	11.07.90 г.	1,3	HCO ₃ —Na—Ca I-0; Br-0	—	-12,2	—	
Родн. 126	11.07.90 г.	6,5	То же	—	-11,9	—	
<i>Источники Энгельмановой Поляны</i>							
Родн. 307, а.о. 1475 м	20.10.90 г.	3,5	HCO ₃ —Cl—Na—Mg I-0,44; Br-0,82	-73	-10,7	6,4±2,3	d, al QV на юрских брекчиях, аргиллитах
Родн. 341, а.о. 1290 м	20.10.90 г.	1,4	HCO ₃ —Na—Ca I-0; Br-0,57	-87	-12,7	10,8±2,4	
Родн. 341—I, а.о. 1289 м	20.10.90 г.	1,5	HCO ₃ —Na—Ca I-0; Br-0,15	-85	-12,7	11,8±2,4	
Родн. 305—I, а.о. 1225 м	20.10.90 г.	0,29	HCO ₃ —Ca—Mg	-87	-12,9	15,2±2,7	
Родн. 305, а.о. 1225 м	20.10.90 г.	0,27	HCO ₃ —SO ₄ —Ca—Mg	-89	-13,3	15,9±2,7	
Родн. 309, а.о. 1175 м	20.10.90 г.	0,8	HCO ₃ —Ca I-0; Br-0	-89	-12,7	15,5±2,7	
Родн. 311, а.о. 1165 м	20.10.90 г.	1,6	HCO ₃ —Na—Ca I-0; Br-0	-84	-12,4	29,4±3,5	
<i>Источники Грушевой Поляны</i>							
Родн. 356 («Пресный»), а.о. 835 м	13.08.91 г.	0,6	HCO ₃ —Ca—Na	-81	-12,3	12,3±2,7	QV травертины на юрских аргиллитах
Родн. 358 («Минеральный»), а.о. 1013 м	13.08.91 г.	3,8	HCO ₃ —Na—Ca I-0; Br-0	-69	-9,7	6,7±2,5	
<i>Отдельные водопункты (родники, поверхностные воды)</i>							
Родн. Ачитсе, а.о. 645 м	18.10.89 г.	1,6	HCO ₃ —Na—Mg I-0,02; Br-0,1	-74	-11,9	10,5±1	d, d-r QV на юрских сланцах, аргиллитах, туфах
	20.04.90 г.	1,4	HCO ₃ —Na—Mg	-84	-12,0	—	
Исток р. Бешенка, а.о. 1550 м	17.04.90 г.	—	—	-85	-13,3	—	
Родн. 186, а.о. 1215 м	17.04.90 г.	0,15	HCO ₃ —Ca—Na—Mg	-78	-12,5	—	
Родн. 182, а.о. 983 м	18.04.90 г.	0,11	HCO ₃ —Ca—Na	-77	-12,8	—	
Родн. 188, а.о. 740 м	18.04.90 г.	0,13	То же	-87	-13,1	—	
<i>Скважины</i>							
6, а.о. 250 м	19.10.89 г.	3,1	HCO ₃ —Ca—Na I-0,1; Br-следы	-71	-13,5	8±1	K2 известняки, инт. 80—200 м р
255-M, а.о. 495 м	19.04.90 г.	0,16	HCO ₃ —SO ₄ —Ca—Na	-84	-12,7	—	QV, инт. 4—70 м
	01.09.91 г.	2	HCO ₃ —Cl—Na I-0,2; Br-1,1	-88	-11,0	0±2	J1, аргиллиты, инт. 121—467 м
	04.04.92 г.	2,9	HCO ₃ —Cl—Na I-0,7; Br-2,8	-91	-13,1	13,9±4,9	То же
248-M, а.о. 546 м	13.10.91 г.	1,4	HCO ₃ —Na	-81	-12,3	0±1,9	То же, инт. 60—160 м
	04.11.91 г.	3,7	HCO ₃ —Na I-0,7; Br-2,8	-75	-11,0	—	То же, инт. 160—250 м
	12.11.91 г.	3,7	HCO ₃ —Na	—	-11,5	4±2	То же, инт. 60—250 м
	18.11.91 г.	3,4	То же	—	-11,9	0±2	То же
	25.11.91 г.	3,1	«	-83	-11,8	8±2	«
257-M, а.о. 588 м	05.01.92 г.	1,2	HCO ₃ —Na—Ca I-1,4; Br-0,3	-79	-12,2	99,4±7,8	J2, аргиллиты, инт. 73—100 м
	08.02.92 г.	4,3	HCO ₃ —Na—Ca I-1,4; Br-0,8	-77	-11,3	28,2±5,3	То же, инт. 104—200 м
	07.03.92 г.	11,9	HCO ₃ —Na I-1,1; Br-3,6	-78	-9,6	54,6±7,1	То же, инт. 200—300 м
	21.03.92 г.	10,4	HCO ₃ —Na I-0,6; Br-1,8	-74	-10,2	99,6±7,8	То же, инт. 104—300 м

Примечание. Изотопные определения проводились специалистами ВСЕГИНГЕО (А.Ф.Бобков — ¹⁸O, Н.В.Пятницкий — Т), ИВП РАН (группа В.В.Романова — Т), ВНИИГАЗ (Е.Я.Гаврилов — D).

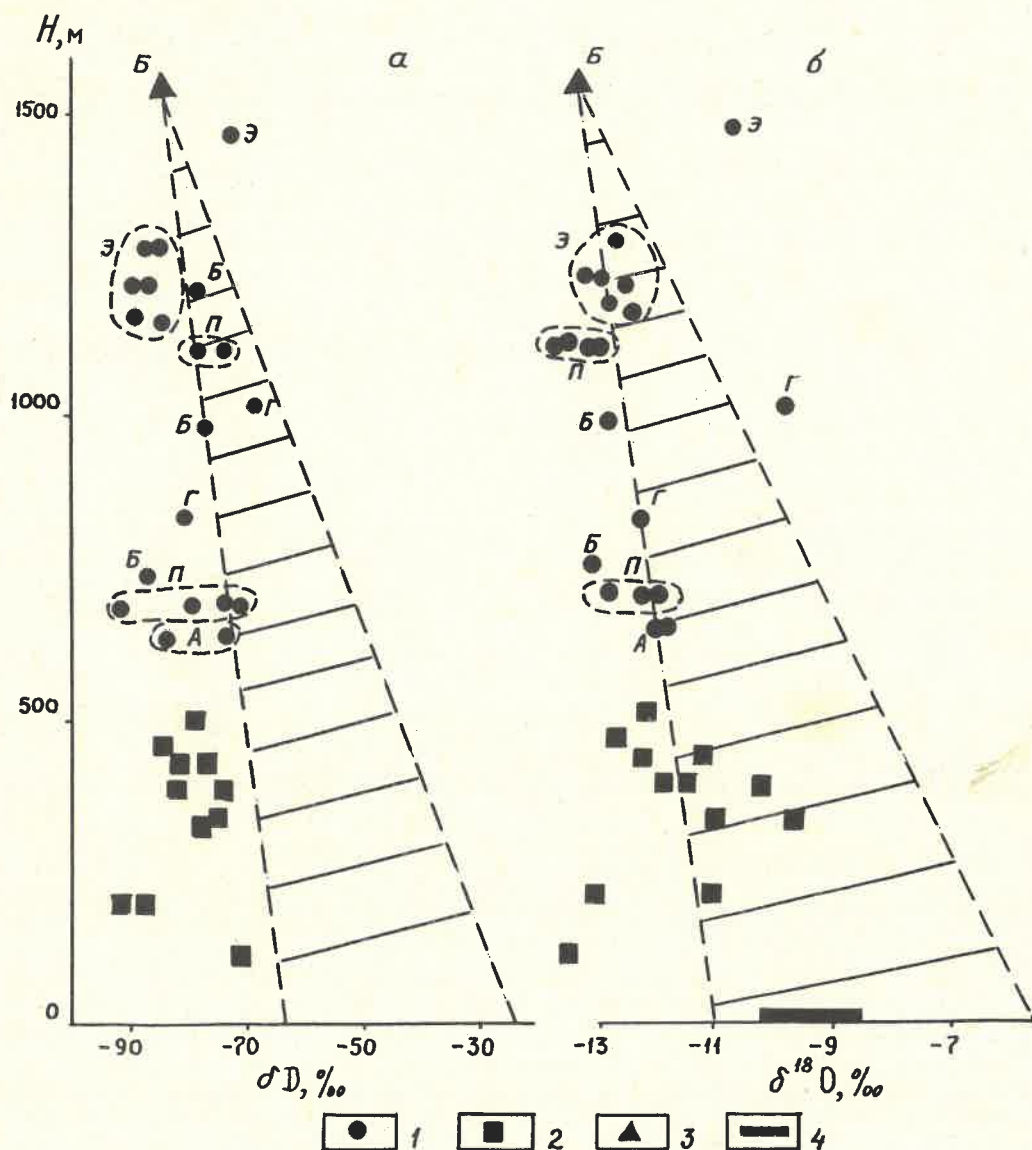


Рис. 2. Соотношения высотных отметок выхода воды (или ее вскрытия) с концентрациями дейтерия (а) и кислорода-18 (б):

1 — родники; 2 — скважины; 3 — водоток; 4 — для атмосферных осадков Батуми; заштрихованные площади — теоретически рассчитанные для этих соотношений; Э — Энгельманова Поляна; П — Пслухская группа; Г — Грушевая Поляна; Б — водопункты, тяготеющие к р. Бешенка; А — Ачипсе

Следует отметить, что дейтерий как более консервативный изотоп теоретически является более достоверным для решения данной задачи. Что касается кислорода-18, то соответствующие точки на графике могут сдвигаться от «истинных» как вправо (за счет кислородного изотопного обмена с породой), так и влево (за счет обмена с углекислым газом).

На графике видно, что только три пробы (из отобранных в долине р. Бешенка) практически не противоречат теоретическим расчетам. Это, видимо, связано с большой динамичностью вод на крутых склонах и малой возможностью относительно длительной подземной циркуляции в орографиче-

ских условиях, способствующих дренированию трещинных гидрогеологических систем. Соответствующие точки для других проб явно тяготеют (за единичными исключениями) к левым частям графиков, в основном «засекторным».

Для маломинерализованных вод Энгельмановой Поляны область питания (если судить по концентрациям дейтерия) находится выше очагов их выходов приблизительно на 400—500 м (см. рис. 2). Следует отметить большую «кучность» точек, соответствующих данной группе проб. Что касается вод, выходящих на разных отметках вдоль р. Пслух и ее притоков, то в целом можно предполагать более низкие (по сравнению с

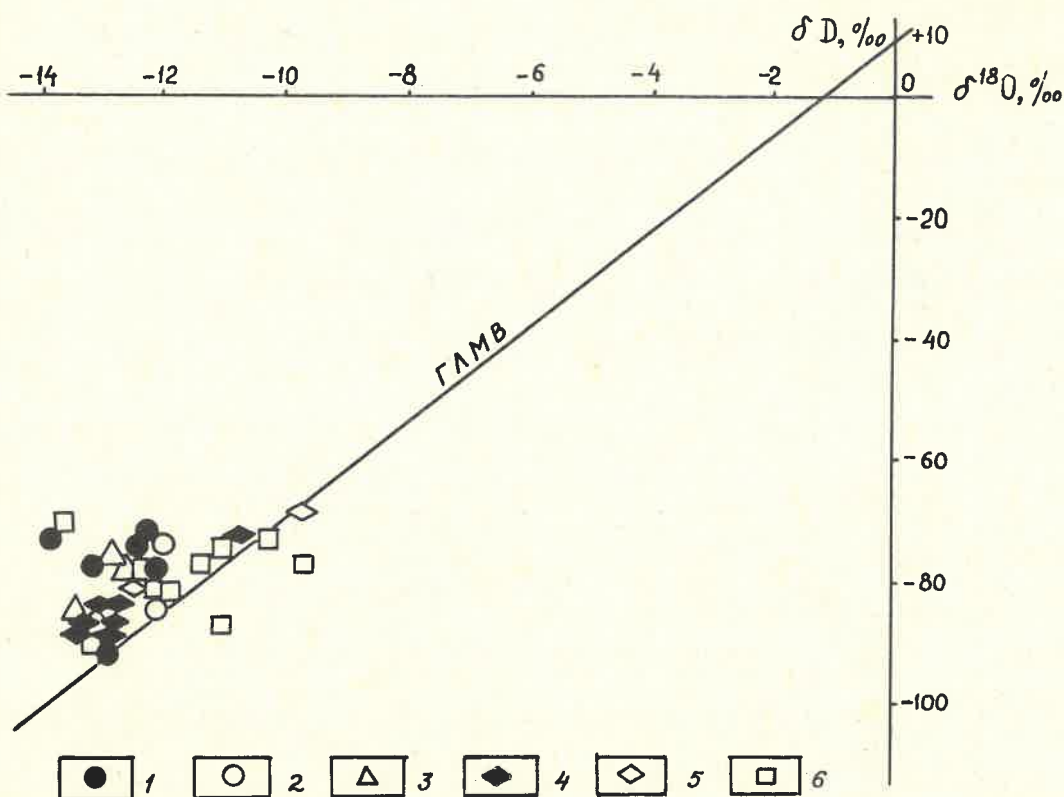


Рис. 3. Соотношения дейтерия и кислорода-18 в исследованных водах:

1 — Пслухские источники; 2 — Ачипсе; 3 — водопункты долины р. Бешенка; 4 — Энгельманова Поляна; 5 — Грушевая Поляна; 6 — скважины; ГЛМВ — глобальная линия метеорных вод

водами Энгельмановой Поляны) отметки области их питания. Кроме того, следует отметить, что области питания как верхних, так и нижних водопроявлений этой группы источников, по-видимому, несмотря на разницу в отметках выходов родников более 500 м, находятся на мало отличающихся в среднем высотах. Большая дисперсность точек для этой группы проб по сравнению с таковыми Энгельмановой Поляны, очевидно, связана с отбором проб в разные сезоны и проявлением сезонного изотопного эффекта (меньшие концентрации стабильных изотопов в холодные сезоны года, большие — в теплые). Этот факт также свидетельствует о значительной динамичности маломинерализованных вод.

Локализация точек на графике, соответствующих роднику Ачипсе, также свидетельствует о том, что область его питания находится выше места его выхода на 500—700 м.

При сравнении изотопного состава исследованных вод и атмосферных осадков для ближайшего пункта (Батуми [6]), где были проведены для ^{18}O режимные наблюдения за 1980—1984 гг., отмечаются более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ для последних (средневзвешенные за год -8,6; -10,2; -9,5; -8,8 ‰). Этот факт подтверждает безусловную «вы-

сокогорность» питания вод бассейна р. Мзымта и не противоречит предположению о большой роли зимнего питания для исследуемых метеогенных вод.

Точки, соответствующие водам скважин, мы условно расположили на отметках, определенных как разность отметки устья скважины и средней глубины интервала опробования. Изотопный состав этих вод свидетельствует о том, что воды, выводимые скважинами, также формируются в основном на высотах, значительно превышающих отметки вскрытия вод. Тенденция некоторого относительного сдвига точек вправо по концентрациям кислорода-18 (см. рис.2) отражает процессы кислородного изотопного обмена в системе вода — порода, несколько искажая истинную картину.

Соотношения между концентрациями дейтерия и кислорода-18 (рис. 3) отражают в целом близкие генетические черты исследованных вод. Рассредоточение же соответствующих точек по группам источников или других водопунктов позволяет выявить как общие черты в их происхождении, так и подчеркнуть отличные.

Для двух групп источников (Энгельманова и Грушевая Поляны) соответствующие точки расположены вдоль глобальной линии

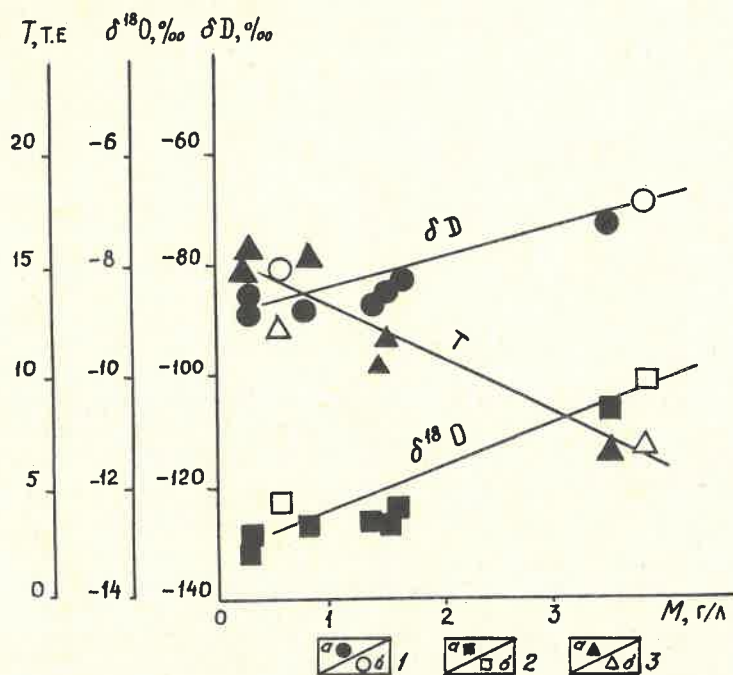


Рис. 4. Соотношения концентраций дейтерия, кислорода-18 и трития с минерализацией:

1 — дейтерий; 2 — кислород-18; 3 — тритий; а — Энгельманова Поляна, б — Грушевая Поляна

метеорных вод ($\text{ГЛМВ} - \delta D = 8\delta^{18}\text{O} + 10$) или даже левее. Это свидетельствует о том, что роль формирования исследуемых вод на стадии поверхностного стока в результате испарения сведена к минимуму. В ином случае точки были бы расположены правее этой линии, подтверждая процесс испарения при поверхностном стоке. Кроме того, более пресные воды (0,6—1,6 г/л) имеют меньшие концентрации дейтерия и кислорода-18 по сравнению с минеральными (3,5—3,8 г/л). Если «избыток» минерализации формировался бы за счет выщелачивания и растворения пород при движении в них метеогенных вод — в зоне транзита, то естественно было бы предположить, что область питания минеральных вод находится выше таковой пресных вод, и тогда концентрации дейтерия и кислорода-18 были бы меньшими, чем в пресных водах. Однако это не так. Нельзя предположить также, что области питания более минерализованных вод находятся ниже их выхода на сотни метров. Например, для Энгельмановой Поляны разница концентраций дейтерия минеральных и пресных вод составляет около 16‰, а это значит (см. рис. 2), что разница в отметках областей питания тех и других вод составила бы от 400 м (16‰ : 4‰/100 м) до 1000 м (16‰ : 1,5‰/100 м). В меньшей степени (в силу меньших отметок) аналогичный эффект проявляется для родн. 356 Грушевой Поляны (см. рис. 2).

Поэтому более высокие концентрации дейтерия (и кислорода-18) в более минерализованных водах можно объяснить участием древней морской составляющей в этих

водах, т. е. они в данном случае представляют собой смесь современных метеогенных и древних талассогенных вод. Об этом свидетельствует не только увеличение концентраций дейтерия и кислорода-18 параллельно увеличению минеральной составляющей, но и уменьшение концентраций трития (рис. 4). Этому также не противоречат более высокие концентрации таких талассогенных элементов, как йод и бром (см. таблицу) в более минерализованных водах по сравнению с концентрациями в менее минерализованных.

Вся эта информация позволяет полагать, что минеральные воды двух рассматриваемых групп формируются в настоящее время в результате смешивания современных метеогенных вод и отжатия из не полностью промытых аргиллитов юрского возраста остатков седиментационных вод юрского бассейна, происходящего параллельно воздыманию Кавказа.

Несколько необычной на общем фоне выглядит концентрация трития для родн. 311 Энгельмановой Поляны. Ее превышения по сравнению со средней для этой группы источников приблизительно в 2 раза и по сравнению с атмосферными осадками на период опробования (15—20 Т.Е.) могут свидетельствовать о том, что воды самого нижнего из источников этой группы содержат таковые, возможно, имеющие «память» о другом интервале времени, когда метеогенные воды имели более высокие концентрации трития (за счет термоядерных испытаний). Таким образом, можно предполагать, что родн. 311 выводит более «старые»

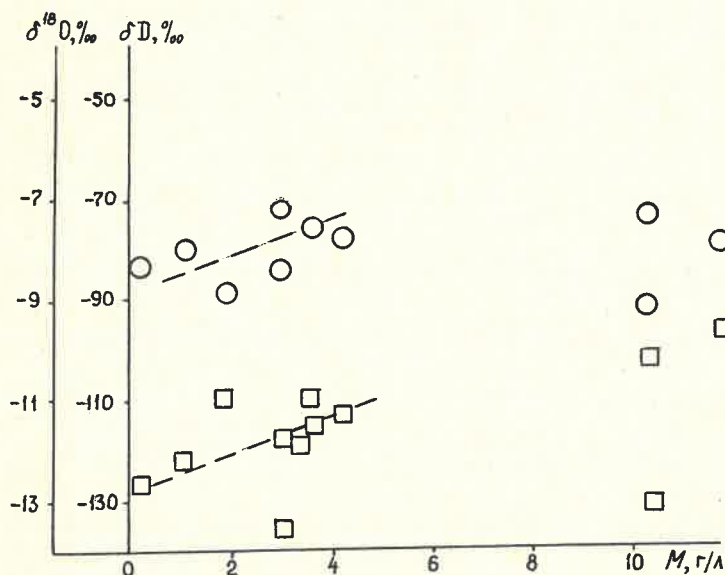


Рис. 5. Соотношения концентраций дейтерия и кислорода-18 с минерализацией в водах скважин:

усл. обозн. см. рис. 3

воды, чем остальные источники Энгельмановой Поляны.

Что касается группы Пслухских родников, то здесь наблюдается иная картина (см. таблицу): практически нет зависимости между концентрациями дейтерия и кислорода, с одной стороны, и значением минерализации, с другой. Это в меньшей степени свидетельствует в пользу значимой доли древних морских вод в исследуемых. Информация по концентрациям иода и брома (см. таблицу) также не противоречит этому предположению.

Анализируя данные по скважинам, можно отметить, что сдвиг вправо на графике (см. рис. 3) объясняется обменными процессами между водой и породой, свойственными более глубоким и одновременно менее динамичным водам. Подобно ситуации для источников Энгельмановой и Грушевой Полян при минерализации 3—4 г/л здесь намечается близкая к прямой зависимость между концентрациями дейтерия и кислорода-18, с одной стороны, и минерализацией, с другой (рис. 5). Однако в дальнейшем с увеличением минерализации до 12 г/л не происходит параллельного увеличения концентраций дейтерия. Они остаются на уровне, соответствующему минерализации 3—4 г/л. Поэтому можно полагать, что процесс поступления древней морской составляющей эффективен до тех пор, пока минерализация не достигнет 3—4 г/л. Дальнейшее повышение минерализации обязано не древней морской составляющей, а процессам выщелачивания и растворения компонентов водовмещающих пород, активируемым поступлением глубинной углекислоты в воды.

Разница между концентрациями трития для вод источников и скважин значительна. Если воды источников обладают концентрациями 6,4—29,4 Т.Е. (при среднегодовых 15—20 Т.Е. для атмосферных осадков в

данном регионе) и являются «живыми» в масштабе хронологической шкалы трития,* то для вод скважин, во-первых, нередко характерно отсутствие трития, а, во-вторых, наблюдаются его концентрации, значительно превышающие таковые в родниках.

В водах, выводимых давно пробуренной скв. 6 (Чвижепсе), концентрация трития составляет 8 ± 1 Т.Е., т.е. можно полагать, что в этой скважине присутствуют воды, сформировавшиеся после термоядерных испытаний, начавшихся в 50-х годах. Это, видимо, объясняется тем, что периодическая многолетняя эксплуатация данной скважины привела к подтягиванию молодых вод.

В водах скв. 255-М в Красной Поляне в интервале 121—467 м, вскрывшем водоносную зону в кремнистых нижнеюрских аргиллитах, тритий сначала не был обнаружен: в феврале 1991 г. при слабом самоизливе (0,005 л/с) на поверхность выводились воды, в составе которых отсутствовали (или присутствовали в ничтожных количествах) воды, сформировавшиеся после 50-х годов. Однако через 14 месяцев при несколько большем самоизливе (0,02 л/с) концентрация трития возросла до 13,9 Т.Е., а содержания стабильных изотопов уменьшились, что может свидетельствовать о поступлении воды с более высоких отметок и уменьшении (в силу большей динамичности) времени контакта в системе вода — порода. Одновременно повысилась минерализация (с 2 до 10,4 г/л). Это произошло, по-видимому, вследствие того, что нарушение естественных условий привело к подтягиванию вод из третьей, по работе [3], гидрохимической зоны, и одновременно ин-

* По поршневой модели время пребывания («возраст») воды составляет около 50 лет, а по модели полного перемешивания 500 лет и несколько более [5, 7].

тенсифицировало подток молодых вод сверху. О первой составляющей свидетельствует повышение не только минерализации, но и концентраций талассофильных иода и брома (см. таблицу), о второй — концентрации трития. Результат смещения этих вод — типичная соляно-щелочная вода, однако быстрое и существенное изменение изотопно-гидрохимических характеристик не свидетельствует в пользу стабильности обстановки, что предполагает в подобных случаях необходимость режимных наблюдений как за изотопным составом воды, так и за компонентами, определяющими ее ценность.

В скв. 248-М в таких же породах, как и вскрытых скв. 255-М, но на меньшей глубине (60—160 м) тритий также отсутствует. Это дает основание полагать, что в естественных условиях зона активного водообмена здесь не достигает указанного интервала.

Однако воздействие на данный комплекс пробной откачки, охватывающей более глубокий интервал (снижение нижней границы интервала до 250 м) приводит к появлению трития, хотя и в малых количествах (4 ± 2 Т.Е.). Это значит, что нарушение естественного режима привело довольно быстро к подтягиванию более молодых грунтовых, либо поверхностных вод.

В конце первого понижения опытной откачки в исследуемой воде из этого же интервала тритий не был обнаружен, что явилось достаточно неожиданным. Это можно объяснить поступлением снизу вод не современного формирования. Однако в конце второго понижения снова фиксируется тритий (8 ± 2 Т.Е.), причем в больших количествах по сравнению с пробной откачкой. Следовательно, налицо явное разубоживание первично минеральных вод современными метеогенными водами, хотя минерализация уменьшилась незначительно.

Исследования изотопного состава вод из разных интервалов разреза среднеюрских аргиллитов (скв. 257-М) также подтвердили своеобразие формирования вод и для этого разреза (см. таблицу). Пробами воды, полученными в результате откачек последовательно в период более 2,5 месяцев (5.10.92 г. — 21.03.92 г.) из интервалов 73—100, 104—200, 200—300 и 104—300 м было выявлено, что концентрация дейтерия независимо от глубины колеблется в небольших пределах ($\delta D = -79 \dots -74 \text{ ‰}$) при увеличении минерализации от 1,2 до 11,9 г/л. В то же время значения $\delta^{18}O$ возрастали с увеличением минерализации и глубины от $-12,2$ до $-9,6 \text{ ‰}$. Это свидетельствует о том, что на больших глубинах находятся воды, в большей степени прореагировавшие с породой в условиях более высоких температур, что подтверждает известное универсальное явление.

Что касается трития, то по концентрациям этого изотопа разрез скв. 257-М резко отличается от разрезов скв. 255-М и 248-М.

Если в упомянутых скважинах отмечались как отсутствие трития, так и концентрации его, меньшие концентраций для современных атмосферных осадков, то воды скв. 257-М характеризуются очень большими концентрациями трития, каждая из которых превышает «атмосферные» содержания. Объяснить такие концентрации можно лишь, предположив, что при откачках на устье скважины фиксировались воды, которые отражали питание подземных вод в периоды, когда в атмосферных осадках наблюдались намного большие, чем в настоящее время, концентрации этого изотопа.

Несмотря на различные изотопные характеристики вод, выводимых скважинами (особенно в отношении концентраций трития), следует отметить, что нестабильность изотопного состава является их общей чертой, констатирующей наличие привлекаемых ресурсов в эксплуатационных запасах исследуемых вод.

Подытоживая сказанное, следует отметить, что с использованием сведений об естественных изотопах получена следующая гидрогеологическая информация:

исследованные воды имеют области питания в основном на отметках *значительно* более высоких, чем места выходов родников или глубины вскрытия водоносных интервалов скважинами; при этом разница между отметками областей питания и разгрузки больше для нижерасположенных водопунктов;

фактический материал подтверждает «высокогорность» питания исследуемых вод и не находится в противоречии с точкой зрения о большой роли зимнего питания;

выявлено, что формирование облика исследуемых вод на стадии поверхностного стока (при процессе испарения) сведено к минимуму;

формирование минеральных вод Энгельмановой и Грушевой Полян происходит в результате смешивания современных метеогенных вод и отжатия из не полностью промытых аргиллитов юрского возраста остатков седиментационных вод юрского бассейна;

для групп Пслухских источников минеральная составляющая в меньшей мере обязана седиментационным водам;

воды, выводимые скважинами, по сравнению с водами родников имеют больший по времени контакт с породами и соответственно большую роль обменных процессов в системе вода — порода для формирования состава вод, что фиксируется «правым» кислородным изотопным сдвигом;

предполагается, что процесс поступления древней морской составляющей в исследуемые воды эффективен до минерализации 3—4 г/л; дальнейшее увеличение минерализации обязано процессам выщелачивания и растворения пород, возможно, активируемым поступлением глубинной углекислоты;

в гидрогеологическом разрезе в ненару-

шенных условиях наблюдается возрастная стратификация (воды приповерхностной зоны значительно моложе вод более глубоких зон, где фиксируются минеральные воды);

при нарушении естественного режима глубоких вод фиксируется достаточно быстрое поступление более молодых вод;

нестабильность изотопного состава (особенно концентраций трития) во времени и по разрезу свидетельствует о значительной роли привлекаемых ресурсов в составе эксплуатационных запасов исследуемых вод.

Подобные исследования, возможно, будут полезными при изучении минеральных вод, месторождения которых локализируются в различных структурно-фациальных зонах горно-складчатых областей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вартанян Г.С. Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов. — М.: Недра, 1977.
2. Врублевский М.И. Минеральные воды Центрально-

го Кавказа как одно из проявлений его геологического развития. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1952.

3. Врублевский М.И. Углекислые воды Абхазско-Краснополянской провинции. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1969.
4. Использование концентраций тяжелого изотопа кислорода при изучении подземных вод закарстованных карбонатных массивов Горного Крыма / Ю.Б.Селецкий, В.Д.Приблуда, В.А.Поляков и др. // Водные ресурсы. 1982. № 4. С. 85—90.
5. Романов В.В. Закономерности распространения трития в природных водах // Изотопия природных вод. М., 1978. С. 45—89.
6. Таблицы данных наблюдений за изотопным составом атмосферных осадков и водяного пара // Материалы метеорологических исследований. Изотопный состав атмосферных осадков в Центральной и Восточной Европе. М., 1987. № 12. С. 11—53.
7. Fontes J.C. Dating of ground water // Guidebook on nuclear techniques in hydrology. Technical Reports Series. N 91, IAEA, Vienna, 1983.
8. Yurtsever Y., Gat J.R. Stable isotopes in atmospheric waters. — Stable isotope hydrology. Vienna, IAEA, 1981. P. 103—142.

Принята редколлегией 26 декабря 1994 г.

УДК 556.332.62

© М.М.Бураков, Т.Т.Махмутов, 1995

О закономерных ошибках оценок естественных ресурсов на месторождениях подземных вод в Центральном Казахстане

М.М.БУРАКОВ, Т.Т.МАХМУТОВ (ИГГФ НАН Республики Казахстан)

Территория Центрального Казахстана, приуроченного к области засушливого климата, бедна водными ресурсами, пригодными для удовлетворения хозяйственно-питьевых нужд. Особая роль принадлежит здесь подземным водам, которые только и могут быть надежным источником хозяйственно-питьевого, а теперь технического и сельскохозяйственного (т.к. в нынешних условиях исключается возможность привлечения сюда вод на эти нужды из других регионов) водоснабжения. На западе региона наиболее крупные месторождения пресных и слабоминерализованных подземных вод установлены в карбонатных структурах, на востоке — в аллювиальных четвертичных отложениях речных долин. При отсутствии других источников водоснабжения возникает настоятельная необходимость обеспечения работы водозаборов из этих месторождений неограниченно долго (или по крайней мере весьма продолжительное время — 50—100 лет), что обуславливает, в свою очередь, необходимость ограничения водоотбора объемом питания подземных вод. Поэтому для таких месторождений исключительно актуальна задача достоверной оценки последнего, т.е. естественных ресурсов.

В основу сложившихся к настоящему вре-

мени представлений о процессе естественного восполнения подземных вод в условиях Центрального Казахстана положен установленный опытным путем факт: максимальный подъем уровня грунтовых вод практически повсеместно здесь отмечается весной в период снеготаяния. Это и дало основание считать источником восполнения талые воды и весенние атмосферные осадки, значительная часть которых достигает поверхности грунтовых вод и обуславливает ее подъем.

В целом эта концептуальная модель содержит ряд противоречий и не доведена до степени разработанности, отвечающей теории. Анализ ее — предмет самостоятельного исследования; для нас важно только то, что в соответствии с изложенной моделью определились два подхода к оценке естественного питания грунтовых вод. С помощью одного из них (обозначенного как балансово-гидротермический метод [8]) предполагается изучение баланса воды на поверхности земли в пределах выделенного балансового участка с отнесением невязки этого баланса на счет инфильтрации. При использовании второго (названного режимно-метеорологическим [8]) необходимо исследование естественного режима уровня грунтовых вод с

вычислением объема питания по значению весеннего подъема уровня. Такое положение отражает одно из главных противоречий рассматриваемой концептуальной модели — полное пренебрежение процессами массо-, тепло- и влагопереноса в зоне аэрации. Соответственно в отношении балансово-гидрометрического метода не может даже ставиться задача оценки достоверности определения на его базе естественных ресурсов. Режимно-метеорологический же дает точную (в пределах доверительных интервалов, определяемых погрешностями измеряемых параметров среды и характеристик процесса) оценку питания грунтовых вод вне зависимости от исходной модели этого процесса; слой просочившейся за время Δt на поверхность грунтовых вод влаги W составляет [1, 2]

$$W = \mu (\Delta h_1 + \Delta h_2) = \mu \Delta h, \quad (1)$$

где μ — емкость отложений в зоне колебания уровня грунтовых вод; Δh_1 — наблюдаемое повышение уровня; Δh_2 — снижение уровня за то же время Δt вследствие оттока по водоносному пласту.

Емкость в формуле (1) обычно устанавливается либо при обработке результатов опытно-фильтрационного опробования (ОФО) водовмещающих отложений (преимущественно опытных кустовых откачек), либо по данным лабораторных исследований их водно-физических свойств. Подъем Δh определяется в результате интерпретации режимных наблюдений за уровнем.

Режимно-метеорологический метод также имеет свои недостатки, обуславливающие зачастую значительные погрешности, а в ряде случаев и неопределенность оценок естественных ресурсов; эти погрешности складываются из систематических и случайных ошибок устанавливаемых опытным путем μ и Δh . Так, только случайные ошибки определенной по результатам кустовых откачек в долине р. Жаксысарысу емкости водовмещающих аллювиальных четвертичных песчано-гравийно-галечных отложений составляют 21—25% с доверительной вероятностью 95%, а случайные погрешности оценок слоя просочившейся в эти отложения влаги W достигают 25—35% с той же доверительной вероятностью при погрешности μ 25%.

Помимо случайных погрешностей рассчитанные величины естественных ресурсов подземных вод аккумулируют еще и закономерные ошибки. Труднее всего из них выявляются и устраняются так называемые теоретические (погрешности модели) и методические [14, 18], причем часто не удается выяснить даже знак таких погрешностей. Исследуем закономерные погрешности емкости водовмещающих отложений, практически полностью определяющих достоверность оценок естественных ресурсов подземных вод в Центральном Казахстане.

К одной из основных причин низкой точности этих оценок следует отнести теоретические погрешности, связанные с упрощениями исходных модельных представлений о каких-либо процессах. Покажем это следующим образом. Приращение мощности слоя влаги, просочившейся до поверхности грунтовых вод за период их подъема, составляет

$$dW = \mu(z) dz,$$

откуда полная мощность этого слоя

$$W = \int_z \mu(z) dz. \quad (2)$$

Здесь $\mu(z)$ — как и прежде, емкость отложений в зоне колебания уровня грунтовых вод, зависящая в общем случае от координаты z .

В практике гидрогеологических исследований емкость водовмещающих и ненасыщенных (в зоне аэрации) отложений обычно отождествляется [13, 16]; первая обозначается еще как водоотдача, а вторая — как недостаток насыщения. Емкость водовмещающих пород определяется, как уже говорилось, по результатам ОФО. При этом она, как правило, представляется средней взвешенной по разрезу водоносного пласта и его опробованной площади величиной, не зависящей, в частности, от положения уровня грунтовых вод. Такое предположение в формуле (2) и приводит к выражению вида (1). И если для аллювиальных рыхлообломочных отложений в долинах рек оно в целом, по-видимому, справедливо (хотя специальные исследования, посвященные этой проблеме, здесь не проводились, поэтому не установлены теоретические погрешности и их знак), а измерение недостатка насыщения отложений в зоне аэрации в методическом плане затруднений не вызывает, то для трещинных и трещинно-карстовых водоносных пластов как раз характерна неоднородность фильтрационных и емкостных свойств пород в разрезе. Методическое исследование профильной неоднородности емкости трещиноватых и закарстованных пород (и особенно в зоне аэрации) остается актуальной проблемой.

Другим важным источником ошибок в оценках питания подземных вод являются методические ошибки постановки и проведения ОФО водоносных пластов, интерпретации результатов такого ОФО. Последнее во многом объясняется тем, что для значительной части месторождений в Центральном Казахстане эксплуатационные запасы (и их составляющие) рассчитывались по материалам разведочных работ 50—60-х годов, когда теория неустановившейся фильтрации имела довольно ограниченные приложения, а методическая база, основанная на этой теории, была развита слабо.

Это заставляло, в частности, исследователей изобретать достаточно искусственные

методы полевого опытного определения емкости водовмещающих отложений. Так, С.К.Калугин при разведке карбонатных структур юго-западной части Жезказганской области использовал балансовую модель, в которой емкость предполагалось оценивать из соотношения мощности слоя просочившейся в пласт влаги W (установленного, как и предусмотрено в балансово-гидрометрическом методе, из водного баланса на поверхности выделенного участка водоносного пласта) и амплитуды колебания уровня Δh [10]:

$$\mu = W / \Delta h.$$

Все недостатки балансово-гидрометрического метода, обуславливающие неопределенность расчетных значений W , в полной мере проявляются и в этой модели, делая мало достоверными значения емкости.

Следствием этого явилась, например, неопределенность в выборке расчетной емкости водовмещающих пород Жанайской структуры при анализе водоотбора из нее. В работе Б.В.Боревского и В.Д.Гродзенского [3] μ принималось равным 0,015, а В.Н.Островский [17] для достижения той же цели в своих расчетах брал $\mu = 0,027$, мотивируя это тем, что указанная величина лучше увязывается с результатами определения емкости известняков по другим карбонатным структурам юго-западной части Центрального Казахстана. Как видим, для одной и той же структуры берутся расчетные значения, различающиеся почти в 2 раза, хотя оценки естественных ресурсов разнятся не столь существенно.

Необходимость анализа водоотбора из Жанайской структуры возникла вследствие неподтверждения эксплуатационных запасов подземных вод и, в первую очередь, в результате значительного завышения объема питания эксплуатируемого водоносного пласта. Аналогичная ситуация сложилась при водоотборе из других карбонатных структур юго-запада Центрального Казахстана [11].

При разведке месторождения подземных вод в долине р. Жамши Геотехконторой в 1954—1957 гг. емкость аллювиальных песчано-гравийно-галечных отложений определялась на базе индикаторных опытов (Е.А.Кожевникова и др., 1957). Как известно, на самом деле в результате таких опытов определяется динамическая (активная) пористость. Последняя не тождественна емкости, не совпадают они и численно. Соответственно емкости полученные в результате интерпретации индикаторных опытов параметры не имеют смысла, а выбранные расчетные значения представляются неопределенными.

Рассмотрим методические ошибки, возникающие при интерпретации результатов ОФО водовмещающих отложений, выполняемого и для установления емкости последних.

Дополнительная разведка месторождения подземных вод в аллювиальных отложениях

современной долины р. Жаксысарысу для водоснабжения проектируемого горнообогатительного комбината Коктенколь выполнялась в 1967—1972 гг. В качестве методических рекомендаций при определении гидрогеологических параметров, и в частности, гравитационной емкости μ водовмещающих песчано-гравийно-галечниковых отложений использованы рекомендации из руководств Н.Н.Биндемана и Л.С.Язвина [1, 2]. Напомним, что в соответствии с ними определение емкости водоносного пласта выполняется на основе наблюдений за понижением уровня воды в наблюдательных скважинах при откачках. Емкость рассчитывается по формуле:

$$\mu = \beta \frac{Qt}{r_1^2(S_1 - S_2)},$$

$$\beta = 0,824 \left(\frac{r_1}{r_2} \right)^{\frac{2S_1}{S_1 - S_2}} \lg \frac{r_2}{r_1}. \quad (3)$$

Здесь Q — постоянный во времени дебит откачки; r_1 и r_2 — расстояния до ближайшей и дальней наблюдательных скважин от центральной; S_1 и S_2 — понижения уровня в этих же скважинах на расчетный момент времени t . Параметр β для различных значений r_2/r_1 и $S_1/(S_1 - S_2)$ определяется по графику, приведенному в работах [1, 2].

Н.Н.Биндеман указывал, что расчетные значения понижения уровня должны соответствовать квазистационарному режиму движения подземных вод вблизи наблюдательных скважин. Именно в этой части методики и кроется источник погрешностей, т.к. на практике анализ такого соответствия зачастую не выполнялся. Это отчетливо прослеживается на результатах интерпретации ОФО водовмещающих отложений в долине р. Жаксысарысу.

Емкости этих отложений, рассчитанные по данным 7 кустовых откачек на месторождении, приведены в таблице; они использованы в дальнейшем (используются и сейчас при интерпретации режимных наблюдений) для оценки естественных ресурсов. Исследуем их достоверность. Графики временного прослеживания понижения уровня в наблюдательных скважинах по кустам 801 и 806 приведены на рис. 1. Как видно из этих графиков, эффект Болтона проявляется сравнительно непродолжительное время — выход графиков прослеживания на асимптотическую прямую, отвечающую квазистационарному режиму фильтрации, происходит через 30—40 ч (куст 801) или 20—30 ч (куст 806) от начала возмущения. Подчеркнем сразу, что использование в качестве расчетных характеристик возмущений для моментов времени, меньших указанных, недопустимо. Нами гидрогеологические пара-

Результаты расчетов гравитационной емкости

Номер куста	Дебит откачки Q , м ³ /ч	Расчетное время t , ч	Расстояния до наблюдательных скважин r_1 ; r_2 , м	Понижение уровня в наблюдательных скважинах S_1 ; S_2 , м	Емкость μ
10	50,40	28	15; 30	0,42; 0,27	0,220
49	41,04	32	15; 30	0,66; 0,38	0,200
801	95,26	38	15; 30	1,23; 0,75	0,248
801	94,36	72	30; 75	0,90; 0,51	0,190
806	24,98	22	15; 30	0,32; 0,16	0,253
806	24,12	70	30; 75	0,24; 0,10	0,215
806	24,16	78	30; 75	0,30; 0,13	0,179
810	28,30	84	30; 75	0,40; 0,18	0,156
810	28,26	80	30; 75	0,41; 0,18	0,153
820	34,20	22	13,94; 27,04	0,28; 0,17	0,254
832	66,42	20	13; 26,65	0,41; 0,28	0,210

метры оценены на основе графоаналитического метода Джейкоба по угловым коэффициентам и ординатам расчетных прямых [4]; их средние значения приведены ниже.

Номер опытных кустов	801	806
Расчетный дебит возмущения Q , м ³ /сут	2279	579
Водопроводимость T , м ² /сут	799	530
Уровнепроводность a , м ² /сут	6289	4948
Гравитационная емкость μ	0,13	0,11

Укажем на еще один фактор, усложняющий анализ результатов прослеживания снижения уровня. Приведенные на рис. 1, а индикаторные кривые имеют по две асимптоты, соответственно они позволяют охарактеризовать опробуемые отложения как проводящую среду с двойной пористостью [5, 12]. Продолжительность этапов фильтрации, отвечающих этим асимптотам, обеспечивает использование для оценки параметров графоаналитического метода. Двойная пористость обусловлена гетерогенно-блоковым строением безнапорного пласта за счет очень мелких прослоев и линз или включений глин, выражающимся, по крайней мере, двухвершинной кривой распределения пор по размерам.

Параллельность асимптот свидетельствует о том, что угловой коэффициент этих прямых достаточно надежно отражает расчетную проводимость пласта. Параметры системы макропор, определенные по первому асимптотическому участку, составляют: водопроводимость T_1 790 м²/сут, емкость (по наблюдательной скважине с $r = 30$ м) μ 0,07. Асимптотический участок, отвечающий упругому режиму фильтрации (с упругой емкостью, обусловленной сжимаемостью газовых пузырьков [7]), вследствие малой упругой емкости пласта и значительной емкости наблюдательных скважин практически не проявился и сразу сменился первым ложностационарным. Второй ложностационарный участок (между асимптотами) выражен относительно слабо и проявился только потому, что проницаемость блоков чрезвычайно низка — водопроводимости, определенные для первых и вторых асимптотических участков, совпадают, т.е. выражаются проводимостью только макропор.

Таким образом, по кустам 801 и 806 расчетные характеристики возмущений в таблице выбраны либо не соответствующими квазистационарному режиму фильтрации подземных вод, либо использованы значения характеристик для наблюдательных

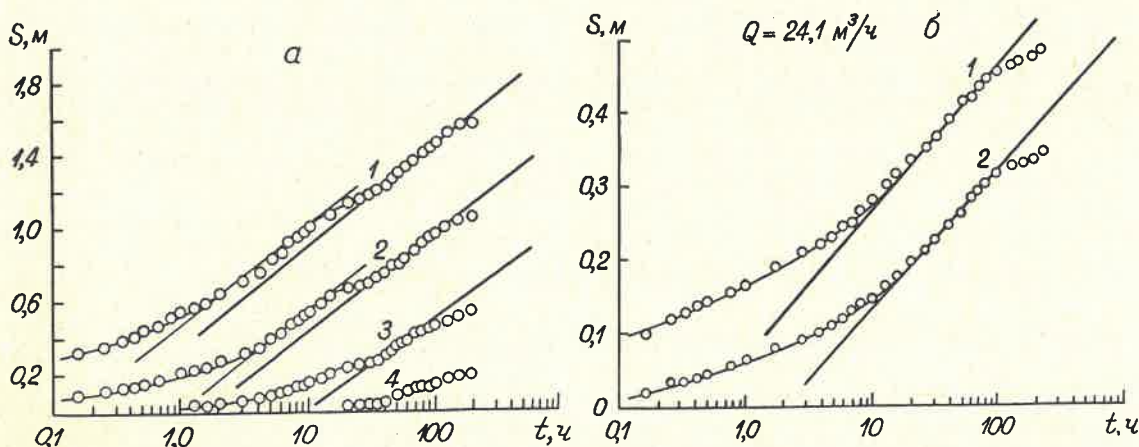


Рис. 1. Индикаторные кривые снижения уровня в наблюдательных скважинах кустов 801 (а) и 806 (б) на расстоянии 15 (1), 30 (2), 75 (3) и 150 м (4) от центра возмущения, по данным С.С.Сутбаева и др., 1972

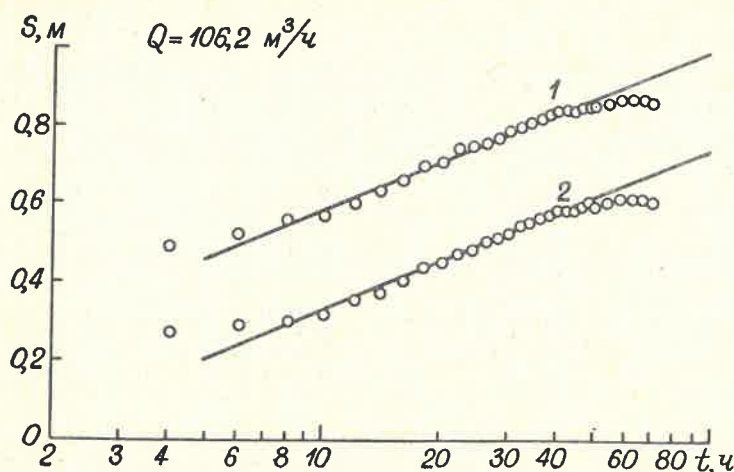


Рис. 2. Индикаторные кривые снижения уровня в наблюдательных скважинах куста 141 на расстоянии 15 (1) и 30 м (2) от центра возмущения, по данным С.С.Сутбаева и др., 1966

скважин, по которым выделить и классифицировать режим фильтрации практически невозможно (это скважины, удаленные на расстояние 75 м и более). Поэтому и гравитационная емкость, приведенная в таблице, либо неоправданно завышена (т.к. на самом деле отвечает ложностационарному участку графиков прослеживания), либо вообще не имеет физического смысла (т.к. нет возможности идентифицировать их каким-либо режимом фильтрации). В качестве расчетной (наиболее вероятной) следует принять гравитационную емкость, установленную графоаналитическим методом и равную 0,11—0,13. В целом для месторождения емкость составляет 0,11—0,16, а не 0,21, как это следует из таблицы.

Необходимо отметить, что и пористость водовмещающих отложений, определенная лабораторными методами, повсеместно оказалась меньше емкости, приведенной в таблице; физически это никак не оправдывается [15].

Аналогичные методические ошибки допущены и при обработке результатов опытных откачек, выполненных при дополнительной разведке месторождения подземных вод в песчано-гравийно-галечных аллювиальных отложениях в долине р.Жамши. Здесь также гравитационная емкость определялась на основе тех же методических рекомендаций Н.Н.Биндемана без анализа закономерностей движения подземных вод. По данным С.С.Сутбаева и других (1966), она имеет следующие значения.

Номер куста	145	146	147	149	129	132	134	135
μ	0,22	0,22	0,23	0,17	0,23	0,26	0,23	0,19
Номер куста	137	139	140	141	144	154	158	157
μ	0,27	0,24	0,22	0,24	0,24	0,27	0,30	0,22

Применение графоаналитического метода, обеспечивающего и анализ режима фильтрации, позволило и в этом случае существенно уточнить гравитационную емкость водоносного пласта. Например, на рис.

2 показаны индикаторные кривые, полученные при откачке из скважин куста 141. Графики имеют достаточно простую форму, в них отчетливо выявились расчетные асимптоты, отвечающие квазистационарному режиму движения грунтовых вод. Соответствующие этому режиму фильтрационные параметры имеют следующие наиболее вероятные значения: водопроводимость T 1138 м²/сут; уровень непроводности a 6212 м²/сут; гравитационная емкость μ 0,18. Последняя на 30% и более меньше расчетного значения для этой скважины, использованного при оценке естественных ресурсов и запасов подземных вод.

Для некоторых скважин рассчитанные по результатам откачек емкости вообще не имеют физического смысла. Так, на рис. 3 приведены кривые прослеживания снижения уровня при откачке из скважин куста 140, из анализа которых следует, что вследствие проявления мощного искажающего фактора (повидимому, интенсивной инфильтрации откачиваемой воды на выходе из короткого водотока) квазистационарный режим фильтрации в области возмущения на всем протяжении откачки так и не наступил. Соответственно емкость μ 0,22 не является характеристикой проводящей среды.

Таким образом, для месторождения подземных вод в долине р.Жамши расчетные значения емкости составляют 0,14—0,16, а не 0,23, как это принято при расчетах эксплуатационных запасов. В работе [8] расчетной использована также слабо обоснованная емкость 0,15—0,2. И в том и в другом случае завышенными (правда в равной степени) оказались естественные ресурсы и запасы подземных вод.

Аналогично для месторождения подземных вод Акдала в долине р.Шажагай гравитационная емкость (главным образом по аналогии с другими месторождениями в долинах рек Центрального Казахстана) принята равной 0,15—0,2 [8]. Ей соответствуют естественные ресурсы 0,95 м³/с для расчетной площади 520 км² при модуле 1,5—1,9 л/с·км². В результате разведки

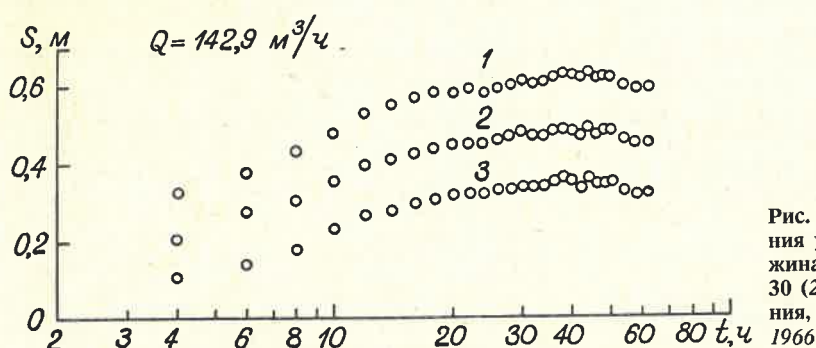


Рис. 3. Индикаторные кривые снижения уровня в наблюдательных скважинах куста 140 на расстоянии 20 (1), 30 (2) и 40 м (3) от центра возмущения, по данным С.С.Сутбаева и др., 1966

месторождения, выполненной Карагандинской гидрогеологической экспедицией (А.А.Попов и др., 1974) на площади 245 км^2 , среднее значение гравитационной емкости оценено графоаналитическим методом в 0,15, а средние многолетние естественные ресурсы установлены всего в 239 л/с при модуле ОБ98 л/с·км².

При интерпретации результатов откачек возникают методические ошибки и другого рода. Причиной их, как и теоретических ошибок, являются упрощающие допущения в моделях фильтрации подземных вод и, в частности, игнорирование возможности отклонения закона фильтрации вблизи возмущающих скважин от линейного за счет инерционной составляющей сопротивления движения воды через проводящие среды [6, 9]. В области нелинейности могут оказаться и ближайшие к возмущающим наблюдательные скважины; соответственно фиксируемые в последних понижения уровня превышают теоретически возможные при линейном законе движения [6, 9], так что занижаются емкости водовмещающих отложений. Выявляются также ошибки уже только при обработке опытных данных. Это и дает нам основание рассматривать их как методические, тем более, что в значительной степени они могут быть устранены постановкой опытных работ (например, снижением дебита откачки).

Проиллюстрируем методические погрешности подобного рода результатами уже упоминавшейся откачки из куста 801 (см. рис. 1, а). Выше в оценках емкости по наблюдательным скважинам этого куста мы не использовали данные прослеживания уровня в скважине, отстоящей от возмущающей на 15 м (т.е. ближайшей к центру возмущения). При рассчитанной графоаналитическим методом водопроводимости T $31,6 \text{ м}^2/\text{ч}$ и снятой с индикаторной кривой ординате A 0,34 (для второго асимптотического при $t_0 = 1$ ч) наиболее вероятное значение μ составляет 0,08, что почти в 2 раза меньше гравитационной емкости по наблюдательным скважинам, отстоящим на большее расстояние от центра возмущения.

Таким образом, естественные ресурсы на месторождениях подземных вод Централь-

ного Казахстана оцениваются с весьма низкой достоверностью. Это относится, в первую очередь, к вероятным случайным погрешностям питания водоносных горизонтов и комплексов. Существенными оказываются методические ошибки, возникающие при интерпретации результатов ОФО водовмещающих отложений; эти погрешности определяют, как правило, завышение устанавливаемой опытным путем гравитационной емкости, приводящее к пропорциональному завышению естественных ресурсов подземных вод (точно в такой же, или даже большей за счет погрешностей определения мощности обводненной толщи степени оказываются завышенными их естественные запасы).

Обратим внимание на важное следствие исследований достоверности определения естественных ресурсов на месторождениях подземных вод. Как известно, эти определения распространялись на территорию Центрального Казахстана для региональной оценки объекта питания подземных вод применительно ко всему региону. Наиболее детальные подобные оценки выполнены в работе [8]; они до сих пор остаются ориентиром при региональных обобщениях. Вместе с тем, ввиду низкой достоверности естественных ресурсов и запасов, установленных в процессе детальных разведок месторождений, эти региональные оценки вообще представляются несостоятельными. Мы здесь не рассматривали влияние погрешностей усреднения расчетных знаний исходных параметров по площади на такие оценки; подобная задача и сейчас представляет предмет самостоятельного серьезного исследования. Учет таких погрешностей еще больше снижает надежность расчетных значений запасов и ресурсов подземных вод применительно к какому-то региону.

Перед ГКЗ Казахстана должна быть поставлена задача ревизии материалов разведок всех месторождений подземных вод Центрального Казахстана, во-первых, для установления наиболее вероятных расчетных гидрогеологических параметров водоносных пластов и корректировки значений естественных ресурсов и запасов вод этих месторождений, и, во-вторых, для увязки

эксплуатационных запасов подземных вод с объемами их питания. Необходима новая классификация эксплуатационных запасов подземных вод по степени изученности последних, в которой учитывались бы и вероятные погрешности оценок, составляющих эти запасы, и их самих. Требуется разработка методических рекомендаций для определения подобных погрешностей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Биндеман Н.Н. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод (методическое руководство). — М.: Гостеолтехиздат, 1963.
2. Биндеман Н.Н., Язвин Л.С. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод (методическое руководство). — М.: Недра, 1970.
3. Боровский Б.В., Гродзенский В.Д. Опыт определения источников формирования эксплуатационных запасов подземных вод в закрытых структурах трещинно-карстового типа по данным эксплуатации водозабора (на примере Жанайской структуры в Центральном Казахстане) // Тр. ВСЕГИНГЕО. 1970. Вып. 32. С. 75—86.
4. Боровский Б.В., Самсонов Б.Г., Язвин Л.С. Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек. — М.: Недра, 1979.
5. Бураков М.М. Исследование водоотбора в неоднородных по фильтрационным и емкостным свойствам водоносных пластах (на примере месторождений Центрального Казахстана): Дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Алма-Ата, 1987.
6. Бураков М.М. К обоснованию инерционной составляющей фильтрации при нестационарном режиме возмущения // Гидрогеологические и инженерно-геологические условия формирования подземных вод Казахстана. Алма-Ата, 1990. С. 36—42.
7. Бураков М.М. Движение пузырьковой жидкости в безнапорном водоносном пласте // Вестник АН КазССР. 1991. № 9. С. 50—57.
8. Гидрогеология СССР. Т. XXXIV. Карагандинская область. — М.: Недра, 1970.
9. Жапарханов С.Ж., Бураков М.М. Определение коэффициента водоотдачи по результатам откачек из одиночных скважин // Изв. АН КазССР. Серия Геология. 1982. № 4. С. 71—75.
10. Калугин С.К. Подземные воды Джезказган-Улутаского района Центрального Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1967.
11. Махмудов Т.Т. Гидрогеологическая оценка использования подземных вод Джезказганского промышленного района и вопросы охраны геологической среды // Гидрогеологические и инженерно-геологические условия формирования подземных вод Казахстана. Алма-Ата, 1990. С. 30—36.
12. МIRONENKO В.А., ШЕСТАКОВ В.М., ЯЗВИН Л.С. О постановке опытных откачек // Разведка и охрана недр. 1974. № 5. С. 35—40.
13. МIRONENKO В.А., ШЕСТАКОВ В.М. Теория и методы интерпретации опытно-фильтрационных работ. — М.: Недра, 1978.
14. Мудров В.И., Кушко В.Л. Методы обработки измерений. (Квазиправдоподобные оценки). — М.: Советское радио, 1976.
15. Носова О.Н. Расчет водоотдачи песчаных грунтов. — М.: Л.: Госэнергоиздат, 1962.
16. Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика. — Новосибирск: Наука, 1983.
17. Островский В.Н. Формирование подземных вод в аридных районах Казахстана. — Л.: Гидрометеоздат, 1976.
18. Перцовский В.В. О точности гидродинамических расчетов // Изв. вузов. Геология и Разведка. 1967. № 12. С. 96—101.

Принята редколлегией 26 декабря 1994 г.

Дискуссии

УДК 551.24

© Коллектив авторов, 1995

Геология глубинной геофизической среды: новый взгляд на проблему

Ю.М.САРКИСОВ, В.М.КУДЫМОВ, А.Г.БУДАГОВ, И.А.ЯКОВЛЕВ (Нефтегеофизика)

В настоящее время доминируют две концепции геологического преобразования геофизической информации, относимой к подбассейновой и небассейновой (щиты раннедокембрийских кратонов) частям полного разреза тектоносферы. Одна рассматривает совокупность ундулирующих стратиформ (фиксизм), а другая — дрейфующих жесткохрупких плит (мобилизм).

Несмотря на конкуренцию, обе концепции объединены тем, что геологическому преобразованию подвергаются только те геофизические сигналы, которые проявляются в открытой форме. Между тем учет в преобразовании скрытых геофизических сигналов позволяет раскрыть принципиально но-

вые особенности строения и геосторической эволюции тектоносферы и на этой основе более эффективно проводить прикладные исследования.

Ключевую роль в решении данной проблемы играют естественно и искусственно возбуждаемые в разрезе тектоносферы сейсмическое и магнитотеллурическое поля.

В сейсмическом поле к полезным сигналам принято относить регистрируемые от искусственных и естественных источников упругих колебаний эффекты преломлений, отражений и обменов продольных и поперечных волн. С физической точки зрения, эти эффекты, являющиеся открытыми сейсмическими сигналами, позволяют обнару-

живать конкретный характер распределения в конкретной плоскости профиля упругие неоднородности твердой среды, через которую передается сейсмическая энергия от источника к приемнику.

Соответственно, построение сейсмических разрезов базируется на том, что сейсмические точки и площадки, будучи идентифицированными по природе соответствующих волн и скорости их распространения, коррелируются в линейные множества (градации раздела), маркирующие кровлю и подошву сейсмических слоев (стратиформ). Слой, таким образом, выступает на этих разрезах как главный компонент инфраструктуры волнового поля с соответствующей скоростной характеристикой. Слоев может быть много или мало, они могут менять свои геометрию, протяженность и толщину вплоть до полного исчезновения, характеризоваться инверсиями скоростей, видоизменяться индивидуально или в пакете, т.е. локализоваться во вторичные блоковые формы, образующие, например, высокоскоростную градиентную среду среди низкоскоростной базградиентной и, наоборот, тонкорасслоенную среду среди толсторасслоенной и т.д.

Физическая сущность всей этой инфраструктуры сейсмического поля в основе своей, безусловно, альтернативы не имеет. Однако означает ли это, что также безальтернативна ее геологическая сущность, т.е. являются ли линейные множества сейсмических точек и площадок и скоростные параметры вдоль них и между ними единственными полезными сигналами, которые только и подлежат геологическому преобразованию, а следовательно, и установлению современного строения и геоисторической эволюции тектоносферы?

На данный вопрос следует дать положительный ответ, но в отношении осадочных и осадочно-вулканогенных бассейнов. Сейсмические слои в этих бассейнах независимо от степени деформированности и насыщенности последних магматическими интрузиями соответствуют основным первичным элементам геологической структуры бассейнов, т.е. стратиформам, исчезая лишь там, где эти стратиформы пространственно локализируются за счет постседиментационной складчатости, осложняются биогермами и другими конседиментационными формами или прорваны магматическими интрузиями, соляными диапирами, разломами и т.д.

Для подбассейновой части разреза тектоносферы вступает в силу известный в системе доказательств принцип о необходимости и достаточности. Другими словами, относимые к данной части разреза тектоносферы сейсмические точки и площадки, а также скоростные параметры волн, хотя и являющиеся прямыми признаками распределения в плоскости профиля упругих свойств пород, тем не менее остаются недостаточными для построения по ним адекватной историко-ге-

ологической модели тектоносферы. Иной подход к решению проблемы, который, кстати, широко применяется, ничего позитивного иметь не может, даже когда геологическое преобразование таких непосредственно видимых полезных сейсмических сигналов осуществляется в комплексе с данными других геофизических методов.

В самом деле, если корреляция сейсмических точек и площадок проводится с целью расчленивать рассматриваемую часть разреза тектоносферы на сейсмические слои с примерно равными скоростными параметрами и если при этом обозначаются некие блоки как аномальные зоны в характере соотношений количества, толщины, гипсометрии, морфологии и скоростных вариаций слоев, то чем тогда будет отличаться геологическое строение осадочных бассейнов, для которых такая корреляция правомерна, от строения остальной части тектоносферы? Ясно, что ничем, ибо здесь, очевидно, придется говорить о существовании тектоносферы как единой геологической структуры бассейнового типа, наращиваемой на сотни километров вниз все новыми и новыми слоями различных по составу и физическому состоянию пород.

В действительности, конечно, этого нет, а есть сопряжение двух очень разных по внутренней структуре и составу тектонических образований, развивающихся, тем не менее, в тесной взаимосвязи. Другое дело, каким образом осуществить на основе общей структуры и распределения количественных параметров многоволнового сейсмического поля по всей плоскости профиля селекцию этих образований, но так, чтобы историко-геологический аспект взаимосвязи между ними стал бы весьма очевидным.

Сделать это можно путем введения в систему геологического преобразования параметров сейсмического поля нового полезного сейсмического сигнала, который в общей схеме доказательств и выполнял бы функцию вышеупомянутой достаточности.

Как показали глобальный анализ и обобщение материалов многоволновой сейсморазведки, такой сигнал реально существует в разрезе тектоносферы под всеми типами бассейновых и других поверхностных и приповерхностных структур, однако он регистрируется в скрытой форме. Эффекты отражений, преломлений и обменов сейсмических волн и как правило, их субгоризонтально коррелируемые линейные множества регистрируются и коррелируются на фоне пространства, которое при прохождении через него потока сейсмической энергии ведет себя, с точки зрения возникновения этих эффектов, крайне индифферентно. В интегральной структуре волнового поля рассматриваемой части разреза тектоносферы это фоновое пространство представляет собой матрицу в виде вертикально и наклонно восходящих и нисходящих ветвей и погло-

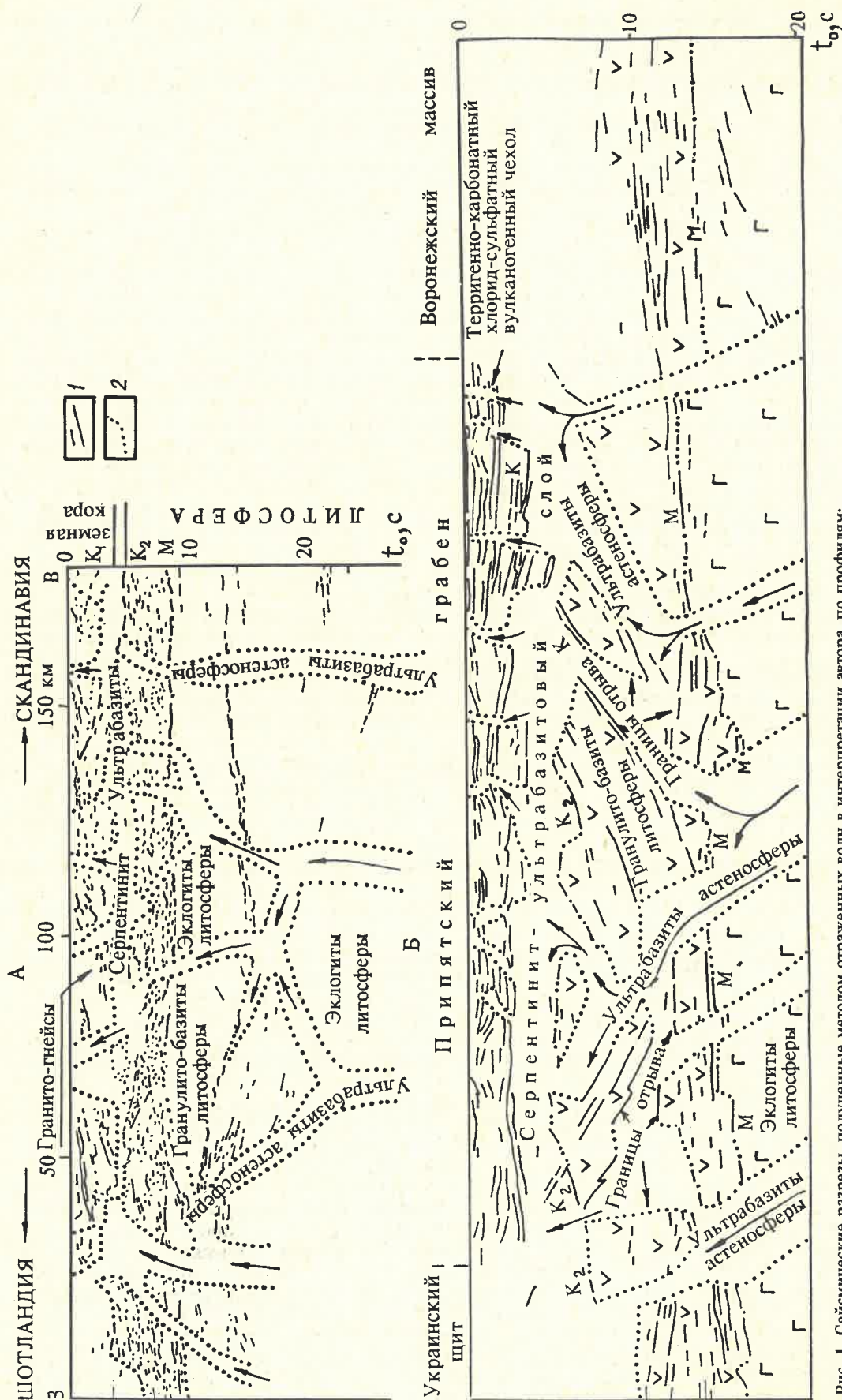


Рис. 1. Сейсмические разрезы, полученные методом отраженных волн в интерпретации автора, по профилям:

А — в северной части Северного моря, Б — в Припятском грабене [2, 4, 6]; 1 — отражающие площадки; 2 — контуры блоков и глыб

щающих их горизонтальных и субгоризонтальных слоев, тогда как консолидируемые ею зоны регистрации отраженных, преломленных и обменных волн (открытый полезный сейсмический сигнал) морфологически всегда дискретны. Это разновеликие блоки и глыбы (дольмены), сейсмические границы раздела внутри которых, как правило, субгоризонтальны. Значительные статистические данные, по крайней мере по сейсмическим разрезам на континентах, свидетельствуют о том, что матричное пространство почти всегда соизмеримо по масштабу проявления с зонами-дольменами регистрации отраженных, преломленных и обменных волн. Это, в свою очередь, указывает на некорректность повсеместно практикуемого ныне принципа непрерывно-послойной корреляции сейсмических границ и скоростных параметров таких зон, пусть даже в условной (предполагаемой) форме, через фоновоматричное пространство. Не корректность данного принципа заключается в следующем. Упругие свойства матричной составляющей сейсмического поля рассматриваемого интервала разреза тектоносферы обусловлены тем, что породы здесь по составу, геометрическому положению и физическому, прежде всего реологическому, состоянию иные, чем в смежных зонах-дольменах, где локализируются линейные множества точек и площадок отраженных, преломленных и обменных продольных и поперечных волн.

Подчеркнем, что именно матрично-дольменный, а не слоисто-блоковый, характер соотношений открытого и скрытого полезных сейсмических сигналов реально определяет геологическую сущность последних. Перспективы преобразования статистичности сейсмических разрезов в их геосторическую динамичность и кинематичность становятся при этом для подбассейновой части разреза тектоносферы весьма обнадеживающими.

Ранее мы уже высказывали свою точку зрения о таких преобразованиях [3]. Однако речь шла только о земной коре в общепринятом понимании ее объема, т.е. о той небольшой части разреза тектоносферы, которая ограничена снизу поверхностью Мохо. Между тем концепция матрично-дольменного характера соотношения полезных сейсмических сигналов открытого и скрытого типов вполне приложима и к остальной, большей, части разреза тектоносферы, т.е. к литосфере и астеносфере. Весьма продуктивным оказался разработанный американским консорциумом COCORP метод непрерывного сейсмического профилирования отраженными волнами. Рассмотрим результаты этого достаточно детального способа извлечения сейсмической информации о подбассейновой части разреза тектоносферы на примере сейсмических временных разрезов двух конкретных регионов. Заметим, что матрично-дольменное геологическое преоб-

разование глубоких отражений аналогичным образом реализуется и в других регионах.

Сейсмический временной разрез через Припятскую структуру Белоруссии [2, 4] характеризуется двумя дискордантно ориентированными системами отражений (рис. 1).

Одна из них, регистрируемая в верхней и нижней частях разреза на временах соответственно до 5 с и в интервале 10—17 с, представляет собой толстые пакеты многочисленных субгоризонтальных отражений, в свою очередь, расчлененные на отдельные блоковые и глыбовые (кусковатые) формы относительно узкими субвертикальными и наклонными зонами отсутствия отражений.

Другая система отражений регистрируется в средней части разреза на временах 6—12 с, но в виде более разреженного пакета, имеющего синклинальную форму с углами наклона отражений на крыльях порядка 45°. Она также расчленена зонами отсутствия отражений на отдельные блоково-глыбовые (кусковатые) формы, однако здесь эти зоны сравнительно более широкие и повсеместно наклонные.

В северной части Северного моря по проекту MOIST [6] отработан широтный сейсмический профиль с временем регистрации отражений до 25 с. По структуре поле отраженных волн здесь качественно идентично таковому в Припятской структуре Белоруссии, поскольку пакеты многочисленных субгоризонтальных и наклонных отражений (особенно на временах до 10 с) также довольно отчетливо группируются в систему различных по размерам, конфигурации и времени регистрации блоковых и глыбовых форм, разделенных субвертикальными, субгоризонтальными и в разной степени наклонными зонами отсутствия отражений (см. рис. 1).

Блоки и глыбы субгоризонтальных и наклонных отражений в совокупности образуют в плоскости обоих временных разрезов как бы каркас общей структуры волнового поля, заполненный (цементируемый) зонами отсутствия отражения. Причем заполнен так, что при полной редукции «цемента» блоково-глыбовая (кусковатая) каркасность современных сейсмических разрезов Припятской структуры Белоруссии и северной части Северного моря трансформируются в палеоразрезы безблоково-безглыбовых макетов преимущественно субгоризонтальных отражений стратиморфного типа.

Приведенные временные разрезы, как и их аналоги в других регионах, показывают, что с геологической точки зрения подбассейновый разрез тектоносферы представляет собой сочетание компонентов ее первичного состояния и наложенных на это состояние и принципиально видоизменивших его новообразованных компонентов.

Первичное состояние подбассейновой, как и внебассейновой, тектоносферы характери-

зуют пакеты отражений, а также преломлений и обменов, возникающих в связи с прохождением волн через упругонеоднородную жесткохрупкую среду. Такую среду образуют глубокометаморфизованные дериваты раннедокембрийского фракционирования верхней мантии, представленные метабазитовым и метасиалическим комплексами пород, которые, в свою очередь, локализованы в кусковатые (дольменные) отдельности как реликты первоначальных стратиформ.

Формирование из гранулит-амфиболитовых и эклитовых слоев новых кусковатых (дольменных) форм — тектонотипов явилось следствием наложения на них в позднем докембрии и фанерозое диапирового (твердоагрегатного) внедрения ультрабазитов астеносферы. Несмотря на деструктивный характер, этот процесс обеспечивал становление и развитие нового типа консолидации (точнее сказать реконсолидации) макроэлементов тектоносферы, т.е. возникновение на затронутой раннедокембрийским метаморфизмом и, следовательно, сейсмически прозрачной, матрицы маловязких (пластичных) ультрабазитов, с одной стороны, и затронутых метаморфизмом, а потом сейсмически мутных кусков (дольменов) жесткохрупких гранит-базальтовых метаморфитов, с другой.

Принципиально по-новому мы рассматриваем состав, объем и динамико-кинематический характер позднедокембрийско-фанерозойской эволюции тектоносферы.

Рассредоточенный в разветвленной системе вертикальных и наклонных каналов сравнительно ограниченный объем астеносферных ультрабазитов заметно увеличивается за счет ассимиляции канальных терминалов системы в непрерывный серпентинит-ультрабазитовый слой между гранито-гнейсовым покровом и метабазитовым основанием. То же характерно и для третьего слоя океанов, где терминалами канального внедрения астеносферных ультрабазитов являются не только рифтовые долины срединно-океанических хребтов, но и линейные зоны развития вулканических островов и, возможно, горячих точек. Специфика лишь в том, что в качестве покрова выступают первый и второй океанические слои, а основания — кровля верхней мантии (поверхность Мохо).

Таким образом, серпентинит-ультрабазитовый астенослой континентов и третий слой океанов в латеральной совокупности образуют единую оболочку тектоносферы Земли, т.е. верхнюю тонкую астеносферу, ультрабазиты которой конвективным способом сообщаются с таковыми нижней толстой астеносферы через зоны субдукции и разветвленную систему вертикальных и наклонных каналов. В качестве среды, вмещающей эту коммуникационную систему обоих астеносфер, выступает литосфера, струк-

турно и вещественно представленная относительно холодными жесткохрупкими кусками (дольменами) базальтовых метаморфитов. Толщина литосферы примерно в два раза превышает толщину нижней и верхней астеносфер вместе взятых. Мы не видим каких-либо реальных физических условий для спрединг-субдукционной кинематики литосферных кусков (дольменов), т.к. направленное прохождение любого энергетического импульса (в нашем случае это мобильность ультрабазитов нижней и верхней астеносфер) возможно только в стабильной, не вовлекаемой в этот процесс среде-изоляторе, каковой и являются куски (дольмены) литосферы.

Спрединг-субдукционная мобильность серпентинизированной верхней, тонкой, и десерпентинизированной нижней, толстой, астеносфер предусматривает обособление земной коры в самостоятельный макроэлемент тектоносферы. Критерием такого обособления является не признак наибольшей физической контрастности ее подошвы, а ее резко ослабленная связь с субстратом.

В позднем докембрии и фанерозое жесткохрупкая литосфера подвергается устойчиво направленной деструкции (деконсолидации), и из ее верхней метасиалической части формируется полный разрез тектонически независимой от нее (литосферы) и также жесткохрупкая структурно-вещественная ассоциация покровного типа, т.е. земная кора. Источником этого процесса послужило то, что тогда в подлитосферной части верхней мантии, очевидно, возникла зона частичного плавления, т.е. нижняя астеносфера, прогрессирующее становление которой, в свою очередь, обеспечивало развитие в литосфере разветвленной системы каналов вертикального и наклонного подъема солидусно-пластичных ультрабазитов и их горизонтальное слияние в единый астенослой. Конечным следствием такого рода тектонического преобразования раннедокембрийской метабазит-метасоматической литосферы явился полный вертикальный отрыв метасиалического слоя от слоя базальтовых метаморфитов. Возник собственно кристалликум как покров корового типа за счет псевдостратиграфического новообразования под ним верхней серпентинит-ультрабазитовой астеносферы.

Утратив свое прежнее прочное сцепление с литосферой, земная кора функционирует уже как самостоятельный макроэлемент тектоносферы, поскольку характер пространственно-временной дифференциации тектонических режимов ее развития теперь зависит от характера и степени воздействия на нее коммуникационно замкнутых между собой верхней, тонкой (серпентинизированной), и нижней, толстой (десерпентинизированной), астеносфер. В этой связи мы полагаем, что граница Мохо не может рассматриваться как подошва земной коры, ибо

является межупруго-межплотностным лежачим «шрамом» внутри литосферных кусков (дольменов) или же контактной поверхностью последних с вышележащей тонкой астеносферой (в условиях открытого океана и глубоководных окраинных и глубоководно-депрессийных внутренних морей). Истинной подошвой земной коры является не сейсмологическая граница Мохо, как бы контрастно она не выражалась в геофизических полях, а кровля верхней астеносферы, маркируемая на континентах, шельфах и островных дугах сейсмической границей K_1 (верхний компонент тектонически расщепленного палеоконрада), а в океанах, окраинных и внутренних морях поверхностью третьего слоя. При этом могут быть различные варианты объема и состава земной коры. В одних случаях она представлена только метасиалическими кусками (дольменами) кристалликума (докембрийские щиты и массивы); в других — только осадочно-вулканогенными бассейнами (так называемые безгранитные впадины, как, например, рассмотренная выше Припятская структура, эвгеосинклинали, а также океанические и морские впадины в рамках нижней бровки континентального склона); в третьих — как совокупность двух предыдущих (плиты, миеосинклинали, срединные массивы, орогены, островные дуги, острова, морские и океанические подводные плато, поднятия и банки).

К особой категории структур тектоносферы по их месту в предлагаемой нетрадиционной трактовке объема и состава земной коры относятся срединно-океанические хребты, глубоководные желоба, линейные цепи подводных и надводных вулканических излияний, а также континентальные рифтовые системы, которые не древнее мезозоя. За исключением глубоководных желобов, земная кора в этих структурах представлена преимущественно базальтоидами магматических камер, формирующихся в восстающих от нижней и верхней астеносфер каналах внедрения ультрабазитов. В глубоководных желобах земная кора вообще отсутствует, а вместо нее поверхность твердой Земли слагает субдуцирующая и обдуцирующая верхняя астеносфера (третий слой и астенослой).

Исследования М.А.Садовского и его соавторов [5] показали, что геофизическая среда имеет кусковатую структуру, и степень ее деформированности зависит от разномасштабности кусков (отдельностей). С позиций этой оригинальной геофизической модели твердой Земли земная кора приобретает высокую горизонтально-вертикальную мобильность только потому, что в позднем докембрии и фанерозое оказывается без «лишнего» веса метабазитовой литосферы, распадаясь на сравнительно тонкие и легкие метасиалические блоки и глыбы. Подобно айсбергам и льдинам полярных областей

Мирового океана блоки и глыбы вступают в разномасштабные колебания и дрейф среди инъекционно-текучего матричного окружения серпентинит-ультрабазитовой верхней астеносферы. Думается, что именно такая конструкция земной коры и именно такой характер ее сопряжения с верхней астеносферой (астенослоем на континентах и третьим слоем в океанах) более всего адекватны как в качественном, так и количественном отношении процессам формирования состава, структуры и объемов позднедокембрийско-фанерозойских осадочных бассейнов, складчатости и магматизма, палео- и современных движений, включая рифтогенез, орогенез и землетрясения, флюидных эманаций и метасоматоза, а также образования углеводородных и рудных залежей.

Принципиально иной тектонический режим характерен для частично утоненной сверху в позднем докембрии и фанерозое метабазитовой литосферы. Ее базальтовые слои, консолидированные предшествующими процессами гранулит-амфиболитового и эклогитового метаморфизма, также трансформируются в разномасштабные куски (дольмены) за счет формирования разветвленной матричной системы вертикальных и наклонных каналов вторжения ультрабазитов нижней астеносферы. Однако в отличие от дольменов земной коры литосферные куски (дольмены) становятся тектонически стабильными в силу их крупных размеров и, следовательно, большой массы, а также в связи с тем, что оказываются внутри образуемого нижней и верхней астеносферами «саркофага».

В пользу такого понимания состава, объема и тектонической сущности земной коры, литосферы и верхней, тонкой, и нижней, толстой, астеносфер свидетельствуют и результаты количественной интерпретации кривых глубинного магнитотеллурического зондирования тектоносферы.

Одним из наиболее важных факторов, обуславливающих образование проводящих зон в подбассейновой части разреза тектоносферы, считается наличие свободной воды на глубинах залегания пород, соответствующих ее надкритическому состоянию, или частичное плавление этих пород, т.е. их солидусное состояние [1]. Оба данные условия присутствуют соответственно в верхней, тонкой, и нижней, толстой, астеносферах, т.е. в серпентинизированных и десерпентинизированных ультрабазитах. Кроме того, во многих публикациях приводятся результаты магнитотеллурического зондирования на континентах, свидетельствующие о широком распространении проводящих зон и в других частях разреза тектоносферы. Их присутствие является, скорее, правилом, чем аномалией. Однако обращает на себя внимание одна особенность интерпретации соответствующих кривых глубинного зондирования: выделяемые проводящие зоны по



Рис. 2. Глубинный геоэлектрический разрез Прикаспийской впадины, составил И.А.Яковлев по материалам центра Геон и ГГП «Спецгеофизика»:

1 — подошва осадочного чехла по данным ГСЗ-МОВЗ; 2 — граница Мохововича по данным ГСЗ-МОВЗ; 3 — блоки высокоомных пород по результатам интерпретации МТЗ; 4 — низкоомные породы по результатам интерпретации МТЗ

аналогии с традициями разведочной геоэлектрики аппроксимируются как субгоризонтальные слои. При этом тот факт, что выделяемый проводник довольно часто и достаточно резко меняет на близких расстояниях свою гипсометрию, целиком объясняется искажающим влиянием бассейновой части разреза тектоносферы. Такой подход, вытекающий из широкого применения площадного осреднения кривых глубинного магнитотеллурического зондирования (ГМТЗ), может привести к искажению информации о реальной конфигурации и гипсометрическом положении проводников.

На рис. 2 приведены результаты количественной интерпретации кривых ГМТЗ вдоль геотраверса, пересекающего Прикаспийскую впадину. Эти кривые не осреднялись по площади, и на них не обнаруживается искажающее влияние соляных и терригенно-карбонатных комплексов осадочного чехла.

Проводящие зоны не аппроксимируются в единый квазигоризонтальный слой (см. рис. 2). Практически во всех пунктах зондирования прослеживаются 2—3 зоны проводимости с сопротивлением 30—70 Ом.м, которые располагаются на разных гипсометрических уровнях, но при этом образуют цельную среду, как бы консолидирующую блоковые и глыбовые формы с сопротивлениями в тысячи ом-метров. В данном частном примере можно видеть общую закономерность строения тектоносферы, а именно сопряжение низкоомной ультрабазитовой матрицы обеих астеносфер с высокоомными кусками (дольменами) гранитогнейсовой земной коры и метабазитовой литосферы.

В заключение уместно напомнить мысль, высказанную еще в прошлом веке английским историком Томасом Карлейлем: «Любой предмет является неисчерпаемым объ-

ектом для познания, и глаз видит в предмете ровно столько, сколько смотрящий понимает в нем...».

Нашим предметом является тектоносфера Земли и, предлагая к обсуждению свое понимание строения и развития в позднем докембрии и фанерозое астеносферы, литосферы и земной коры, мы исходим из неожиданных комбинаций в геологическом преобразовании некоторых ключевых видов глубинной геофизической информации. Неожиданных в том смысле, что вносится ряд существенных поправок в традиционное понимание объема, состава и физического состояния названных макроэлементов тектоносферы и тем самым находится удовлетворительный компромисс между старой (геосинклинальной) и новой (плитотектонической) парадигмами. Неожиданных также и в том, что содержат в себе новый большой потенциал для чисто прикладных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ваньян Л.Л., Шиловский П.П. Глубинная электропроводность океанов и континентов. — М.: Наука, 1983.
2. Горещкий Р.Г., Клушин С.В. Листрические разломы в Припятском палеорифте //Геотектоника. 1989. № 1. С. 48—60.
3. Карус Е.В., Саркисов Ю.М. Об антистратиформном характере разреза кристаллической части континентальной земной коры //Докл. АН СССР. 1986. Т. 289. № 1. С. 176—179.
4. Павленкова Н.И. Некоторые общие особенности структуры литосферы //Глубинное строение территории СССР. М., 1991. С. 143—156.
5. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренков В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. — М.: Наука, 1987.
6. Reflection seismology: a global perspective. Wash. (D.C.) Geodyn. Ser. 1986. Vol. 13.

Принята редколлегией 26 декабря 1994 г.

Стратиграфические схемы и составляющие их подразделения

В.А.ПРОЗОРОВСКИЙ (СПбГУ)

Одна из важных сторон практической деятельности Межведомственного стратиграфического комитета России (МСК) и его комиссий — участие в составлении региональных и местных стратиграфических схем (СС), их рассмотрение и утверждение [7]. Этой работой в большей или меньшей степени постоянно занимались как геологи-практики на местах, так и члены комиссий МСК по системам, связанные с определенными регионами.

Стратиграфические схемы представляют собой «графическое выражение временных и пространственных соотношений местных и (или) региональных стратонов» [10, приложение 6, с. 98], а также с единицами общей стратиграфической шкалы (ОСШ) и схемами смежных регионов. Они служат для анализа и обобщения всех имеющихся на определенное время результатов исследований, показывающих первичное соотношение толщ осадочных, вулканогенно-осадочных и параметаморфических горных пород, слагающих интересующий стратиграфический интервал в пределах установленной площади; для совершенствования стратиграфической базы крупных геологических работ в регионе, в первую очередь, для создания легенд к геологическим картам крупного и среднего масштабов и выяснения положения в разрезе земной коры участков скопления полезных ископаемых или возможных резервуаров их формирования.

Составление СС — это построение, разработка той координатной сетки, на которую затем будут накладываться более углубленные геологические данные, представления о событиях, создающих породные ассоциации, их фациальных взаимоотношениях, преобразованиях и т.п. Другими словами, оперируя только породами и биофоссилиями, стратиграф должен установить реальные первоначальные последовательности геологических тел в разрезе и распространение их по площади, затем, используя в основном те же данные (или их геофизические или геохимические выражения), выяснить стратиграфические соответствия этих последовательностей друг другу и единицам региональной стратиграфической шкалы (РСШ), если она уже известна, и ОСШ.

Поэтому, строго говоря, на стадии составления СС ни о каких этапах, процессах, генетических особенностях и т.п. в данном участке литосферы ничего еще неизвестно. Вопрос, почему так или иначе располагались породы в земной коре — не «стратиграфический». Он должен решаться на *стратиграфической базе*, но на более поздних стадиях исследования.

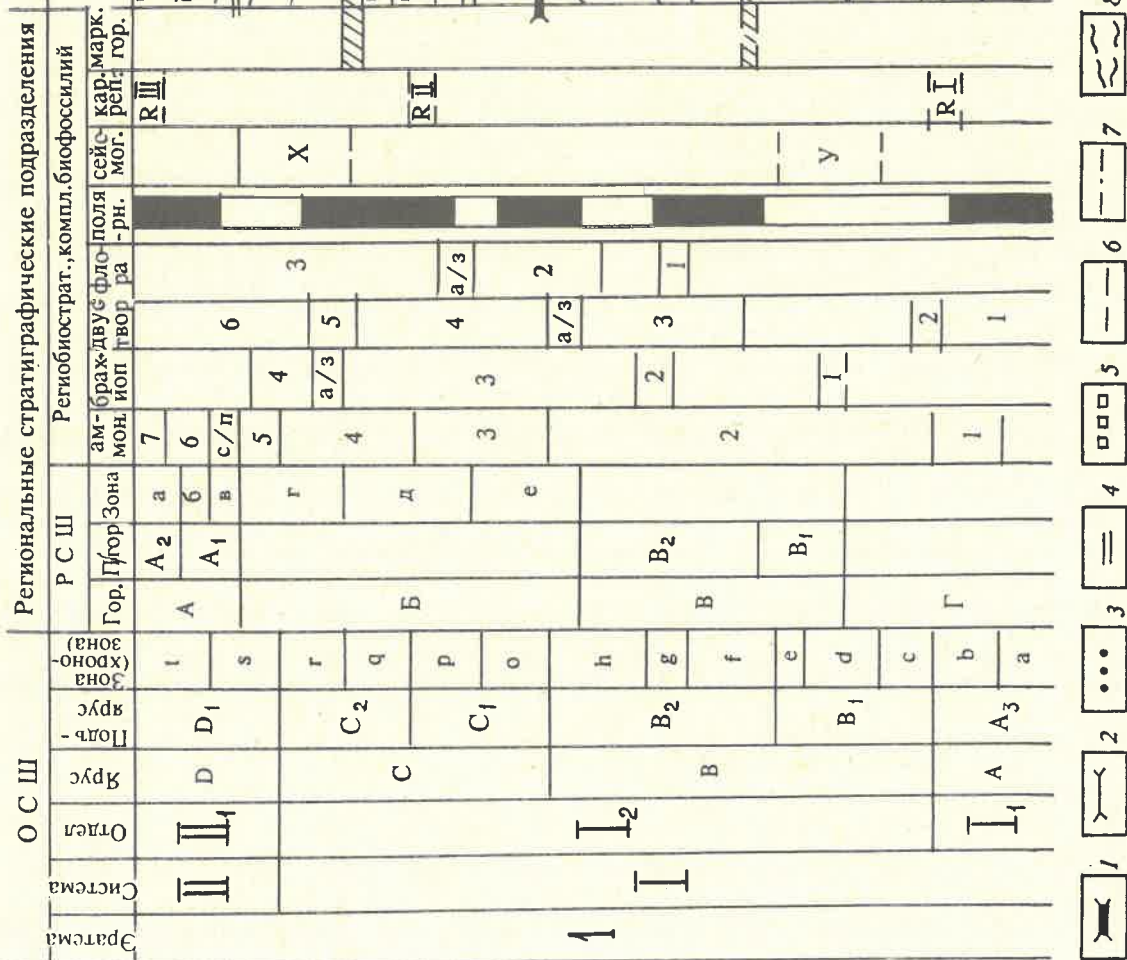
Конечно, на практике это происходит не совсем так. Приступая к разработке СС какого-то района, составители обязательно пользуются результатами работ предшественников. Тем не менее, все же выяснение причинности и взаимообусловленности в геологии — прерогатива исторической геологии, фациального и формационного анализов, тектоники и т.п. Используя же для обоснования расчленения или корреляции выводы последних, можно попасть в порочный круг, полагая, например, что сходство признаков определенных интервалов разреза выражает единство времени (соответствует одному этапу) их формирования. Временное же единство или соответствие какому-то общему этапу доказывается наличием некоторых сходных признаков, свойственных рассматриваемым отложениям (отложения группы — эры, системы — периода и т.п. [11]).

Любая СС отражает лишь сегодняшний уровень знаний, который неизбежно будет повышаться и потребует внесения ряда изменений, дополнений и уточнений в нее. Следовательно, уже вскоре потребуются новая СС, затем еще более новая — и так без конца. Примером такого положения могут служить результаты Всесоюзного совещания в Золотинке (под г. Самарканд) летом 1971 г., в ходе которого на основании обобщения многолетних данных была создана и утверждена СС мезозойских отложений Средней Азии. Однако исследования, проведенные группой Н.П.Луппова на п-ове Мангышлак осенью того же года, заставили существенно изменить наши представления о стратиграфической трактовке пограничных отложений юрской и меловой систем региона. Это вызвало необходимость внести значительные изменения в утвержденную СС. Позднее детальные работы в разных районах Средней Азии показали, что исправления касаются не только указанного стратиграфического интервала, но и в большей или меньшей степени всего мезозоя. К середине 80-х годов возникла необходимость в новой СС.

Приведенная ситуация, отнюдь, не экстраемальна, она типична. Хорошо бы, чтобы ее понимала и администрация геологических организаций, сохраняя и поддерживая существующие стратиграфические подразделения, а не сокращая или даже не ликвидируя их после утверждения очередной СС. Темпы замены старых схем новыми зависят от интенсивности регионально-геологических исследований, особенно от геологосъемочной и нефтегазопроисковой деятельности.

Стратиграфические схемы должны быть

Корреляция местных стратиграфических разрезов



наглядными и конкретными. Первое требование повышает их использование в производственной практике и делает понятными для представителей смежных специальностей (геофизиков, разведчиков, экономистов и др.). Каждый конкретный стратон, используемый в СС, должен соответствовать положению в литосфере (рисунок). Местные и специальные единицы следует изображать так, как они ведут себя в природе, принципиально отражая все изменения стратиграфических объемов, характер и размеры зон замещения, особенности существующих границ и пр. Конечно, в масштабе СС реальной картины не воссоздать. Она неизбежно будет утрированной, с резким увеличением углов в клиноформах, усилением резкости фациальных переходов, подчеркиванием формы геологических тел и т.д. Однако такое изображение предупредит любое заинтересованное лицо о существовании возможной изменчивости разреза исследуемой площади и направленности проведения предполагаемых работ. Иначе в ряде случаев могут возникнуть представления о мнимой стабильности разреза в регионе и возможности обнаружения неизменных стратонов по случайным признакам. Так, при проведении нефтегазопоскоковых работ в Западной Туркмении геофизики уверенно выделяли «нижний баррем», относя к нему любые известняки, подстилающие терригенную глауконитовую толщу, согласно СС 1958 г. На самом деле, под глауконитовой песчано-глинистой формацией залегает рифовая, состоящая из различных карбонатных образований, слагающих несколько свит, отличающихся стратиграфическими объемами и характером взаимоотношений с вмещающими стратонами. В результате в «нижний баррем» объединили пять разнообъемных толщ и пропустили (или не установили) зоны выклиниваний и фациальных переходов — места возможных неструктурных ловушек углеводородов.

Конкретность СС должна выражаться в представлении в них материалов, соответствующих сегодняшним знаниям составителей. Необходимо точно показывать положение в разрезе биофоссилий, места взятия образцов на изотопный возраст, палеомагнитные исследования; характер и резкость выраженности границ; изменения литологического состава и мощности. В случае неясных в настоящее время характеристик следует отмечать их знаками вопроса, пунктир-

Стратиграфическая схема ... отложений ... области:

стратиграфические границы: 1 — ярусов, 2 — подъярусов, 3 — хронозон, 4 — горизонтов, 5 — подгоризонтов, 6 — лон, 7 — биостратонов (биостратиграфических зон и слоев с ...), 8 — свит, 9 — других литостратонов; 10 — зоны нормальной полярности; 11 — зоны обратной полярности; 12 — место взятия образца на палеомагнетизм; 13 — отсутствие отложений

ными линиями и т.п., помня при этом, что данные указания не недостаток СС, а достоинство, нацеливающее последователей на конкретное доизучение района.

Составление СС начинается с установления числа колонок, образующих ее корреляционную часть. Каждая колонка — реальная последовательность местных (и специальных) стратонов в интересующем стратиграфическом диапазоне, отличающаяся от последовательностей в окружающих площадях. Выявление таких последовательностей есть результат проведения районирования территории, для которой составляется СС, по типу разреза [9]. Именно оригинальный набор стратиграфических единиц (см. рисунок) выражает тип разреза, а количество таких наборов — число колонок в корреляционной части СС (не стоит, вероятно, на данной стадии стремиться к какой-нибудь унификации стратонов).

Учитывая, что стратиграфические исследования предваряют любой род геологической деятельности, районирование по типу разреза следует проводить на географической основе. И места, характеризующие конкретными колонками, лучше обозначать географическими терминами. Только затем, интерпретируя индивидуальные наборы стратонов, их характеристики и взаимоотношения, выделяют фациальные, тектонические и другие элементы в разрезе.

Установив число колонок в корреляционной части, можно приступить к следующему этапу составления СС — к корреляции их между собой и построению унифицирующей части — РСШ. Основу ее составляют региональные подразделения — горизонты и лоны (в также слои с фауной или флорой [10]), объединяющие стратиграфически однообъемные части разреза колонок корреляционной части СС. В последней они представлены свитами, пачками, толщами, биостратиграфическими зонами или их частями. Следовательно, сами по себе региостратоны определяются лишь возможностью корреляции стратиграфических интервалов, соответствующих их стратотипам или диапазонам между лимитотипами. В общем случае это подразделения, не выражающиеся в частных разрезах, не картируемые, и на геологическую карту их можно нанести лишь в камеральных условиях.

Региостратоны в большинстве своем являются инструментом корреляции и по своей природе относятся к хроностратиграфическим подразделениям. Однако Г.П.Леонов [3], Н.В.Безносков [1], Ю.С.Бискэ [2] и некоторые другие относят к ним геостратиграфические единицы, выражающие этапы геологической истории региона. Они, вероятно, могут устанавливаться непосредственно в разрезе, но тогда они объединяют далеко не всегда однообъемные части разреза.

Реальное распространение любого региостратона определяется лишь возможностью

корреляции разновозрастных образований. Поэтому как конкретная последовательность местных стратиграфических подразделений определяет размер типа разреза, так и индивидуальный набор региональных единиц определяет пространство стратиграфического региона. Это понятие не постоянное, в отличие от тектонического оно зависит от степени изученности разреза и территории, а также от требуемого масштаба исследования [8]. Так, для верхней части юрской и нижней меловой систем на территории Средней Азии существовало две РСШ с границей, примерно совпадающей с руслом р.Аму-Дарья. После публикации статьи Г.Г.Мирзоева [5] их удалось объединить в одну РСШ. Нижний мел территории Советского Союза можно было сопоставить при помощи четырех РСШ, а для верхнего мела — достаточно трех [4].

В унифицирующую часть СС традиционно входит графа «Характерные комплексы фауны (флоры), слои с фауной (флорой)», состоящая из колонок, число которых определялось числом групп основных органических остатков, использованных при разработке схемы. В [10, приложение 6-в] рекомендуется помещать палеонтологические таксоны, которые встречаются в нескольких колонках корреляционной части СС, являются показателями возраста (вероятно, лучше занимают определенное стратиграфическое положение) или (и) несут корреляционные функции. На практике эта часть СС мало информативна. В ней обычно приводятся огромные списки, включающие названия, указанные в районных колонках и многократно повторяющиеся по вертикали. Часто вертикальные колонки формально разделены на клетки, горизонтальные границы которых совпадают с разделами единиц РСШ или ОСШ. При этом снова осуществляется подмена: не положение соответствующих отложений определяется по найденным в них биофоссилиям, а стратиграфическое значение последних устанавливается по положению их в хроностратонах.

Если приведение рекомендуемых классификаций таксонов имело смысл для выражения региональных палеонтологических характеристик унифицирующих стратонов, то не менее необходимо в соответствующих колонках изображать реальное вертикальное распространение представителей каждой группы вне зависимости от положения границ РСШ или ОСШ. Такое построение пытался осуществить В.Л.Егоян при составлении СС меловой системы Кавказа, но исполнители не восприняли его призыв.

Возможно, для наглядности и конкретности СС в унифицирующую часть следует помещать биостратоны (биостратиграфические зоны, слои с фауной), которые удастся достаточно широко выделять в регионе, особенно если их стратиграфические объемы относительно постоянны (совместно-пре-

дельные, акмезоны и т.п.). Кроме них, может быть, целесообразно помещать лишь минимальное количество таких таксонов, которые надежно показывают определенное положение в разрезе или обосновывают корреляцию местных единиц. (На стратиграфическом совещании в г.Алма-Ата в 1988 г. Д.П.Найдин предлагал изображать последовательность палеонтологических таксонов в унифицирующей части СС в виде генеалогического древа очередностей их распространения в регионе. Данный вариант очень интересен, но, вероятно, весьма трудоемок и подходит для разреза далеко не любого участка поверхности Земли). Здесь же, возможно, полезно было бы помещать протяженные маркирующие горизонты, региональные каротажные реперы, зоны магнитной полярности, некоторые сейсмогоризонты и т.п.

Завершается работа над составлением СС корреляцией ее унифицирующей части с ОСШ. В связи с тем, что природа подразделений ОСШ и РСШ одинакова — это хроностратоны, первые в отдельных случаях могут непосредственно заменять вторые, и тогда собственной РСШ не надо создавать (например, для верхнего мела Европейской палеозоогеографической области [6]).

Сама же графа ОСШ в большинстве случаев при достаточной детальности построения СС должна объединять колонки, соответствующие всем рангам подразделений, определенным классификацией: для докембрия вплоть до системы, для фанерозоя — до зоны, для антропогена — до звена и ступени. Причем перечень стратонов более низкого, чем ярус, ранга следует составить из единиц, утвержденных МСК. Если каждый коллектив исполнителей будет приводить свой вариант, составленный на основании цитирования частной монографии или даже рассмотрения соответствующих секций РМСК или комиссий по системам МСК, то потеряется возможность сравнения между собой разновозрастных СС различных регионов.

Современные требования к форме представления СС изложены в приложении 6 СК [10]. До сих пор они в основном выполняются. Однако прогресс в изучении геологии страны, смена основного масштаба исследований со среднего на крупный резко повысили детальность расчленения и возможность корреляций более мелких стратонов. В результате представляемые СС стали чрезвычайно большими и пересыщенными информацией. В перспективе и то, и другое будет неуклонно возрастать. Уже сейчас СС потеряли наглядность, и для пользования ими необходимы особые помещения. Примером могут служить СС фанерозоя Казахстана, меловых отложений Кавказа, юрских отложений Восточно-Европейской платформы и др. Пользоваться подобными документами крайне сложно, чрезвычайно затруд-

нительно проверять их и очень дорого публиковать. Возможно, именно эти обстоятельства столь надолго задерживают выход в свет СС, подготовленных много лет назад (СС мела Кавказа были приняты совещанием в г.Цхалтубо в 1978 г.; фанерозоя Казахстана — совещанием в г.Алма-Ата в 1986 г.; юры Русской платформы — в Ленинграде в 1988 г. и т.д.). В результате материалы устаревают до их обнародования, и вся огромная, кропотливая и очень важная работа теряет смысл.

Вопрос об изменении формы представления СС был поднят М.С.Месежниковым на заседании бюро МСК в г.Баку в 1987 г. Тогда он не получил однозначной поддержки. А.И.Жамойда предложил подготовить два варианта СС какого-либо региона — традиционный и новый — для сравнения и обсуждения достоинств и недостатков каждого из них. К сожалению, надежда на осуществление подобной работы на примере меловой системы Средней Азии, начатая в 1990 г., провалилась в связи с распадом Советского Союза.

Автор предлагаемой статьи уже в 1990 г. опубликовал предложения по изменению облика СС [8]. Однако в практической деятельности стратиграфов все сохранилось по-старому (примеры: СС мезозоя Забайкалья, Дальнего Востока и т.д., представленные в МСК в 1992—1993 гг.). Лишь для кайнозоя Дальнего Востока пленуму МСК в 1994 г. были представлены СС, составленные по-новому.

Для сокращения размеров СС и повышения их информативности, помимо предложенного принципиального показа положения стратона в разрезе литосферы, вероятно, следует рекомендовать перенести основной текстовый материал в подробные объяснительные записки. На чертежах достаточно дать границы стратиграфических единиц, их названия и мощности подразделений, а также, как обычно, зоны отсутствия отложений. Характеристику же вещественного и палеонтологического составов породных

объединений, обоснование принимаемого стратиграфического положения, проведения границ, корреляции, представления предшественников, альтернативные точки зрения, невыясненные вопросы, перспективы изучения региона и пр. следует помещать в объяснительную записку к схеме. Она должна служить исчерпывающим справочником по стратиграфии региона.

Высказанные предложения, вероятно, должны быть поддержаны практиками, да и составители при этом подходе будут более заинтересованы в подобной работе и серьезней отнесутся к тем ее аспектам, которые требуют специальных обоснований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безносков Н.В. Некоторые вопросы стратиграфической классификации, связанные с разработкой региональных стратиграфических схем // *Тр. ВНИГНИ*. 1975. Вып. 171.
2. Бискэ Ю.С., Прозоровский В.А. О стратиграфии — нестратиграфам // *Вестн. СПбГУ. Сер. геол. и геогр.* 1993. № 2.
3. Леонов Г.П. Основы стратиграфии. — М.: Изд-во МГУ, 1973. Т. 1.
4. Меловая система. Т. 2. Стратиграфия СССР. — М.: Недра, 1987.
5. Мирзоев Г.Г. Литолого-стратиграфическая схема неоккома — апта Восточной Туркмении // *Сов. геология*. 1978. № 8.
6. Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копачев Л.Ф. Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела Европейской палеобиогеографической области // *Вест. МГУ. Сер. 4. Геология*. 1984. № 5.
7. Положение об МСК, § 2 // *Постановления МСК и его постоянных комиссий*. 1991. Вып. 25.
8. Прозоровский В.А. Региональные стратиграфические схемы и формы их представления // *Сов. геология*. 1990. № 3.
9. Прозоровский В.А. Верхняя юра и нижний мел запада Средней Азии. Стратиграфия, история геологического развития. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1991.
10. *Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура* / Под ред. А.И.Жамойды. — Л.: Недра, 1965.
11. *Стратиграфический кодекс*. Изд. 2-е, доп. / Под ред. А.И.Жамойды и др. — СПб, 1992.

Принята редколлегией 26 декабря 1994 г.

УДК 55:577.4

© В.Н.Островский, 1995

О защитном потенциале геологической среды, препятствующем ее загрязнению

В.Н.ОСТРОВСКИЙ (ВСЕГИНГЕО)

Загрязнение окружающей среды, вызывающее негативные нарушения экосистем и среды обитания человека, в настоящее время наиболее актуальная экологическая проблема. Интенсивному загрязнению в ряде регионов подвержена и геологическая среда

(ГС): почвы, породы зоны аэрации и верхняя часть подземной гидросферы. Геологическая среда представляет собой литогенную основу экосистем, подверженную активным воздействиям хозяйственной деятельности [3]. Наиболее ценные для человека



Схема миграции загрязнения в системе почва-породы зоны аэрации — грунтовый водоносный горизонт — первый от поверхности водоупор — субнапорный водоносный горизонт

компоненты ГС — почвы и подземные воды, особенно питьевые. Естественно, что оценке их устойчивости против загрязнения в литературе уделяется наибольшее внимание.

Устойчивость почв к загрязнению или способность их к самоочищению рассматривалась М.А.Глазовской [3, 4], В.А.Ковдой [7] и др. Вскрыт ряд механизмов и процессов, с помощью которых почвы в той или иной степени способны ослабить экологические последствия поступления загрязнения. На некоторых из них мы остановимся ниже. Изучаются условия и механизмы защиты подземных вод от загрязнения, хотя эти вопросы решаются преимущественно с позиций теории фильтрации, что недостаточно [4].

Защитная способность ГС как целостной функционирующей системы, способной сопротивляться загрязнению, исследована недостаточно. В определении защитных способностей ГС преобладает отраслевой подход: почвоведы изучают защитные способности почв, гидрогеологи — защищенность подземных вод от загрязнения. Все это делается практически независимо друг от друга.

Лишь в последние годы попытались комплексно оценить защитную роль геологиче-

ской среды. Так, в американской системе *Drastic*, предназначенной для оценки защищенности подземных вод от загрязнения, в качестве одного из оценочных критериев используется проницаемость почв. Новые подходы к определению защищенности разрабатываются во ВСЕГИНГЕО (В.Н.Островский, Л.А.Островский, Р.К.Шахнова). Заключаются они в комплексной оценке защитной роли почв и пород зоны аэрации, учете латерального привноса загрязнения по водоносным пластам и взаимодействия грунтовых и субнапорных вод. Однако эта идея не была должным образом реализована. В результате преобладающих подходов к оценке защитной роли ГС были даны неверные прогнозы миграции загрязняющих веществ в ряде экстремальных ситуаций. Так, в районе Чернобыля после аварии на АЭС по принятым канонам оценки защищенности подземных вод от загрязнения повсеместно ожидалось проникновение радионуклидов в грунтовый водоносный горизонт и вынос их в реки. Однако даже спустя 8 лет после аварии глубина проникновения радионуклидов в почвы в подавляющем большинстве случаев не превысила 15–20 см [6], а радиоактивная загрязненность подземных вод наблюдалась лишь на сравнительно небольших по площади участках.

В решении проблемы загрязнения ГС необходим комплексный системный подход с учетом региональных и в некоторых случаях глобальных аспектов миграции загрязнения. Далее рассмотрим химическое загрязнение ГС неорганическими и органическими веществами, включая радионуклиды, которые, обладая специфическим воздействием на биоту, мигрируют в ГС в основном как тяжелые металлы. Схема миграции загрязнения ГС приведена на рисунке.

Все разнообразные процессы, вызванные поступлением в ГС загрязняющих веществ (ЗВ), объединены нами в три группы.

1. Аккумуляция А, когда ЗВ задерживаются на различных литологических, сорбционных или химических барьерах.

2. Трансформация (разложение) Р, когда ЗВ под действием химических и особенно биохимических реакций превращаются в менее токсичные или экологически безопасные ингредиенты. В наибольшей степени эти процессы выражены в почвах, в меньшей — породах зоны аэрации и водоносных горизонтах.

3. Вынос В и привнос П, происходящие при атмосферных осадках склоновым поверхностным стоком, нисходящей инфильтрации из почв под воздействием ветра, путем латерального подземного стока или восходящей фильтрации из водоносных горизонтов.

Выделенные группы процессов, как правило, сочетаются друг с другом. Следует отметить, что на рисунке схематически показана направленность миграции ЗВ на конкретном участке ГС с определенными гра-

ницами. Вынос загрязнения из рассматриваемого участка безусловно положителен, с точки зрения оздоровления экологической обстановки, но он может отрицательно повлиять на смежные территории или акватории. Поэтому при определении стратегии минимизации последствий загрязнения ГС необходим региональный и даже глобальный подход.

Введем понятие защитный потенциал (ЗП) геологической среды — способность противостоять накоплению ЗВ путем аккумуляции на геохимических барьерах, разложения на менее токсичные ингредиенты или выноса. Понятие ЗП относится к естественным условиям. В нарушенных условиях он может увеличиваться или уменьшаться в результате проведения защитных мероприятий. Рассмотрим подходы к определению ЗП отдельных компонентов ГС: почв, пород зоны аэрации и т.д.

Почвенный покров — мощный планетарный защитный барьер, препятствующий распространению загрязнения. Защитные способности почв в значительной степени препятствуют миграции загрязнения в подземные и поверхностные воды. Однако, как отмечают Г.В.Добровольский и Е.Д.Никитин [5, с. 47]: «...надежды использовать почву все более широко в качестве естественной фабрики по переработке антропогенных отходов лишены объективных оснований, ибо в этом случае общее загрязнение окружающей среды, в том числе гидросферы, будет неуклонно нарастать». Защитный потенциал почв против загрязнения устанавливается сложным комплексом факторов. К основным из них, по нашему мнению, могут быть отнесены: 1) радиационный баланс; 2) радиационный индекс сухости; 3) содержание в почвах гумуса; 4) механический состав почв и минеральный состав глинистой фракции почв; 5) геоморфологический: типы элементарных ландшафтов по условиям миграции компонентов и уклон рельефа; 6) кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия.

Радиационный баланс (приток солнечной радиации на земную поверхность) в основном предопределяет энергетику почвенных процессов, от которой в значительной степени зависит переработка и разложение поступивших в почву ЗВ.

Радиационный индекс сухости, по М.И.Будыко [1] определяется по формуле R/Lz и равен отношению радиационного баланса R к осадкам z , умноженным на скрытую теплоту испарения воды L . По данному индексу можно в значительной степени выделить типы водного режима почв, от которых зависит направленность и косвенно интенсивность водной миграции ЗВ. При $R/Lz < 2$ преобладает промывной, а при $R/Lz > 2$ — непромывной режим почв. Следует сказать, что на территории России, расположенной в зоне арктических и бореальных ландшафтов, радиационные баланс

и индекс сухости коррелируют друг с другом: низким величинам радиационного баланса соответствуют низкие значения радиационного индекса сухости $R/Lz = 0,2$.

Относительной мерой активности биохимических преобразований в почвах и растениях может служить подстилочный коэффициент — отношение ежегодной продуктивности растительных сообществ к массе опада. Согласно М.А.Глазовской [2], он изменяется от 100 (тундры) до 1 (пустыни и полупустыни). Учитывая это, можно полагать, что в зависимости от притока тепла и влаги интенсивность биохимических реакций в почвах может варьировать до 100 раз.

Содержание в почвах гумуса, механический состав почв и минеральный состав их глинистой фракции определяют в основном возможность аккумуляции ЗВ в почвах.

Содержание гумуса — один из важнейших классификационных показателей почв, влияющий на их сорбционную способность. Согласно М.М.Кононовой [9], содержание гумуса в подзолистых почвах тайги составляет от 2,5 до 4% массы почвы, постепенно увеличиваясь в южном направлении до 10% в мощных черноземах лесостепи. В зонах сухих степей и полупустынь содержание гумуса резко снижается до 1% в бурых полупустынных почвах. Соответственно уменьшается и сорбционная способность почв. Следует сказать, что поглощательная способность почвенного гумуса значительно превосходит аналогичные показатели для глинистых минералов. В.А.Ковда [7] отмечает, что для почвенного гумуса характерна поглощательная способность в среднем 2,6 мг-экв/г, тогда как монтмориллонит, обладающий наибольшей способностью сорбирования среди глинистых минералов, — всего 1—1,7 мг-экв/г.

Механический состав почв, от которого в основном зависит их проницаемость, в большей мере предопределяет водную миграцию ЗВ, в частности, их вынос в зону аэрации и аккумуляцию в горизонтах почвенного профиля. Чем выше проницаемость почв, тем интенсивнее при прочих равных условиях вынос из них ЗВ. Сорбционную функцию выполняет преимущественно глинистая фракция, с увеличением содержания которой способность почв задерживать ЗВ значительно возрастает. Что касается минерального состава глин, то наибольшей сорбционной способностью обладают минералы группы монтмориллонита и аллофаноидов; среднюю способность имеют минералы группы иллит, смектита, наименьшую — каолинита и галлуазита [3].

Типы элементарных ландшафтов по условиям миграции химических компонентов (по Б.Б.Полынову) определяют направленность процессов привноса и выноса ЗВ склоновыми поверхностными водами. В элювиальных ландшафтах преобладает вынос ЗВ, в трансэлювиальных вынос и привнос ЗВ в

1. Оценка защитного потенциала почв

Критерии	ЗП, баллы		
	Низкий, 1	Средний, 2	Высокий, 3
Радиационный баланс, Дж/см ² год	$< 3 \cdot 10^5$	$3 \cdot 10^5 - 6 \cdot 10^5$	$> 6 \cdot 10^5$
Радиационный индекс сухости	$< 0,4$	0,4—2	> 2
Содержание гумуса, %	< 3	3—9	> 9
Содержание (%) и минеральный состав глинистой фракции	< 10 , каолинит, галлуазит; < 6 , иллит, смектит; < 3 , монтмориллонит, аллофаноиды	10—30 каолинит, галлуазит; 6—15, иллит, смектит; 3—10, монтмориллонит, аллофаноиды	> 30 , каолинит, галлуазит; > 15 , иллит, смектит; > 10 монтмориллонит, аллофаноиды
Тип элементарных ландшафтов	Трансэлювиальный	Супераквальный	Элювиальный
Уклон рельефа, %	< 2	> 2	< 2
Eh-pH условия			
Типы ЗВ			
Тяжелые металлы	pH > 8 ; Eh < 200	pH $> 6-8$; Eh 200—400	pH < 6 ; Eh < 400
Биоциды	pH > 7 ; Eh > 400	pH 6—7; Eh 200—400	pH < 6 ; Eh < 200

среднем компенсируются, хотя в конкретных ситуациях это равновесие может нарушаться в ту или иную сторону. В супераквальных ландшафтах преобладает аккумуляция ЗВ.

Трансэлювиальные ландшафты отличаются более или менее значительным уклоном рельефа, превышающим 2°, причем интенсивность притока-оттока ЗВ существенно возрастает с увеличением уклона рельефа. Этот тип ландшафта обладает наибольшим ЗП, что касается элювиальных и супераквальных ландшафтов, то они, как правило, характеризуются плоским рельефом и их ЗП существенно различаются: более высок в элювиальных ландшафтах по сравнению с супераквальными. В конкретных случаях важно расположение источников загрязнения в системе элементарных ландшафтов, но данное условие можно учесть только на локальном уровне исследований. На региональном для оценки вклада геоморфологического фактора в ЗП почв необходимо основываться на преобладании тех или иных элементарных ландшафтов.

Окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные условия — основные факторы, определяющие аккумуляцию ЗВ на геохимических барьерах, интенсивность процессов разложения ЗВ, а также возможность выноса ЗВ из почв. Интенсивность миграции ЗВ в почвах зависит от видов данных веществ, типов почв и их кислотно-щелочных условий.

Рассмотрим условия миграции двух основных групп ЗВ — тяжелых металлов и биоцидов. В кислых почвах подвижно большинство тяжелых металлов, в т.ч. такие токсичные, как ртуть и кадмий. В щелочных и нейтральных почвах подвижны молибден, мышьяк, ванадий и некоторые другие. Это способствует их выносу из почв в породы зоны аэрации. Подвижность большинства металлов и, следовательно, потенциальная способность самоочищения почв от подо-

бных видов ЗВ, возрастает в широтном направлении с повышением pH почв и вод.

В отличие от тяжелых металлов, способность самоочищения почв от биоцидов, которым относятся пестициды и гербициды, минимальна в северных регионах России, характеризующихся низкими значениями pH и Eh, и максимальна на юге, где pH > 7 , а Eh верхних горизонтов почв в среднем составляет 400—450 мВ [8].

Интенсивность биохимических реакций в почвах, приводящих к разложению ЗВ, зависит от комплекса факторов. Главнейшими являются окислительно-восстановительные условия. Для большинства почв усредненные значения Eh почв несколько увеличиваются от лесной к лесостепной и степной зонам, далее по направлению к аридной зоне Eh постепенно уменьшаются. В анаэробных условиях (болота) Eh может достигать отрицательных значений. Величины Eh как правило снижаются от верхних горизонтов почв к нижним. Так, для подзолистых почв Eh верхних горизонтов составляет 400—750 мВ, глубоких (глеевых) — 72—125 мВ. Оптимальными для развития растений являются Eh, равные 200—750 мВ. Очевидно, в этом интервале находится и наиболее активная способность почв к разложению ЗВ.

Интенсивность переработки в почвах ЗВ зависит также и от ряда других факторов: температурного режима почв, растительности, микро- и макрофауны, развития микробиологических процессов и др.

В настоящее время трудно выработать необходимые и достаточные критерии, влияющие на разложение ЗВ в почвах, т.к. последние представляют собой сложные гетерогенные системы, в которых направленность процессов может сильно изменяться в разных генетических горизонтах почв, а также по горизонтали, вследствие неоднородности почв.

2. Оценка защитного потенциала пород зоны аэрации

Критерии	ЗП, баллы		
	Низкий, 1	Средний, 2	Высокий, 3
Мощность зоны аэрации, м Средняя проницаемость пород зоны аэрации K_f , м/сут Суммарная мощность глинистых прослоев, % к мощности зоны аэрации, преобладающий минеральный состав глин Изменчивость проницаемости пород в плане и разрезе	< 5 > 0,1 < 10, каолинит, галлуазит; < 6, иллит, смектит; < 3, монтмориллонит, аллофаноиды Переслаивание проницаемых, слабопроницаемых, водоупорных пород. Фильтрационные «окна» на площади более 20%.	5—20 0,1—0,005 10—30, каолинит, галлуазит; 6—15, иллит, смектит; 3—10, монтмориллонит, аллофаноиды Переслаивание проницаемых, слабопроницаемых, водоупорных пород. Фильтрационные «окна» на площади от 5 до 20%	> 20 < 0,005 > 30, каолинит, галлуазит; > 15, иллит, смектит; > 10, монтмориллонит, аллофаноиды Преобладают водоупорные и слабопроницаемые породы, фильтрационные «окна», сложенные проницаемыми породами, практически отсутствуют (менее 5% площади)
В криолитозоне: мощность и распространение многолетнемерзлых пород	Мощность многолетнемерзлых пород менее 3 м. Площадь таликов более 20% общей	Мощность многолетнемерзлых пород от 3 до 10 м. Площадь таликов от 5 до 20% общей	Мощность многолетнемерзлых пород более 10 м. Площадь таликов менее 5% общей

Предварительные критерии для определения ЗВ почв представлены в табл. 1.

Суммарный ЗП почв можно вычислить путем определения средних баллов, приведенных в табл. 1. Условно считаем ЗП почв при сумме баллов менее 2 — низким, от 2 до 3,8 — средним, более 3,8 — высоким.

В первую очередь, ЗП пород зоны аэрации зависит от ее мощности, фильтрационных и сорбционных свойств, интенсивности влагопереноса. В большинстве регионов России преобладает нисходящий влагоперенос. В аридных условиях $R/L_z > 2$ возможно поступление ЗП из грунтового водоносного горизонта с восходящим потоком влаги. В зависимости от типов ЗВ ЗП толщи пород зоны аэрации может варьировать.

Подходы к оценке ЗП пород зоны аэрации иллюстрируются табл. 2. В этой таблице не учтена способность зоны аэрации к разложению ЗВ по причине ее недостаточной изученности. В отличие от почв в породах зоны аэрации слабо действует биологический фактор трансформации ЗВ. По этой причине процессы их разложения, по-видимому, не столь интенсивны как в почвах. Мы затрудняемся также оценить влияние на процессы разложения ЗВ окислительно-восстановительных условий в породах зоны аэрации, информация о которых практически отсутствует. Прямые аналогии с почвами здесь недостаточно корректны из-за несопоставимости роли биоты в почвах и породах зоны аэрации. Тем не менее в определенных конкретных ситуациях они, по всей вероятности, допустимы. Также недостаточно ясно взаимодействие пород зоны аэрации с различными видами ЗВ. Средний ЗП пород зоны аэрации определяется так же как и для почв.

Общими показателями, определяющими ЗП первого от поверхности водоносного го-

ризонта*, предлагается использовать структуру водного баланса подземных вод, скорость фильтрации, литологический состав водовмещающих пород, Eh-pH условия (с учетом типа загрязняющих веществ).

По А.А.Родэ и В.Н.Чубарову [12, 14], выделяются три основных типа водного баланса грунтовых вод — инфильтрационный, испарительный, равновесный.

При *инфильтрационном типе*, характерном для областей и участков питания грунтовых вод, отток вод из заданного контура превышает их приток, что способствует более или менее активному выносу ЗВ. В этом случае при прочих равных условиях ЗП грунтовых вод будет наиболее высоким.

При *испарительном типе* приток вод преобладает над их оттоком, что создает условия для аккумуляции ЗВ. Очевидно ЗП грунтовых вод в этих условиях будет низким.

При *равновесном типе* водного баланса отток и приток грунтовых вод по пласту равны, и водообмен водоносного горизонта с атмосферой отсутствует. Латеральный привнос ЗВ компенсируется их выносом — ЗП при прочих равных условиях будет промежуточным между инфильтрационным и испарительным типами.

Скорость фильтрации определяет время пребывания ЗВ в пласте: чем она выше, тем более высок ЗП грунтовых вод.

Процессы самоочищения грунтовых вод от ЗВ в большой степени зависят от состава водовмещающих пород. Наименее благо-

* *Водоносный горизонт* в данном случае использован для удобства. Он может относиться к любому водоносному (слабоводоносному) гидрогеологическому подразделению — комплексу, свите и т.д., выделяемому в соответствии с гидрогеологической стратификацией, разработанной ВСЕГИНГЕО.

3. Геохимические типы загрязненных подземных вод

Тип	ЗП, баллы		
	Низкий, 1	Средний, 2	Высокий, 3
Кислые воды с высокими Eh, мВ	pH 5—6 Eh 600—700	pH 6—7 Eh 400—700	pH > 7 Eh < 400
Щелочные воды с низкими положительными Eh, мВ	pH > 9 Eh 150—250	pH 8—9 Eh 50—150; 250—300	pH > 8 Eh > 300; < 50
Околонейтральные кислородные воды с высокими Eh, мВ	pH 6,5—7,5 Eh 250—450	pH 7,5—8,0; 6,0—6,5 Eh 450—550; 150—200	pH > 8; < 6 Eh > 500; < 150
Околонейтральные бео-кислородные безсульфидные воды	pH 6,5—7,5 Eh 100—200	pH 6,0—6,5; 7,5—8,0 Eh 200—250; 50—100	pH < 6; > 8 Eh > 200; < 50
Околонейтральные и щелочные сульфидные воды с отрицательными Eh, мВ	pH 7—8 Eh 0—(-100)	pH 6,5—7,0; 8,0—9,0 Eh 0—(+50) -(-100—200)	pH < 6,5; > 9 Eh > 50; < -200

приятные условия самоочистки вод существуют в литифицированных некарбонатных трещиноватых породах осадочного, магматогенного и метаморфического генезиса, где геохимические барьеры, способные сорбировать загрязнение, практически отсутствуют.

Более благоприятные условия самоочистки вод в дресве, песках, супесях, легких суглинках, а также карбонатных породах, где существует сорбционный карбонатный геохимический барьер, способствующий осаждению из подземных вод тяжелых металлов.

В случае, когда в разрезе гидрогеологического подразделения преобладают тяжелые суглинки, глины или наблюдается частое переслаивание песчаных и глинистых разностей породы обладают высокой способностью к самоочищению, в результате чего создаются условия глинистого сорбционного гидроксидного барьера, на котором осаждаются элементы-комплексобразователи [11]. Влияние Eh-pH условий на ЗП грунтовых вод должно рассматриваться в совокупности с видами ЗВ. С.Р.Крайнов с соавторами [10, 11] выделил пять геохимических типов загрязненных неорганическими поллютантами подземных вод (табл. 3).

Перечисленные геохимические типы загрязненных подземных вод не исчерпывают

всего их разнообразия. Приведенные в табл. 4 критерии Eh-pH условий как факторов, влияющих на ЗП грунтовых вод, следует рассматривать как ориентировочные. Средние значения ЗП грунтовых вод оцениваются так же, как и для других компонентов ГС.

Защитный потенциал первого от поверхности водоупора (речь идет о глинистом водоупоре), разделяющего грунтовый и субнапорный водоносные горизонты, не играет существенной роли в определении ЗП геологической среды. Тем не менее в водоупоре могут аккумулироваться и трансформироваться ЗВ, поступающие из смежных с водоупором гидрогеологических подразделений. Подобные процессы в основном контролируются мощностью водоупора и его выдержанностью в плане, сорбционными способностями глинистых пород. Мы не вводим в критерии ЗП водоупора его проницаемость, т.к. ее достоверное определение для глинистых пород в большинстве случаев затруднительно, а при практических оценках непременно придется столкнуться с отсутствием нужной информации.

Критерии для оценки ЗП первого от поверхности водоупора даны в табл. 5. Интегральная оценка ЗП водоупора устанавливается изложенным способом.

Защитный потенциал субнапорного водо-

4. Оценка защитного потенциала первого от поверхности водоносного горизонта

Критерии	ЗП, баллы		
	Низкий, 1	Средний, 2	Высокий, 3
Тип водного баланса грунтовых вод	Испарительный	Равновесный	Инфильтрационный
Скорость фильтрации, мм/сут	< 10	10—100	> 100
Литологический состав пород	Литифицированные трещиноватые некарбонатные породы	Пески, супеси, карбонатные породы	Глины, тяжелые суглинки, частое переслаивание глинистых и песчаных разностей

5. Оценка защитного потенциала первого от поверхности водоупора

Критерии	ЗП, баллы		
	Низкий, 1	Средний, 2	Высокий, 3
Мощность, м	> 5	5—20	< 20
Выдержанность водоупора в плане	Фациальные окна на площади > 20%	Фациальные окна на площади 10—5%	Практическое отсутствие фациальных «окон», их площадь < 5%
Преобладающий минеральный состав глин, слагающих водоупор	Каолинит, галлуазит	Иллит, смектит	Монтмориллонит, аллофаноиды

носного горизонта определяется так же, как и для грунтового, однако в первую очередь должно анализироваться взаимодействие с верхним горизонтом. Интегральная оценка ЗП геологической среды производится с учетом ЗП отдельных компонентов системы, показанной на рисунке. Экологическая роль этих компонентов неоднозначна. Наиболее опасны ЗВ, содержащиеся в почвах и подземных водах. Менее существенно экологическое значение ЗВ, содержащиеся в породах зоны аэрации и водоупоре, т.к. они на определенной стадии развития процесса загрязнения могут являться буферными системами, в которых аккумулируются ЗВ, поступающие из почв и подземных вод, что может снизить их воздействие на биоту экосистем и человека. Поэтому при установлении суммарного ЗП геологической среды баллы для почв и подземных вод увеличиваются вдвое, а для породы зоны аэрации и водоупора остаются без изменений. Однако это не значит, что породы зоны аэрации и водоупорные горизонты можно рассматривать как объекты для естественной свалки ЗВ. Накопление в данных средах ЗВ, по-видимому, не столь опасно как в почвах и подземных водах, но рано или поздно также может оказать негативное экологическое воздействие.

С учетом сделанных допущений предлагаем оценивать ЗП геологической среды по среднему баллу, полученному по формуле:

$$ЗП_{ГС} = \frac{2П_1 + П_2 + 2П_3 + П_4 + 2П_5}{5},$$

где $П_1, П_2, П_3, П_4, П_5$ соответственно ЗП почв, пород зоны аэрации первого от поверхности водоносного горизонта, водоупора, водоносного горизонта субнапорных вод.

При $ЗП_{ГС}$ менее 2 он считается низким, от 2 до 3,8 — средним, свыше 3,8 — высоким. Разумеется, эти оценки сугубо ориентировочны.

Статья написана при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код проекта 95-05-14634).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М.И. Климат и жизнь. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971.
2. Глазовская М.А. Принципы классификации почв по устойчивости и химическому загрязнению земельные ресурсы мира, их использование и охрана. — М., 1978. С. 85—99.
3. Глазовская М.А. Теория геохимии ландшафтов в приложении к изучению техногенных потоков рассеяния и анализу способности природных систем к самоочищению / Техногенные потоки вещества в ландшафтах и состояние экосистем. М., 1981. С. 7—41.
4. Гольдберг В.М. Методическое руководство по охране подземных вод от загрязнения. — М.: Изд. СЭВ, 1979.
5. Добровольский Г.В., Никитин Е.Д. Функции почв в биосфере и экосистемах. — М.: Наука, 1990.
6. Изотопы в гидросфере / Тез. докл. 4 междунар. симпозиума в г. Пятигорске. 18—21 мая 1993 г. — М.: ВСЕГИНГЕО, 1993.
7. Ковда В.А. Основы учения о почвах. Том 1. — М.: Наука, 1973.
8. Ковда В.А. Почвенный покров, его улучшение, использование и охрана. — М.: Наука, 1981.
9. Кононова М.М. Органическое вещество почвы. — М.: Изд. АН СССР, 1963.
10. Крайнов С.Р., Швецов В.М. Гидрогеохимия. — М.: Недра, 1992.
11. Методические рекомендации по геохимическому изучению загрязнения подземных вод / Составители С.Р.Крайнов, В.П.Закутин и др. — М.: ВСЕГИНГЕО, 1992.
12. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Т. 1. Водные свойства почв и передвижение почвенной влаги. — Л.: Гидрометеоиздат, 1965.
13. Требования к геолого-экологическим исследованиям и картографированию / Составители М.С.Галицын, В.Н.Островский, Л.А.Островский. — М.: ВСЕГИНГЕО, 1990.
14. Чубаров В.Н. Питание грунтовых вод песчаной пустыни через зону аэрации. — М.: Недра, 1972.

Принята редколлегией 26 декабря 1994 г.

К проблеме целостного, адекватного изучения геологических объектов

И.А.НЕПОМНЯЩИХ (АО «Сейсмалимет»)

Данная статья развивает и углубляет положения статьи [16], в которой была предложена некоторая общая классификация методов изучения глубинных геологических объектов, а также рассмотрены разные типы процедур обработки и интерпретации внутри отдельных геофизических методов. Было отмечено, что для каждого метода наиболее характерен определенный тип процедур. Основной проблемой геологической интерпретации было названо сведение разнородных данных в целостную картину, которую удастся получить, если исследовать функции, цели геологических процессов, а не пытаться воссоздать их реальное течение.

Рассмотрим более обширную и подробную классификацию методов изучения геологического вещества, геологических процессов, состоящую из трех уровней и трех подразделений на каждом из них.

На первом уровне классификации выделим, во-первых, методы непосредственного изучения свойств геологического вещества в точках разреза на основе создания такой системы наблюдений, при которой устраняются влияния остальной геологической среды. Это методы каротажа, изучения керна скважин, образцов и проб, отобранных с поверхности или из различных горных выработок, изучения околоскважинного и межскважинного пространства. В таких методах наиболее последовательно проводятся принципы современной науки, «которая избирает в качестве предмета не свободную природу, а особые, изолированные с помощью приборов и, в известной мере, искусственно изготовленные явления» [5].

Далее на этом уровне будем различать две группы геофизических методов изучения аномалий, создаваемых геологическими объектами в искусственных и естественных полях.

Фундаментальное различие между тремя данными группами методов, охватывающих, по существу, весь спектр методов изучения Земли, лучше всего демонстрируется с помощью принципа дополнительности точности и информативности их [16]. «Требование строгого определения экспериментальных условий, точности измерений, чистоты, однозначности языка, и математического представления идеализированных феноменов формирует лицо нашей науки и дает ей имя: точное естествознание. Это название нередко воспринимается в похвальном, нередко и в уничижительном смысле. В похвальном — когда подчеркивают надежность, строгость, неоспоримость научных высказываний; в уничижительном — когда дают понять, что наука бессильна

охватить бесконечную пестроту качественного разнообразия в природе, что она чересчур узка» [6].

Методы первой группы являются наиболее надежными и точными, но не позволяют составить целостное представление об объекте.

Точность выявления деталей строения объекта в силу принципа дополнительности неминуемо сопровождается недостаточной характеристикой объекта как целого, т.е. как геологического объекта. Методы третьей группы, наоборот, характеризуют геологический объект только как целое, поскольку естественный датчик реагирует на всю индивидуальность геологического объекта. Зато точность определения физических параметров здесь минимальна [16].

Вторая группа методов является промежуточной по целостности и точности изучения геологических объектов и отличается, вместе с тем, наибольшей активностью эксперимента, а именно, направленным воздействием на изучаемый объект, в котором могут возникать новые явления, с одной стороны, искажающие изучаемое явление, а с другой, — подчеркивающие некоторые его особенности.

В альтернативу методам второй группы, методы первой и третьей групп имеют своей целью изучение геологических объектов в естественной для них ситуации, причем в первой группе изучаются физические свойства объектов, а в третьей — как уже говорилось, характеристики объекта как целого.

Принципиальное различие между тремя группами методов в их различной точности, т.е. устойчивости, обусловленности возникающих задач, что проявляется, в частности, в различных возможностях формулирования последних как математических.

Так, в методах первой группы ввиду достаточной полноты данных некорректные задачи при обработке и интерпретации даже не возникают, в то время, как в методах второй и третьей групп такие задачи — наиболее характерная проблема. Например, в таких методах первой группы, наиболее приближающихся к методам второй, как скважинное и межскважинное просвечивание, обратная задача имеет слабую неустойчивость, и ее решение численными методами практически не имеет какой-либо специфики, обязанной геофизической природе задач [9].

Во второй группе методов ближайшим аналогом этого является задача отражательной сейсмической томографии, имеющая сильную неустойчивость и даже неоднозначность решения, если не используется

достаточно подробная априорная информация. Так, одновременное определение скоростной функции в покрывающей толще и месторождение криволинейной границы или одновременное определение латеральных и вертикальных изменений скорости представляют собой весьма неустойчивые задачи. Один из факторов здесь должен быть известен. В работе [24] задача отражательной сейсмической томографии решалась на основе использования априорной информации об изменениях скорости по вертикали и выбора из априории допустимых вариантов того положения отражающей границы, при котором решение линейной томографической задачи обладает наилучшей характеристикой (минимальной невязкой, минимальным отклонением от априорного решения). Априорная информация в данном случае формируется по результатам предыдущей обработки сейсмических данных (скоростного анализа и построения временного разреза), а также данных методов из первой группы, если они имеются. Информация об изменении скорости по вертикали задавалась путем ввода горизонтальных лучей, рассчитанных по априорной модели, а варианты положения границы — по априорной информации также о вертикальном изменении скорости и по конфигурации осей синфазности на временном разрезе.

Наконец, в методах третьей группы построение модели среды по наблюдаемому полю на основе какого-либо направленного вычислительного процесса удается практически очень редко. Обычно задача решается путем выбора из вариантов геологических разрезов, составленных по всей сумме данных других методов из различных групп, того варианта, который даст наилучшее совпадение с наблюдаемым полем.

В итоге, если сравнивать методы решения обратной задачи в каждой из трех групп, то только в первой из них задача решается как чисто математическая. В третьей группе задача формируется фактически не как обратная, а как серия прямых задач при решающей роли сторонних данных. Во второй группе ситуация носит промежуточный характер.

Резюмируя характеристики выделенных групп методов, можно назвать методы первой группы методами научно-рационального, формально-логического изучения, непосредственного использования методов фундаментальных наук (физики, химии, механики); второй — методами эмпирического изучения, испытания изучаемых объектов различным набором внешних воздействий; третий — методами «видения» геологических объектов в естественных полях Земли, земного излучения, т.е. основанными на восприятии внутренней структуры объектов посредством тех или иных их излучений.

Применим теперь общий принцип данной

классификации к каждой из выделенных групп.

В первой группе непосредственного изучения выделим следующие подгруппы методов:

1) количественного изучения свойств образцов геологических объектов на основе использования фундаментальных количественных законов (физических законов), т.е. подгруппу изучения физических свойств;

2) изучения свойств образцов геологических объектов, определяемых путем проведения некоторых их испытаний на основе использования эмпирических шкал [17], т.е. свойств, измеряемых менее точно, но имеющих повышенную по сравнению с физическими свойствами информативность при изучении геологических процессов, в частности, формирования месторождений;

3) изучения внутренней структуры и внешнего восприятия образцов геологических объектов, т.е. методы минералогии, кристаллографии.

Во второй группе (методы использования искусственных полей) выделим подгруппы методов:

1) геофизических для измерения с помощью искусственных датчиков аномалий, создаваемых геологическими объектами в искусственных полях (сейсмических, электромагнитных и т.д.);

2) режимных наблюдений с помощью искусственных датчиков аномалий, создаваемых геологическими объектами под воздействием искусственных полей (например, изучение сейсмических, сейсмоэлектромагнитных и электроэлектромагнитных эффектов [15], а также известный метод вызванной поляризации);

3) изучения с помощью естественных датчиков аномалий, создаваемых геологическими объектами в искусственных полях [13].

Наконец, в третьей группе изучения естественных полей в соответствии с общим принципом классификации выделим подгруппы методов:

1) измерений с помощью искусственных датчиков аномалий, создаваемых геологическими объектами в естественных полях (например, гравиразведка, магниторазведка);

2) режимных наблюдений с помощью искусственных датчиков аномалий, создаваемых геологическими объектами в естественных полях (например, аномальной суточной динамики локальных геоэлектрических и геомагнитных полей [2]);

3) изучения с помощью естественных датчиков аномалий, создаваемых геологическими объектами в естественных полях [13].

Некоторые подгруппы в данной классификации введены ради ее полноты. Это, в частности, касается методов использования при регистрации естественных датчиков, которые до сих пор не нашли должного

применения на практике, однако в этом направлении ведутся исследования [8, 10, 12, 14].

В целом можно отметить, что данная классификация охватывает все возможные дополняющие друг друга группы и их подгруппы методов изучения геологических объектов. Кроме того, использованный принцип классификации позволяет продолжить ее в глубину, а именно, для классификации методов обработки и интерпретации каждого метода из выделенных подгрупп.

Возможности такой более подробной классификации рассмотрим на примере сейсмического метода.

Весь граф обработки материалов метода отраженных волн можно представить в виде двух этапов: 1) обработки на основе суммирования по общей средней точке с целью построения временного разреза; 2) обработки до суммирования с целью построения более детальной скоростной модели и глубинного разреза с накоплением (суммированием) данных как заключительной частью этапа. На каждом этапе в соответствии с общей идеей классификации, проводимой в данной статье, можно различать три типа процедур: 1) формально-логические; 2) эмпирические; 3) видения, изображения, образного восприятия.

На этапе построения глубинного разреза к формально-логическим процедурам относятся процедуры формирования скоростной модели среды — решения обратной кинематической задачи, например, на основе отражательной томографии. К процедурам изображениям здесь относится глубинная миграция — построение глубинного изображения среды в сейсмическом поле, а к эмпирическим процедурам — например, решение одномерной обратной динамической задачи, основанное на оптимизации по сейсмическому полю модели, составленной по данным акустического каротажа [11].

Формально-логический характер решения задачи отражательной томографии, как он описывался выше, проявляется, естественно, относительно, а именно, по отношению к другим типам процедур данного метода изучения геологической среды. Решающая роль использования априорной информации при решении обратной задачи, т.е. присутствие явных эмпирических приемов решения задачи отражательной томографии обусловлено тем, что сам сейсмический метод входит в группу эмпирических.

При построении изображения среды в сейсмическом поле в отличие от методов первой подгруппы третьей группы, в которых в данном случае применяются чистые трансформации поля — поле, здесь используются и модельные построения с помощью формально-логических процедур построения скоростной модели и результаты эмпирических процедур (этапа построения временного разреза). Все это естественно в связи с

положением данной процедуры в общей описанной выше классификационной схеме.

Эмпирический характер процедуры решения обратной динамической задачи обусловлен, в частности, тем, что лучшее решение достигается при минимизации отклонения решения от акустической модели, а не при минимизации невязки между наблюдаемым и рассчитанным сейсмическим полем.

Прототипы приведенной классификации процедур обработки и интерпретации сейсмических данных можно обнаружить в литературе. Так, в работе [7] отмечается, что «яркая черта современного этапа сейсморазведки — формирование двух весьма различных и дополняющих друг друга направлений, которые можно охарактеризовать терминами «сейсмоизмерение» (т.е. определение параметров среды) и «сейсмовидение» (т.е. изображение среды)». Методы сейсмоизмерения этот автор делит на оптимизационные, основанные на оптимизации по наблюдаемому полю модели среды, заданной по априорным (сторонним) данным, и инверсные методы. Характерными чертами оптимизационных методов автор такой классификации считает «отсутствие полного анализа соответствующей обратной задачи» и наибольший универсализм в учете априорной информации о среде. Инверсные же методы отличает стройность теории решения обратной задачи и обусловленные этим сильные ограничения на модель среды. В данном случае четко просматривается соответствие между оптимизационными и эмпирическими методами (процедурами), инверсными и формально-логическими методами (процедурами), а также методами (процедурами) сейсмовидения и изображения.

Другой весьма близкий аналог рассмотренной — классификация методов решения обратной задачи сейсморазведки, приведенная в работе [4], где выделяются методы подбора, или эмпирические процедуры, методы волновой инверсии, или формально-логические процедуры, и методы волновой миграции, или процедуры изображения. В данном случае автор классификации также подчеркивает принципиальные различия между каждым из трех типов процедур.

В работах [1, 20] используется несколько иная, но тоже троичная классификация процедур интерпретации сейсмических данных: инверсия (решение обратной задачи), миграция, визуализация, — но основной акцент делается на связи этих процедур с точки зрения техники вычисления, с преследованием цели формализации методов решения обратной задачи. Аналогичный подход развивался и в статье [23]. А в самом же начале статьи [22] отмечается, что «проблемы построения сейсмического изображения и решения сейсмической обратной задачи ... связанные между собой, но не идентичные проблемы».

Примером разделения процесса обработ-

ки сейсмических данных на принципиально различные, несводимые друг к другу процедуры является приведенная в работе [18] классификация процедур традиционной обработки на деконволюцию, в результате которой энергия сейсмической записи перемещается по оси времени; суммирование ОСТ, в ходе которого энергия перемещается по оси ординат; миграцию, перемещающую энергию записи по оси абсцисс. Автор классификации отмечает, что, хотя теоретически эти процедуры можно выполнять одновременно в виде единой вычислительной схемы, на практике каждая из процедур «выполняется как отдельная, не связанная с другими, операция» [18], поскольку, как подчеркивает другой соавтор данной классификации, «эти процедуры основаны на разных физических и математических предположениях» [19]. Первая из процедур — деконволюция — связана с формальной теорией обратных задач [19] и поэтому является формально-логической по определению. Суммирование ОСТ основано на эмпирическом скоростном анализе и эмпирических свойствах годографа ОСТ, т.е. суть эмпирическая процедура. Миграция — процедура изображения.

В статье [21] вводится аналогичная рассмотренной выше классификация методов решения задач построения глубинного сейсмогеологического разреза: методы определения макромоделей среды, сейсмическая миграция и решение обратной динамической задачи. Различия между методами проявляются по характеру результирующей информации (структурная, литологическая), и, что особенно важно, по характеру используемой информации.

При определении макромоделей среды используется информация об амплитудах и временах прихода волн, выделенных на этапе предварительной обработки, и решается обратная кинематическая задача, например, с помощью сейсмической топографии. Это формально-логическая процедура. Процедурой миграции строится изображение среды по сейсмическому полю на основе уже полученной макромоделей среды. Решение обратной динамической задачи использует, кроме сейсмического поля и макромоделей среды, каротажные данные для оптимизации априорной сейсмогеологической модели, исходя из критерия минимума отклонения ее от данных каротажа. Решающая роль использования здесь другого, более точного метода, уже отмечалась выше.

В данном случае разные процедуры выстроены в последовательность, определяемую характером используемой информации, а весь неформализуемый в силу принципа дополнительности процесс обработки направлен на согласование разнородной информации методов разных групп с целью создания наиболее полного представления о геологическом разрезе. Работа каждой кон-

кретной процедуры оценивается с точки зрения всего интерпретационного процесса. Часть определяется целым. Здесь мы имеем дело с неформальным синтезом знания по результатам дополняющих друг друга методов наблюдений и процедур их обработки. Логическим продолжением этого синтеза должен быть синтез данных методов разных групп, описанных в начале статьи, и, более того, методов, изучающих связанные с геологической средой объекты, но не являющиеся ее частью. Здесь важно подчеркнуть, что основой практического проведения интерпретации геофизических наблюдений является синтез данных, в то время как в настоящее время при разработке теории геофизических методов преобладает анализ — редукционизм, заимствованный из физической науки. Под разработкой теории понимается поиск самостоятельных первоэлементов как в изучаемых объектах, так и в самих методах их изучения, но не целостного понимания объектов и взаимоотношений разных методов изучения.

Чтобы резче подчеркнуть отличие развиваемого подхода от физикализма, рассмотрим общий принцип приведенной в данной статье классификации методов изучения геологических объектов, который состоит в общеизвестном разделении источников знания на эмпирическую деятельность, образное восприятие и теоретический анализ. Современная наука почти полностью относит только к третьему источнику.

Геологоразведочная практика подавляющим образом относится к эмпирическому знанию, хотя в значительной степени геологическая наука, начиная с Гете [5], связана и с образным восприятием. Это касается не только традиционных методов, но и самых современных. «Важно развить в себе образный взгляд на процесс миграции и чувство естественности геометрических методов» [18]. Этот подход к решению геофизических задач автор приведенной цитаты противопоставляет современному аналитическому подходу, довлеющему в теории обработки и интерпретации геофизических данных.

Современная «технизация» науки основана на том, что «к вещи можно обращаться, не понимая саму вещь и не выводя необходимость исполнения действия из сути самой вещи, это и отличает техническое самосознание от научно-теоретического отношения к предмету» [3]. В данном случае под научно-теоретическим отношением надо понимать истинное научно-техническое отношение, а не то, которое обусловлено желанием «обеспечить достижение желаемых целей, абстрагируясь от какого-либо постижения правомочности, основания и реальной необходимости...» [3].

Истинно научно-теоретическое отношение к объекту не может основываться на каком-либо одном подходе к знанию: теоре-

тическом, эмпирическом или образном, — как и конкретный геологический результат не может быть получен каким-то одним из геофизических методов и, тем более, какой-либо одной процедурой обработки данных одного метода. Редукционизм современной науки, умозрительный отказ синергетики (неомеханицизма) от принципиальной несводимости сложного к простому должен быть заменен изучением конкретных объектов с точки зрения целого.

По отношению к геологической науке, к изучению конкретных геологических объектов, эта замена должна основываться на общеизвестном тезисе о том, что история возникновения и развития народов связана со строением континентов и конкретных регионов их обитания, а также со связанными с ними процессами в гидро- и атмосфере. Эта история и является для нас главной реальностью.

Однако к решению своей главной задачи изучения связей геологическая наука еще практически не приступала, не проводились даже целенаправленные региональные полевые работы. Последнее объясняется тем, что при геологических исследованиях используются практически только методы первой и второй групп, а также первой подгруппы третьей группы. Это позволяет лишь проводить объемное картирование геологических объектов, но дает мало информации об их взаимодействии между собой и их функциях в биосфере и социальных процессах.

Только использование естественных датчиков позволяет напрямую изучать функции геологических объектов в процессах жизнедеятельности на основе изучения реакции этих датчиков, например, на скопление законсервированной энергии, на процессы ее распределения и расходования. Поэтому необходима организация глобальных, региональных и детальных полевых и режимных наблюдений с помощью методов второй и третьей подгрупп третьей группы приведенной в статье классификации и интерпретация полученных материалов на основе их синтеза с данными методов остальных групп и подгрупп методов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.С., Кремлев А.Н., Жерняк Г.Р. Об обратной задаче дифракции акустических волн и методах визуализации и волновой миграции // Геология и геофизика. 1981. № 1. С. 111—118.
2. Баласанян С.Ю. Динамическая геоэлектрика. — Новосибирск: Наука, 1990.
3. Блюменберг Х. Жизненный мир и технизация с точки зрения феноменологии // Вопросы философии. 1993. № 10. С. 69—92.
4. Веглейн А.Б. Многомерный сейсмический анализ: миграция и обратная задача // Анализ и выделение сейсмических сигналов. — М., 1986. С. 62—77.
5. Гейзенберг В. Картина природы у Гете и научно-технический мир // Шаги за горизонт. М., 1987. С. 306—323.
6. Гейзенберг В. Естественнаучная и религиозная истина // Там же. С. 328—342.
7. Гольдин С.В. Интерпретация данных сейсмического метода отраженных волн. — М.: Недра, 1979.
8. Еганова И.А. Аналитический обзор идеи и экспериментов современной хронометрии. — Новосибирск: ВИНТИ, 1984. № 6423 — 84.
9. Иванссон С. Межскважинная томография на проходящих волнах // Сейсмическая томография. С приложениями в глобальной сейсмологии и разведочной геофизике. М., 1990. С. 416.
10. Каневский В.А., Сытник К.М., Шеляг-Сосонко Ю.Р. и др. Применение биотелеметрии в дистанционных геофизических исследованиях // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282. № 2. С. 291—294.
11. Кондратьев И.К., Киселев Ю.А., Ковригина Е.И. Оценка точности и разрешающей способности используемых на практике способов решения обратной динамической задачи сейсморазведки: Обзор ВИЭМС. Сер. Региональная и морская геофизика. — М.: ВИЭМС, 1990.
12. Лаврентьев М.М., Еганова И.А., Луцет М.К., Фоминых С.Ф. О регистрации реакции вещества на внешний необратимый процесс // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 3. С. 635—639.
13. Непомнящих И.А., Сочеванов Н.Н., Исаева О.А. Возможности биолокации при поисках месторождений: Обзор ВИЭМС. Сер. Разведочная геофизика. — М.: ВИЭМС, 1989.
14. Непомнящих И.А. От геофизики (геологической физики — физики Земли) — к физической геологии // Отечественная геология. 1992. №10. С. 91—93.
15. Николаев А.В. Развитие нетрадиционных методов в геофизике // Физические основы сейсмического метода. Нетрадиционная геофизика. М., 1991. С. 5—17.
16. Непомнящих И.А. Геологическая интерпретация геофизических данных и принцип дополнительности // Отечественная геология. 1994. № 4. С. 70—76.
17. Пиотровский Я. Теория измерений для инженеров. — М.: Мир, 1989.
18. Робинсон Э.А. Метод миграции в сейсморазведке. — М.: Недра, 1988.
19. Сильвия М.Т. Деконволюция и теория обратных задач рассеяния сейсмических волн // Анализ и выделение сейсмических сигналов. М., 1986. С. 44—61.
20. Стюас А.М. Борновское приближение в задачах миграции и инверсии для акустического уравнения // Физика Земли. 1992. № 3. С. 29—38.
21. Berkhout A.I. Seismic inversion in terms of pre-stack migration and multiple elimination // Proceeding IEEE. 1986. Vol. 74. N 3. P. 415—427.
22. Gray S.H., Bleistein N. Imaging and Inversion of zero-offset data // Proceeding IEEE. 1986. Vol. 74. N 3. P. 440—456.
23. Keys R.G. An application of Marguardt's procedure to the seismic inverse problem // Proceeding IEEE. 1986. Vol. 74. P. 476—486.
24. Sydykov K., Nepomnyaschikh I., Matveyev V. Reflection tomography — velocity model reconstruction // Proceeding of 56-th meeting and technical Enibition — Vienna. Austria. 6—10 June, 1994.

Принята редколлегией 26 декабря 1994 г.

Таксономия кварценосных объектов

А.Я.ЗЮЗИН (ВНИИСИМС), Е.П.МЕЛЬНИКОВ (МГГА)

Становление основных таксономических понятий в металлогении связано с именем Е.Т.Шаталова [13, 14]. Суть их отражена в табл. 1. Все последующие таксономические разработки базировались на классификации Е.Т.Шаталова. Наиболее существенный вклад внесли В.И.Смирнов [12], Д.В.Рундквист [10], М.М.Константинов [8], А.И.Кривцов [5, 11] и А.Д.Щеглов [15].

Таксономическая эволюция происходила в следующих направлениях.

В.И.Смирнов [12] уточнил понятие *металлогеническая область* как часть провинции, контролируемая одной структурой или группой тектонических элементов I порядка.

Е.Т.Шаталовым [1] приведено (без внесения корректив) содержание третьей и четвертой граф табл. 1.

Впервые в работе [10] показано соотношение между металлогеническими объектами, видом и масштабом прогнозирования, а также категориями *прогнозных запасов*. Подобные соотношения (без устаревших прогнозных запасов) приведены ниже.

Виды и масштаб прогнозирования	Прогнозируемые объекты
Обзорное (региональное), 1:10 000 000 — 1:2 500 000	Провинция
Мелкомасштабное, 1:1 000 000 — 1:500 000	Область
Среднемасштабное, 1:200 000 — 1:100 000	Район (зона)
Крупномасштабное, 1:50 000 — 1:25 000	Поле
Детальное, 1:10 000 — 1:5000	Месторождение, тело

По сравнению с классификацией Е.Т.Шаталова здесь исключен рудный узел. В дальнейшем некоторые специалисты (А.И.Кривцов, А.Г.Харченков, В.М.Волков и др.) придерживались таксономического подразделения Д.В.Рундквиста, опуская еще один металлогенический объект — область [5, 11]. Однако ряд исследователей (М.М.Константинов, А.Д.Щеглов и др.) высказываются за сохранение понятия *рудный узел* как таксономической единицы [8, 15]. Более того, на основе анализа 15 золото-серебряных узлов группой металлогенистов ЦНИГРИ [8] определена средняя площадь рудного узла в 260 км² при изменении размеров рудных

узлов от 150 до 500 км². Другими сотрудниками ЦНИГРИ [11] между полем и месторождением введен новый металлогенический объект — *участок*. Данным коллективом площади развития рудной минерализации разделены на 4 группы: металлогенические зоны, рудные районы, рудные поля и перспективные участки. При этом в районах подсчитываются прогнозные ресурсы категории P_3 , полях — P_2 , участках — $P_2 + P_1$ [5].

В методическом руководстве по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (под редакцией В.М.Волкова, 1986) сохранены виды прогнозирования Д.В.Рундквиста (детальное прогнозирование заменено на локальное). При региональном — среднемасштабном видах прогнозирования рекомендуется определять прогнозные ресурсы категории P_3 , крупномасштабном прогнозировании — P_2 , локальном — P_1 и P_2 , т.е. это руководство базируется на разработках Д.В.Рундквиста и А.И.Кривцова.

В табл. 2 отражена суть наиболее обстоятельной таксономии кварценосных объектов применительно к горному хрусталу [2, 3].

По сравнению с данными Д.В.Рундквиста здесь объединены в один вид мелко- и среднемасштабное прогнозирование, а также изменены интервалы масштабов регионально-го и мелкомасштабного видов прогнозирования.

В графе 2 (см. табл. 2) нет таксонов, контролируемых линейными тектоническими структурами (за исключением зон), что обедняет структурно-тектоническую характеристику кварц-хрусталеносных объектов.

Термин *субпровинция* отсутствует у В.П.Дроздова и Ю.Н.Ануфриева [2]. Впервые он появился в научно-исследовательских отчетах Ю.Н.Ануфриева и других в конце 70-х годов, В.В.Буканова и других в 1982 г. и фигурирует у В.П.Дроздова [3]. В то же время такой термин отсутствует у В.В.Менчинского и др. (1980), а также у Ю.А.Шатнова и др. (1985). Следует отметить, что термин *субпровинция* вносит лишь ненужную путаницу в таксономию, являясь прерогативой территории Урала и синонимом термина *район*, поэтому от него следует отказаться.

Порядок вмещающих тектонических структур, вероятно, заимствован у А.В.Осинского и Я.Н.Соколова [6], которые

1. Таксономическая классификация рудоносных объектов

Размер	Форма		Площадь, км ²
	Линейно вытянутые	Без отчетливой линейности	
1	2	3	4
Планетарные	Планетарный металлогенический пояс	—	10—15 млн
Весьма крупные	Металлогенический пояс	Металлогеническая провинция	Сотни тысяч — первые млн
Крупные	Металлогеническая зона (рудный пояс)	Металлогеническая область	Десятки тысяч — первые сотни тысяч
Средние	Рудная зона	Рудный район, рудный узел	Первые тысячи — десятки тысяч (район); первые сотни — 1500 (узел)
Небольшие	Рудное поле		10—20 — десятки

определили его для хрусталеносных провинций и районов соответственно I и II.

Общепринятой классификации тектонических структур не существует. Многие геологические организации страны опираются на материалы 1963 г. [9]. В них принят следующий принцип деления изометричных тектонических структур на различные порядки в зависимости от размеров их поперечника: более 200 км — надпорядковые структуры, 90—200 км — I, 20—90 км — II, 3—20 км — III, менее 3 км — IV порядков [4]. Следовательно, ранжирование вмещающих структур завышено (табл. 3) по сравнению с функционирующим в металлогении на один порядок. В то же время площади хрусталеносных узлов коррелируются с данными специалистов ЦНИГРИ [8].

Наиболее общая особенность сложнопостроенных объектов кварцевого сырья (молочно-белого, гранулированного, стекловидно-

го и хрустального кварца) заключается в их иерархическом строении, представленном дискретными минерализованными участками различных размеров и форм.

На территории СНГ на основе разделения кварценозных площадей по линейной и грубоизометричной формам следует выделить Украинский, Кавказский, Уральский, Зайсанский, Верхоянский и Охотско-Колымский поясы, а также Карело-Кольскую, Казахстанскую, Тянь-Шаньскую, Памирскую, Алтае-Саянскую, Енисейскую, Байкальскую и Якутскую провинции. Карело-Кольская и Якутская провинции, а также Украинский пояс располагаются в пределах древних кристаллических щитов — Байкальский, Алданский и Украинский. Остальные кварценозные регионы находятся в разновозрастных складчатых сооружениях.

В пределах кристаллических щитов и фундамента древних платформ кварценозные провинции и пояса тяготеют к зонам

2. Таксономическая классификация кварц-хрусталеносных объектов

Виды прогнозирования и масштаб	Прогнозируемые объекты	Порядок вмещающих структур	Площадь прогнозируемых объектов, км ²	Характер оценки
1	2	3	4	5
Обзорное или региональное, 1:7 500 000 — 1:1 000 000	Провинция, субпровинция и самостоятельные районы	I II	Около 50 тыс. До первых десятков тысяч	Общая оценка перспектив
Мелко- и среднемасштабное, 1:500 000 — 1:100 000	Районы и узлы	II III	До первых десятков тысяч 150—400	Установление перспектив районов и узлов с определением прогнозных ресурсов категории P ₃
Крупномасштабное, 1:50 000 — 1:25 000	Поля, иногда зоны	IV—V	20—60	Оценка полей с определением прогнозных ресурсов категории P ₂
Детальное, 1:5000 — 1:2000 и крупнее	Зоны, тела	V—IV	До 5—10	Определение прогнозных ресурсов категории P ₁

3. Таксономия кварценосных объектов

Вид прогнозирования, масштаб	Объекты прогнозирования		Порядок тектонических структур	Площадь объектов прогнозирования, км ²	Категория прогнозных ресурсов
	Линейновытянутые	Без отчетливой линейности (изометричные)			
Региональное, 1:7 500 000 — 1:2 500 000	Пояс	Провинция	Надпорядковые	50—250 тыс.	—
Мелкомасштабное, 1:1 000 000 — 1:500 000	Мегазона	Район	I	2—30 тыс.	P ₃
Среднемасштабное, 1:200 000 — 1:100 000	Зона	Узел	II	150—500	P ₃
Крупномасштабное, 1:50 000 — 1:25 000	Полоса	Поле	III	2—30	P ₂
Детальное, 1:10 000 — 1:5000	Месторождение Минерализованная зона	Месторождение Участок	IV	0,25—2	P ₁ (P ₂)
Локальное, 1:2000 — 1:200	Жила	Тело	V	0,1—0,25	P ₁

тектонно-метаморфической активизации и диафтореза (блоковый кварц пегматитов слюдоносной формации и жильный кварц метасилекситовой формации в мигматит-гранит-гнейсовых комплексах, кварц-эпидот-амфиболитовой кварцевожильной формации в гнейсо-сланцевых толщах и хрусталеносные жилы диафторез-зеленосланцевой формации среди кварц-кинцититовых образований), в древних зеленокаменных поясах и рифтовых системах зон протоактивизации (блоково-пегматитовый кварц редкометалльной формации вулканоплутонических образований, крупные кварцевые жилы и гигантские кварцевые дайки золото-сульфидно-кварцевой формации гранитоидных и вулканогенных комплексов архейских зеленокаменных поясов), эндо- и экзоконтактах гранитных и сложных магматических плутонов (кварцевые ядра пегматитов хрусталеносной формации в гранитоидах габбро-анортозит-гранитных плутонов, силекситы малоглубинных гранитов, сложные тела кварц-апоскарнового и кварц-апогрейзового формационных рядов среди гранодиоритов и аляскитовых гранитов).

Для орогенов фемическо-салического профиля складчатых областей континентов характерны хрустале-кварценосные пояса, связанные с гнейсо-мигматитовыми куполами (кварц метасилекситовой и слюдоноснопегматитовой формаций больших глубин), геосинклинальными трогами (блоковый кварц редкометалльно-пегматитовой формации в породах различной формационной принадлежности, метаморфизованных в условиях андалузит-силлиманитовой серии), первичными эвгеосинклиналями (кварц жил золото-полисульфидно-кварцевой формации в габбро-диорит-гранодиоритах орогенной стадии и вмещающих их породах), зонами тектонно-магматической активизации

(кварц силекситов и ядер хрусталеносных пегматитов в эндоконтактах постскладчатых малоглубинных гранитов и их экзоконтактовых частях среди пород различной формационной принадлежности) и зонами смятия тектонно-метаморфической активизации (гранулированный, прозрачный кристаллический и непрозрачный кристаллический кварц соответственно амфиболит (эклогит)-дистенсланцевой, глаукофан (эклогит)-сланцевой и зеленосланцевой кварцевожильных формаций, а также хрусталеносные кварцевые жилы диафторез-зеленосланцевой формации).

Кварценосные провинции (пояса) содержат различное число кварценосных районов (изометричных минерагенических объектов) или их линейных таксономических аналогов — кварценосных мегазон. Некоторые провинции (пояса) состоят из ограниченного числа (1—3) кварценосных районов (мегазон) — Алтае-Саянская провинция, Зайсанский, Тянь-Шаньский пояса, другие — из 4—6 кварценосных районов (мегазон) — Карело-Кольская, Казахстанская, Байкальская кварценосные провинции, а Охотско-Колымский и Уральский кварценосные пояса содержат максимальное число 7—17 кварценосных районов (мегазон). Геологоструктурная позиция хрустале-кварценосных районов (мегазон) в пределах кварценосных провинций (поясов) определяется положением гнейсо-мигматитовых, амфиболит-гнейсовых, эклогит-глаукофансланцевых комплексов (Макбальский, Срединно-Камчатский, Харбейский, Мугуджарский районы, Сакмарская, Даванская, Уфалейско-Кыштымская мегазоны), срединных массивов (Канский, Чогарский, Тувинский районы), глубинных разломов (Улытауская, Прииртышская мегазоны), магматических плутонов (Верхне-Исетский, Корсунь-Шев-

ченковский районы) и метаморфических и кристаллических сланцев в зонах смятия (Олекмо-Становая, Беломорская, Мамско-Чуйская, Вишерская и другие мегазоны).

Хрустале-кварценозные районы (мегазоны) состоят из изометричных или сложной формы узлов (Аллакуртинский, Восточно-Кольский Карело-Кольский провинции, Светлинский и Астафьевский Уральского пояса) или линейно-вытянутых зон (Мурманская Кольского района, Приосевого структурного шва Ляпинского района Приполярного Урала и т.п.). Положение кварценозных узлов и зон фиксируется наличием тектонических структур II порядка — седловидных синклинальных (Куликовская, Светлинская на Южном Урале), брахиформных (Маньхамбинская, Салдинская на Северном и Среднем Урале) структур и глубинных разломов (Мурманская зона Кольского полуострова).

Внутри кварценозных узлов и зон обособляются поля и полосы, контролируемые положением пликтивных и дизъюнктивных структур III порядка (Енское поле Аллакуртинского узла Северной Карелии, Неройская полоса Центральной зоны тектоно-метаморфической активизации Приполярного Урала).

Локальные скопления крупных по размерам или высококачественных кварцевых жил образуют промышленные месторождения (участки, минерализованные зоны), приуроченные к тектоническим структурам IV порядка, которыми обычно являются пликтивные формы, осложняющие более крупные структуры, и участки пересечения разломов различных направлений. Площади месторождений кварцевого сырья, как правило, не превышают первых квадратных километров. Морфология и размеры отдельных кварцевых жил и тел сложной формы изменяются в значительных пределах — от минерализованных полостей объемом несколько кубических дециметров, характерных для хрусталенозных объектов, до гигантских кварцевых даек (жила Гигант на Алтае, Материнская жила в Калифорнии), объем кварца которых исчисляется миллионами и миллиардами тонн.

Опыт по изучению кварценозных объектов [7], накопленный к настоящему времени, позволяет с учетом металлогенических разработок [8, 11—15] предложить таксономию, устраняющую терминологическую путаницу. В нее по сравнению с классической [10] добавлено локальное прогнозирование, отражающее специфику кварцевого сырья, заключающуюся в наличии кварценозных объектов незначительных размеров. Вся оставшаяся содержательная нагрузка приведена в строгом соответствии с металлогенией и фактическими материалами по геологии и геофизике кварцевого сырья.

Специализацию перечисленных в табл. 3

объектов целесообразно обозначить в зависимости от видов кварцевого сырья или их комбинации: кварценозные (молочно-белого, гранулированного и стекловидного кварца), хрусталенозные (пьезооптического кварца и горного хрусталя) и кварц-хрусталенозные.

Авторский подход может быть использован при таксономии других полезных ископаемых, пространственное положение которых определяется сочетанием линейных и изометричных (в т.ч. кольцевых) тектонических структур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологический словарь*. — М.: Недра, 1973.
2. Дроздов В.П., Ануфриев Ю.Н. К вопросу о минералогическом районировании хрусталенозных площадей // Прогнозирование, поиски и оценка месторождений пьезооптического минерального сырья. (Методические рекомендации). М., 1975. С. 21—26.
3. Дроздов В.П., Евстропов А.А., Шатнов Ю.А. Прогноз, поиски и разведка месторождений кварцевого сырья. — М.: Недра, 1985.
4. Зюзин А.Я., Коробейникова С.П. Типы кольцевых геофизических аномалий в связи с прогнозированием полезных ископаемых // Сов. геология. 1988. № 5. С. 49—57.
5. Кривцов А.И., Нарсеев В.А. Геологоразведочный процесс и прогнозно-поисковые комплексы // Сов. геология. 1983. № 1. С. 17—27.
6. *Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые* / Под ред. Д.В. Рундквиста. — Л.: Недра, 1978.
7. Мельников Е.П. Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца. — М.: Недра, 1988.
8. *Прогнозно-поисковые комплексы*. Вып. III // Комплексование работ по прогнозу и поискам золото-серебряных месторождений в вулканогенных поясах. Методические рекомендации / Отв. редактор М.М. Константинов. — М.: ЦНИГРИ, 1983.
9. *Решение совещания по классификации платформенных структур* // Сов. геология. 1963. № 11. С. 146—153.
10. Рундквист Д.В., Ильин К.Б., Марков К.А. О категориях прогнозных запасов твердых полезных ископаемых // Разведка и охрана недр. 1976. № 1. С. 14—19.
11. *Система прогноз-поиски-оценка для месторождений цветных металлов* / А.И. Кривцов, А.Г. Волчков, И.Ф. Мигачев и др. // Сов. геология. 1985. № 11. С. 14—19.
12. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. — М.: Недра, 1969.
13. Шаталов Е.Т. Металлогенические и прогнозные карты // Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. М., 1963. С. 21—23.
14. Шаталов Е.Т. Основные задачи металлогении рудных районов, краткая характеристика методов их исследований // Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов / Под ред. Е.Т. Шаталова. М., 1964. С. 32—61.
15. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении (вопросы теории и практики). — Л.: Недра, 1987.

Принята редколлегией 26 декабря 1994 г.

Рецензии

УДК (049.32)

© В.Д.Наливкин, 1995

Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири*

В.Д.Наливкин

«Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири» — это не обычная стратиграфо-палеогеографическая книга, а скорее, страстная полимическая критика широко распространенных воззрений на существование в сравнительно недалеком прошлом покровных оледенений. Критика убедительна и подкреплена большим фактическим материалом. Действительно, в последнее время в «моренах» была найдена морская фауна, а многие «неоспоримые» признаки бывшего оледенения стали объясняться другими причинами.

В книге хорошо обоснован вывод о том, что обширные морские трансгрессии вызваны не таянием ледников, а тектоническим уменьшением объема океанических и морских впадин. Обоснована вероятность того, что трансгрессии совпадают не с эпохами потепления и таяния ледников, а с эпохами похолодания, когда дрейфующие льды могли переносить и откладывать валунно-галечный материал.

Авторы проанализировали очень большое число книг и статей, материал которых вместе с собственными многолетними полевыми наблюдениями лег в основу сделанных выводов. Многие читатели среди данного материала найдут новые сведения. Выводы представляют собой уточненную и тщательно выверенную стратиграфическую корреляцию разрезов.

Среди выводов, по мнению рецензента,

наиболее спорным является утверждение о тектонической природе (а не ледниковой) штрихов и борозд на валунах и скалах. Как отмечают сами авторы, такие штрихи и борозды имеются на полуокатанных и окатанных валунах. Как могли сохраниться тектонические борозды и шлифовки при окатывании валунов? Спорны и «неледниковые» объяснения относительной упорядоченности ориентировки удлиненных обломков (рис. 20 и 21). Правда, авторы не настаивают категорически на своих выводах, кроме основного — значительно меньшего распространения покровных оледенений. Спорные вопросы, как считают авторы, могут быть решены в процессе дальнейших исследований.

Книга заканчивается подробным и всесторонним рассмотрением палеогеографических обстановок, существовавших в эпохи похолоданий в позднем кайнозое. Этот раздел удачно иллюстрирован палеогеографическими схемами большого формата. Жаль только, что схемы не сопровождаются условными обозначениями. В данном разделе обстоятельно изложена точка зрения авторов.

Чувствуется, что содержание книги родилось в результате многих жарких дискуссий, которые принесли необходимые плоды — уменьшились ряды «ледниковистов» и увеличилось «моринистов».

УДК 550.4:577.4(049.32)

© Б.А.Колотов, Е.И.Семенов, 1995

Экологическая геохимия элементов**

Б.А.КОЛОТОВ, Е.И.СЕМЕНОВ (ИМГРЭ)

Вышли в свет две первые книги крупного справочно-энциклопедического издания «Экологическая геохимия элементов» (шесть книг), которое заслуживает внимания широкой геологической общественности. Обращают на себя внимание грандиоз-

ность предпринятой работы, ее несомненная актуальность и так необходимый сейчас естественный подход к проблеме.

В связи с критическим состоянием окружающей среды геологи после длительного перерыва вновь обратились к ее комплексному изучению. В научных организациях Роскомнедра проводится разномасштабное эколого-геохимическое картирование (ИМГРЭ, ВСЕГЕИ и др.) и продолжают гидрогеологические экологические изыскания (ВСЕГИНГЕО и др.). В РАН разрабатывается межведомственная комплексная

* Н.Г.Чочиа, С.П.Евдокимов. Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири. Саранск: Изд. Мордовского университета, 1983.

** Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. Кн. 1, S-элементы. Кн. 2. Главные p-элементы. — М.: Недра, 1994, 1995.

программа «Глобальные изменения природной среды и климата». Практически во всех геологических организациях появились подразделения экологического профиля. Однако деятельность в области экологии осуществляется несогласованно и часто без учета предшествующего опыта. По рубрикации наук экология относится только к специальностям биологической группы, хотя она как учение о биосфере зародилась в недрах геологии и приоритетна для всех направлений наук о Земле.

В рассматриваемой книге, к сожалению, роль геологов в становлении экологии как науки, рассмотрена слишком кратко, большей частью в очерках по отдельным элементам, что не создает общего впечатления. Следовало бы, не ограничиваясь только констатацией того, что «исследование основано на концепции В.И.Вернадского о ноосфере Земли...» (с. 8), остановиться на содержательной стороне вопроса, а также на других экологических представлениях В.И.Вернадского и других предтечах геоэкологии. Ими созданы научные основы учения о биосфере в целом и впервые начата расшифровка химизма составляющих ее литосферы, гидросферы, биоса, почв, техногенеза и закономерностей их взаимодействия между собой и с космосом. Им принадлежит первый обоснованный вывод о возможных биосферных осложнениях, вытекающий из установления наступившей соразмерности роли природной и антропогенной составляющих в развитии биосферы, и о пагубном влиянии на жизнь неконтролируемой техногенной радиации. Еще в 20-х годах В.И.Вернадский писал, что геологическая история нарушена человеческой деятельностью, и начались коренные изменения термодинамического состояния биосферы. А.Е.Ферсман разработал первые научные представления о техносфере, геохимических провинциях, геохимии отдельных химических элементов, провел глобальные сопоставления химизма горных пород и почв, почв и живого вещества и заложил геохимические основы учения о рудных месторождениях. А.П.Виноградов вместе с другими последователями В.И.Вернадского дал первые глобальные оценки океанической гидросферы, почв и живого вещества, начал изучение взаимодействия литосферы Земли, гидро- и атмосферы, сопоставил составы земного и космического вещества на атомарном и изотопном уровнях и длительное время поддерживал геоэкологическое направление в АН СССР (ГЕОХИ им. В.И.Вернадского).

Приведем две цитаты, которые наиболее полно отражают изначальную концептуальную установку геохимической науки в нашей стране: «Достижения геохимии необходимы для химика, минералога, биолога, геолога, географа..., они должны учитываться естествознанием и философией..., и играют все большую роль в учении о полезных

ископаемых, земледелии и лечении» (В.И.Вернадский, 1927)*, и «Геохимии не должны бояться перебрасывать мосты к соседним дисциплинам..., строя химию мироздания» (А.Е.Ферсман, 1933).**

В книге В.В.Иванова «Экологическая геохимия элементов» впервые рассмотрены данные по геохимии, минералогии, петрографии, полезным ископаемым, почвам, биообъектам, атмо-, гидро-, техногеохимии на фоне токсикологических и медико-биологических представлений и нормативов, а также закономерностей изменения биосферы во времени и пространстве на глобальном, региональном и локальном уровнях.

Необходимо подчеркнуть, что современная экологическая геохимия — новое научное направление, в связи с чем особенно важны методология и общие принципы исследований. Важно, что автор предложил оригинальный подход и несколько новых показателей, предназначенных для эколого-геохимических работ. В главе «Токсичность, биологичность и геоэкологичность элементов» впервые показана возможность совместного использования наработок экологических (токсикологических) и геохимических исследований для общей цели определения опасности или, наоборот, благоприятности объектов. Автор провел систематизацию имеющихся значений ПДК, ОБУв и других показателей по классам опасности. Придав каждому классу числовое значение, соответствующее степени опасности, получил экологический показатель литотоксичности $T \cdot B$ (B — глобальный кларк концентрации) — показатель литоэкологичности минералов. Появилась возможность учитывать не только превышение концентрации элементов над фоном, что принято в геохимии, но и степень опасности интересующих минеральных объектов, если известен их состав.

В результате на количественной основе составлены ряды и группы минеральных объектов (минералов, руд и т.д.) различной опасности — от чрезвычайно опасных до практически безопасных, наиболее благоприятных. Более сложно рассчитываются аналогичные показатели для атмо- и гидросферы, для которых без достаточного обоснования предложены более высокие значения гидро- и атмотоксичности, а также коэффициенты гидро- и атмофильности элементов. То же можно сказать о показателях гидро- и атмоэкологичности. Все они требуют проверки на конкретных модельных или реальных объектах, и предлагаемые базовые значения этих параметров могут измениться. Введенный автором показатель патологичности редких элементов требует допол-

* А.Е.Ферсман. Избранные труды. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 3.

** В.И.Вернадский. Избранные сочинения. — М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1.

нительных обоснований, но, тем не менее, представляет интерес для дополнительной экологической характеристики элементов.

Глава «Геохимические систематики, аналитические данные и статистические параметры распределения элементов» не менее важна для понимания направленности и специфики проведенного исследования в целом. Можно согласиться с автором, что принятая в работе малоизвестная форма менделеевской таблицы, основанная на выделении четырех групп элементов по особенностям строения их валентных электронных уровней, наиболее адекватна поставленным задачам. Ее последовательное применение позволило достаточно обоснованно подойти к общей рубрикации всего издания, разделив его на шесть книг: 1-я — *s*-элементы; 2-я — главные (легкие); 3-я — *p*-элементы; 4-я — главные (легкие) *d*-элементы; 5-я — редкие (тяжелые) *d*-элементы, 6-я — *f*-элементы. Стало еще более очевидным, что для подобного исследования первым и главным классификатором является периодическая система Д.И.Менделеева, прогностические возможности которой достаточно полно использованы автором. Можно лишь обратить внимание на следующие не совсем ясные моменты. Zn, Cd, Hg традиционно отнесены к *d*-металлам. Однако известно, что у всех них валентными являются только *s*-электроны, а за ними по энергетическим показателям следует *p*-, а не *d*-уровень. Более определенные возражения вызывает отнесение Sc к группе *f*-элементов. Он является типичным *d*-металлом, как и Y (что и принято в работе), хотя последний обычно рассматривается с La и *f*-элементами лантаноидами. Кстати в «Геологическом справочнике по халькофильным и сидерофильным элементам» (М.: Недра, 1989) В.В.Иванов и другие исследователи рассматривают скандий, как типичный *d*-металл ($3d^1 4s^2$), что и определяет его наибольшую геохимическую близость не столько к РЗЭ, сколько к Ti.

Кроме классификации элементов в работе использованы геохимические систематики минералов, руд, пород, вод. Во всех случаях обращается внимание на сопоставимость их в иерархическом и химическом планах, что важно при сравнении различных категорий объектов биосферы. Наиболее сопоставимыми в этом плане являются группировки магматических пород по общепринятой петрохимической систематике и геолого-геохимической классификации месторождений полезных ископаемых, разработанной автором. С ними коррелируется укрупненная систематика минералов Г.Штрунца (1984), группирующая их в геохимические сообщества по условиям образования.

Важно, что при рассмотрении отдельных минералов автор учел данные по 1989—1990 гг. включительно, что благоприятно отличает эту работу современными оценка-

ми числа минералов разных элементов и классов, которые обычно в 2 раза и более превышают таковые, подсчитанные в 60—70-х годах, встречающиеся в литературе по геохимии и месторождениям. Систематика почв, используемая в отечественной практике, не имеет геохимической основы, сопоставимой с минеральными объектами литосферы. Однако наряду с ней в очерках по отдельным элементам (Li, Ba и др.) применена более геохимически выдержанная классификация почв, основанная на климатических условиях, типах выветривания пород (соотношениях Al_2O_3 — SiO_2 — Fe_2O_3), к сожалению, без пояснений. Природные воды, как известно, типизируются по химическому составу анионных и катионных составляющих (HCO_3 , CO_3 , SO_4 , Cl, F, Na, Ca, Mg, Al, H), но не тех, что используются для минеральных объектов. Таким образом, для систематики всех сред биосферы используется химический состав главных составляющих, но минеральные объекты литосферы классифицируются по одним компонентам, почвы — по другим, воды — по третьим и только, как считает В.В.Иванов, применение новых экогеохимических показателей позволит сопоставить различные биосферные среды и объекты. В этой же главе приведены некоторые данные по применявшимся аналитическим и статистическим методам анализа, а также определены известные базовые показатели: водной миграции (Б.Б.Полынова, А.И.Перельмана), биофильности, талассофильности, технофильности (А.И.Перельмана); несколько медико-биологических коэффициентов распределения элементов в организме человека (Ю.И.Москалева и др.), а также биогенности, техногенности и др. (М.А.Глазовской, Н.Ф.Глазовского).

Остальные главы составляют основной объем рассматриваемой книги и посвящены *s*-элементам (щелочным Li, Na, K, Rb, Cs, Fr и щелочноземельным Be, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, а также H). После краткого, но содержательного совместного рассмотрения всех элементов этой группы в главе «Геохимические и экологические особенности *s*-элементов», идут 13 глав по отдельным элементам от водорода до радия. Все они составлены по единому плану и предельно насыщены фактическим материалом, текстуальным и табличным (79 табл.), который сопровождается ссылками на источники информации. Общий список использованной литературы содержит 931 наименование.

Первым охарактеризован элемент № 1 менделеевской системы H, затем сходные по вертикали (группа I) щелочные металлы: № 3 — Li, № 11 — Na, № 19 — K, № 37 — Rb, № 55 — Cs, № 87 — F, и аналогичным образом щелочноземельные (группа II): № 4 — Be, № 12 — Mg, № 20 — Ca, № 38 — Sr, № 56 — Ba, № 88 — Ra.

Водороду как главному элементу отведено

около 40 стр. текста (остальным 20—30 стр.). Это первое обобщение по геохимии водорода, которое позволяет проследить его всепроникающее глобальное распределение в биосфере и решающую роль в состоянии окружающей среды. Конечно, геохимия водорода и его главного соединения (минерала) H_2O практически не делимы, и автору пришлось затронуть основные вопросы геохимии воды — проблему, которой посвящены многие сотни специальных книг. Приходится отметить отсутствие четкой рубрики, фрагментарность изложения и некоторую неполноту сведений, касающихся воды. Надо подчеркнуть, что вода не вписывается в общую рубрику глав по элементам, принятую в работе, а поскольку автор не считает H_2O минералом водорода и рассматривает ее во всех разделах главы как бы на равных с водородом, то одни и те же вопросы фигурируют во всех рубриках этой главы. Впечатление о неполноте эколого-геохимических сведений по H_2O возникает при прочтении очерка по H (H_2O), тогда как эту главу работы нельзя рассматривать в отрыве от разделов по экогеохимии воды во всех остальных главах по элементам. В целом на экогеохимию H_2O в первой книге приходится почти четвертая часть книги. Более полно охарактеризована экогеохимия подземных и морских вод и в меньшей степени пресных поверхностных водотоков. При рассмотрении главы по H напрашиваются некоторые добавления. В частности, для более наглядной характеристики стандартных Eh - pH параметров различных природных поверхностных и грунтовых вод можно было бы привести обобщающую схему из работы Гаррелса и др., удачно использованную А.И.Перельманом в книге «Геохимия ландшафта» (М., 1975). Известно, что в наиболее экологически тяжелом положении оказались поверхностные водоемы, о составе которых и закономерностях его изменения в этой главе не сказано. Желательно также было показать роль седиментации в общем гидросферном балансе H_2O и отметить, что с глобальным ростом агрономической деятельности этот «расходный» показатель увеличивается.

Остальные главы — очерки по экогеохимии элементов — имеют четкую рубрику. Каждый элемент охарактеризован по следующим вопросам, выделенным в соответствующие разделы: 1) кларки геосфер и токсикологические нормативы ПДК, ВДК и другие для разных сред; 2) атомно-ядерное и электронное строение, положение в периодической системе, химические свойства элемента и главных соединений, главные глобальные геохимические тенденции и распространенность в космических объектах; 3) минералы — количество, классы и типы соединений, состав, структура, растворимость и геохимия промышленных минералов, кларки элементов в главных породо-

рудообразующих минералах элемента; 4) месторождения — ресурсы, запасы элемента, производство, область применения и другие геоэкономические сведения; геохимические и геолого-промышленные типы эксплуатируемых собственных месторождений и вещественные параметры руд, перспективные для комплексного использования руды месторождений широко распространенных полезных ископаемых; 5) породы — распространенность и формы нахождения элемента и его минералов во всех типах магматических, осадочных и метаморфических пород, данные по формационным, фациальным и другим геотектоническим региональным и историческим особенностям поведения; 6) почвы, растения, животные — распределение, кларки, ферсмы и формы нахождения в почвах разных типов и регионов, связь с составом субстрата, климатом; обычные, аномальные и опасные концентрации для различных наземных и водных растений и животных; нормированные и обычные содержания в продуктах питания, значение избытка и недостатка для жизнедеятельности; основные патологии, вызываемые у человека, распределение элементов в различных его органах; дозы потребления — нормальные, недостаточные, избыточные и летальные; 7) воздух, вода, техногенез — региональное распределение элемента в атмосфере океанических, островных и материковых зон, степень антропогенного загрязнения; кларковые оценки в океанических и материковых поверхностных и подземных водах также в зависимости от масштабов и типов загрязнения; основные антропогенные источники, масштабы загрязнений и параметры районов экологического бедствия, чрезвычайной опасности и относительно нормального состояния окружающей среды по элементу; 8) общие выводы по эколого-геохимическому циклу элемента в биосфере и различных ее составляющих.

Для каждого элемента приведен огромный цифровой материал по экогеохимии, который для токсичных редких металлов является исчерпывающим. Вероятно, единственное исключение касается техногеохимии искусственных изотопов Cs и Sr , которые рассмотрены слишком кратко, с отсылкой к книге 6. Можно также отметить отсутствие сведений о новом самом крупном источнике литиевого сырья — сalaraх (Чили, Боливии, Аргентины); нет единого подхода в написании формул минералов для разных элементов, определенного порядка в последовательности элементов в таблицах содержаний, а также, вероятно, завышенное значение показателя литоэкологичности хризоберилла ($ГЭ = 5 \cdot 10^6$) и отдельные досадные опечатки.

Достоинством книги является то, что при характеристике главных элементов — H , Na , K , Mg , Ca , их минералов, пород и руд приводятся кларковые данные по всем эле-

ментам, что позволяет составить общее представление о химизме окружающей среды. В то же время экологическая геохимия этих главных элементов биосферы неисчерпаема и отведенный для их характеристики объем недостаточен. Существенной с нашей точки зрения недоработкой этой и, вероятно, последующих книг является, как бы две линии описания, с одной стороны, экологическая геохимия элементов, а с другой — просто (геологическая) геохимия элементов. Автор не очень заботится о том, чтобы экологические акценты пронизывали весь текст работы и приводит массу чисто геохимических данных (распределение элементов в глубинных породах; состав и состояние магматических и рудообразующих систем; возрастные и региональные изменения в

поведении элементов и соединений; зависимость геохимии минералов, пород и руд от тектонического фактора и т.д.). Эти и другие сведения необходимы для понимания геохимии элементов, но уместны ли они в книге «Экологическая геохимия элементов».

В целом подготовленное В.В.Ивановым справочно-энциклопедическое издание может рассматриваться как весьма существенный вклад геохимии в познание природных ресурсов и состояния окружающей среды, а также в развитие экологии как науки о взаимодействии живой и неживой природы и общих закономерностях состояния и развития биосферы.

Принята редколлегией 26 декабря 1994 г.

Редакционная почта

УДК 551.01

© Л.И.Четвериков, 1995

О восьмом способе доказательства в геологии

Л.И.ЧЕТВЕРИКОВ

В статье «Проблема достоверности познания в геологии» («Отечественная геология», 1991, № 5) мною были выделены семь правил, используемых в качестве доказательства в геологии. В последнее время в этих целях все более активно применяется еще одно, восьмое — «правило эрудиции». Оно заключается в том, что для придания достоверности научным выводам используется показная эрудиция.

Для этого, во-первых, широко применяются иностранные слова и термины, даже в том случае, когда аналогичные термины имеются в отечественной геологии и были предложены в ней впервые. Если этого кажется недостаточным для придания значимости своим доводам, то без особой необходимости употребляется еще и терминология, заимствованная из других наук. Но особым «доказательным шиком» считается придумывание новых терминов с иностранным акцентом. При этом, как правило, автор такого термина не дает ему четкое, логически строгое определение и не объясняет необходимость его введения.

Во-вторых, для показной эрудиции приводится большой список работ разных иностранных авторов, которые просто переписываются из литературных источников, что относительно легко обнаруживается по цитированию в тексте, причем с данными работами часто невозможно ознакомиться в наших условиях.

Понятно, что подобная показная эрудиция, точнее «ерундиция», не имеет никакой доказательной силы. Она представляет собой элементарное низкопоклонство в сочетании, прошу прощения, с «терминоблудием». В этой связи хочется спросить, часто ли иностранные геологи употребляют нашу научную терминологию и цитируют работы российских геологов. Да, можно встретить заимствование, но обычно без ссылки на первоисточники. И это при том, что Россия занимает 1/6 часть суши и отечественная геология была и остается ведущей в мире.

Тот, кто себя не уважает, того не уважают и другие. Эту простую истину следует помнить и в науке, особенно сейчас.

К 85-летию Владимира Ивановича Смирнова (1910 — 1988 гг.)

Выдающийся русский геолог, исследователь месторождений полезных ископаемых, академик Владимир Иванович Смирнов родился в 1910 г. в Москве. В 1926—1929 гг. он работал токарем завода Мосмаштреста; с 1929 по 1934 г. учился сначала в Московской горной академии, а затем в Московском геологоразведочном институте им. С.Орджоникидзе. Уже в студенческие годы Владимир Иванович принимал активное участие в производственной работе. В 1931 г. он коллектор, работает в геологическом отделе рудника «Эльбрус» (Северный Кавказ), а в 1932 г. — геолог рудника Верхний (Дальний Восток).

После окончания МГРИ В.И.Смирнов принимает предложение остаться в этом институте и проходит здесь путь от аспиранта-ассистента кафедры геологоразведочного дела до декана факультета, начальника НИСа института. В этот же период (1934—1937) он начальник партии, затем группы партий Таджикско-Памирской экспедиции, позже (1937—1941) — консультант Киргизского геологического управления, главный геолог Хайдарканского ртутного комбината (1941—1944).

В период с 1946 по 1951 г. В.И.Смирнов был председателем Всесоюзной комиссии по запасам полезных ископаемых и заместителем министра геологии СССР.

По материалам изучения рудных полей Средней Азии Владимир Иванович защитил кандидатскую (1938) и докторскую (1945) диссертации. Ему было присвоено звание заслуженного деятеля науки и техники Киргизии.

В.И.Смирнов был превосходным педагогом. Почти 55 лет его жизни связаны с высшей школой: сначала он преподавал во МГРИ, затем в Московском институте цветных металлов и золота. Последние 37 лет жизни Владимир Иванович руководил созданной им кафедрой полезных ископаемых в Московском университете. В.И.Смирновым разработаны и читались курсы лекций по поискам и разведке полезных ископаемых, методике подсчета запасов минерального сырья, геологии полезных ископаемых, металлогении.

По этим разделам он читал лекции и выступал с докладами в университетах США, ФРГ, Индии, Болгарии, Югославии, Польши, ГДР и Китая. Его лекции отличались научным совершенством, яркостью и высоким ораторским искусством. Среди учебников и учебных пособий, написанных В.И.Смирновым, особо выделяется классический труд «Геология полезных ископаемых», вышедший в нашей стране четырьмя изданиями и переведенный на английский, французский, немецкий, испанский, болгарский, польский, чешский, китайский, персидский и японский языки. Всего им

опубликовано 1000 научных трудов, в т.ч. 29 монографий.

В 1958 г. В.И.Смирнов был избран членом-корреспондентом, а в 1962 г. — действительным членом АН СССР. В Академии он избирался академиком-секретарем отделения геологии, геофизики и геохимии, членом президиума Академии. В течение 20 лет Владимир Иванович возглавлял Научный совет по рудообразованию, организовав за это время 11 всесоюзных металлогенических совещаний. Он принимал деятельное участие в работе Высшей аттестационной комиссии в качестве члена геологической секции и председателя Совета по защите докторских диссертаций.

Свыше 30 лет В.И.Смирнов работал в Комитете по Ленинским и Государственным премиям в области науки и техники, будучи в течение 20 лет председателем его геологической секции. Он входил в состав редколлегий ряда журналов, являлся членом редакционного совета Большой советской энциклопедии и более 15 лет был главным редактором журнала «Геология рудных месторождений».

В.И.Смирнов посетил 33 страны в роли участника и главы советских научных делегаций, лектора, эксперта, консультанта, где побывал на 361 месторождении полезных ископаемых.

Дважды он избирался первым вице-президентом Международной ассоциации по генезису рудных месторождений и дважды — вице-президентом Международного союза геологических наук. В.И.Смирнов был членом геологических обществ Венгрии, Югославии, США, Франции, Болгарии, Индии; членом Сербской Академии наук и искусств; почетным членом Венгерской Академии наук. Его научные заслуги призваны за рубежом и отмечены орденом Кирилла и Мефодия I степени (Болгария), золотой медалью К.Охридского (Болгария), большими серебряными медалями Ф.Пошепного (Чехословакия) и С.фон Бубнова (ГДР).

В целом научные исследования В.И.Смирнова были ориентированы на решение важнейших проблем геологии, методов поисков, разведки и прогнозной оценки эндогенных месторождений полезных ископаемых. Исследование главнейших рудных провинций СССР позволило ему провести металлогенический анализ всей территории страны и ее важнейших провинций, определить общие закономерности эндогенного рудообразования от архейского до альпийского цикла, установить полицикличность рудообразования отдельных провинций и месторождений, выявить региональную металлогеническую зональность, главнейшие особенности металлогении континентов, дна океанов и переходных зон. Владимир Иванович создал теорию рудообразования вулканоген-

ных формаций, согласно которой колчеданные месторождения пространственно и генетически связаны с кислыми производными подводного базальтового вулканизма. За участие в разработке проблемы связи месторождений с палеовулканизмом ему присуждена Ленинская премия (1972). Он установил полихронность стратиформных месторождений, несущих черты как сингенетического на раннем этапе формирования, так и эпигенетического образования, связанного с деятельностью подземных горячих минерализованных вод на позднем этапе (Государственная премия, 1986). Владимир Иванович открыл несколько редкометалльных, ртутных, свинцово-цинковых месторождений, составил первую для нашей страны металлогеническую карту.

Признанием выдающихся заслуг В.И.Смирнова явилось присуждение ему звания Героя Социалистического Труда с вручением золотой медали «Серп и Молот», награждение тремя орденами Ленина, орденом Трудового Красного Знамени, а также Золотой медалью им. Карпинского.

Это был ученый, который объединял все направления как в теоретической, так и в практической геологии. Около него всегда была ключом жизнь.

Владимир Иванович быстро и достаточно объективно оценивал людей. Внутренний и внешний мир Владимира Ивановича укладывался в строгую систему, в четкие рамки. Он постоянно работал над собой, не позволял никогда расслабиться. Это был скульптор своей натуры и судьбы. Все — в поступ-

ках, образе жизни, жестах, мимике, походе и т.д. было учтено и отработано. Ведя любое совещание — маленькое или большое, важное или второстепенное, он заранее до мелочей все продумывал и подготавливал. И в итоге твердо, без видимых усилий проводил в жизнь нужное по его мнению решение. Стиль работы В.И.Смирнова — это идеал цивилизованного руководства: быстрое, компетентное принятие решения; твердое неукоснительное его выполнение; полное отсечение барской болтовни и пустопорожней риторики. Он ценил и любил время, терпеть не мог необязательных, неточных людей. Он просто вычеркивал их из своей жизни.

Летом 1988 г. Владимир Иванович Смирнов ушел из жизни. Прошло немного времени, но вполне достаточно, чтобы стали еще более рельефно выступать многие черты его неординарной личности. И теперь он продолжает выполнять консолидирующую роль в геологическом обществе. Живут его идеи и труды, создан Фонд им. акад. В.И.Смирнова, регулярно проводятся весьма престижные Смирновские научные чтения на геологическом факультете МГУ, ежегодно выдающимся ученым и производственникам и талантливым студентам вузов России и других стран присуждаются дипломы и премии его имени. Образ этого необыкновенно волевого человека, создавшего и себя и свою судьбу, всегда будет достойным примером для новых поколений молодых людей, выбирающих свой путь.



**Институт минералогии,
геохимии и кристаллохимии
редких элементов
(ИМГРЭ)**

Институтом подготовлен справочник

«Экологическая геохимия элементов».

Автор проф. В.В.Иванов при участии канд.геол.-минер. наук А.А.Волоха, д-ра геол.-минер. наук О.Е.Юшко-Захаровой и др., редактор чл.-кор. АЕН РФ Э.К.Буренков. Справочник состоит из 6 книг и (или) компьютерного варианта (4 дискеты).

- Книга 1.** Экогеохимия *s*-элементов (23 л.): H, He, Li, Na, K, Fr, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra
Книга 2. Экогеохимия главных *p*-элементов (24 л.): B, Al, C, Si, N, P, S, F, Cl
Книга 3. Экогеохимия редких *p*-элементов (25 л.): Ga, In, Tl, Ge, Sn, Pb, As, Sb, Bi, Se, Te, Po, Br, I, At, Ar, Kr, Xe, Rn
Книга 4. Экогеохимия главных *d*-элементов (22 л.): Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn
Книга 5. Экогеохимия редких *d*-элементов (28 л.): Sc, Zr, Hf, Nb, Ta, Mo, W, Tc, Re, Ru, Os, Rh, Ir, Pd, Pt, Ag, Au, Cd, Hg
Книга 6. Экогеохимия *f*-элементов (25 л.): Y, La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tu, Yb, Lu, Ac, Th, U, Np, Pu, Am, Cm, Bk, Cf

Для каждого элемента по единой схеме приводятся экологические требования; обобщенные статистические данные по содержаниям и формам нахождения в различных средах и объектах лито- и биосферы, в минералах, породах, месторождениях, почвах, атмосфере, гидросфере, растениях, животных, органах человека; типы техногенеза в их пространственных и временных сообществах по геохимическим и геоэкологическим показателям.

Две первые книги вышли в издательстве «Недра», следующие предполагается опубликовать в 1996–1997 гг.

Справочник предназначен для широкого круга специалистов, занимающихся проблемами глобальных, региональных и локальных изменений окружающей среды и минеральных ресурсов. Работа может служить научно-методическим, справочным и учебным пособием.

Книги и компьютерный вариант в свободную продажу не поступят. Тираж книг ограничен.

**Institute of Mineralogy,
Geochemistry and Crystallochemistry
of Rare Elements
(IMGRE)**

For the first time in the world practice a handbook

«Ecological geochemistry of chemical elements»

is prepared in Institute. Author: V.V.Ivanov, participating authors: A.A.Volokh, O.E.Yushko-Zakharova, et al.; editor: E.K.Burenkov Corr. Member of RAS. The handbook consist of six books or 4 diskettes (a cojmputer version).

- Book 1.** Ecogeochemistry of *s*-elements: H, He, Li, Na, K, Fr, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra
Book 2. Ecogeochemistry of major *p*-elements: B, Al, C, Si, N, P, O, S, F, Cl
Book 3. Ecogeochemistry of rare *p*-elements: Ga, In, Tl, Ge, Sn, Pb, As, Sb, Bi, Se, Te, Po, Br, I, At, Ar, Kr, Xe, Rn.
Book 4. Ecogeochemistry of major *d*-elements: Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn
Book 5. Ecogeochemistry of rare *d*-elements: Sc, Zr, Hf, Nb, Ta, Mo, W, Tc, Re, Ru, Os, Rh, Ir, Pd, Pt, Ag, Au, Cd, Hg
Book 6. Ecogeochemistry of *f*-elements: Y, La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tu, Yb, Lu, Ac, Th, U, Np, Pu, Am, Cm, Bk Cf.

For each element, using the same pattern, ecological requirements are given, along with statistics in contents and forms of occurrence in various systems and objects of litho- and biosphere, i.e. in minerals, rocks, ore deposits, soils, atmosphere, hydrosphere, vegetation, animals, human organ, technogenic environments and spatial and time communities using geochemical and geoecological parameters.

The first and the second books are to appear in «Nedra» Publishers, the next issues are planned for 1996–1997.

The handbook is assigned for a wide communities of specialists dealing with problems of global, regional and local transformations of the environment and mineral resources. The book may be useful also for students.

The issue is limited. Price is 76 \$ (preliminary) per book or a diskette.

Address for orders: Dr. Tamara I.Nefelova, editorial group, 15 Veresaeva Streeet, IMGRE, Moscow, 121357, Russia, tel. (095) 443-99-14, Fax (095) 443-90-43

Contents

ENERGY RESOURCES

- Onishchenko B.A.*
A fresh approach to the problem of structure and oil potential of the Bazhenovskaya suite, West Siberia 3

METALS AND NOB-METALS

- Arkhangelskaya V.V.*
Structural position of large deposits belonging to near-fault alkaline rare metal metasomatite formation 7
- Tkachev A.V.*
Geotectonic origin of the Mamsky muskovite-bearing region 17
- Aleksandrov I.V.*
On tin apesialization of granitoids 24

HYDROGEOLOGY

- Seletsky Yu.B., Lutsenko P.A., Posadnev Yu.P.*
Genesis of mineral waters in the Mzymty river basin 28
- Burakov M.M., Makhmutov T.T.*
On regular estimation errors as regards natural resources of ground water deposits in Central Kazakhstan 36

DISCUSSIONS

- Sarkisov Yu.M., Kudymov V.M., Budagov A.G., Yakovlev I.A.*
Geology of deep-seated geophysical medium: the problem revised 42

- Prozorovsky V.A.*
Stratigraphic schemes and their constituent subdivision units 48
- Ostrovsky V.N.*
Ob protective potential of geoenvironment 53
- Nepomnyashchikh I.A.*
On the problem of integral, adequate study of geological objects 60

BRIEF INFORMATION

- Zyuzin A.Ya., Mel'nikov E.P.*
Taxonomy of quartz-bearing deposition entities 65

BOOK REVIEWS

- Nalivkin V.D.*
Paleogeography of Late Cenozoic in Eastern Europe and Western Siberia 69
- Kolotov B.A., Semenov Ye.I.*
Ecological geochemistry of elements 69

LETTERS

- Chetverikov L.I.*
On the eighth way of proof in geology 73
- 85th anniversary of Vladimir I. Smirnov 74