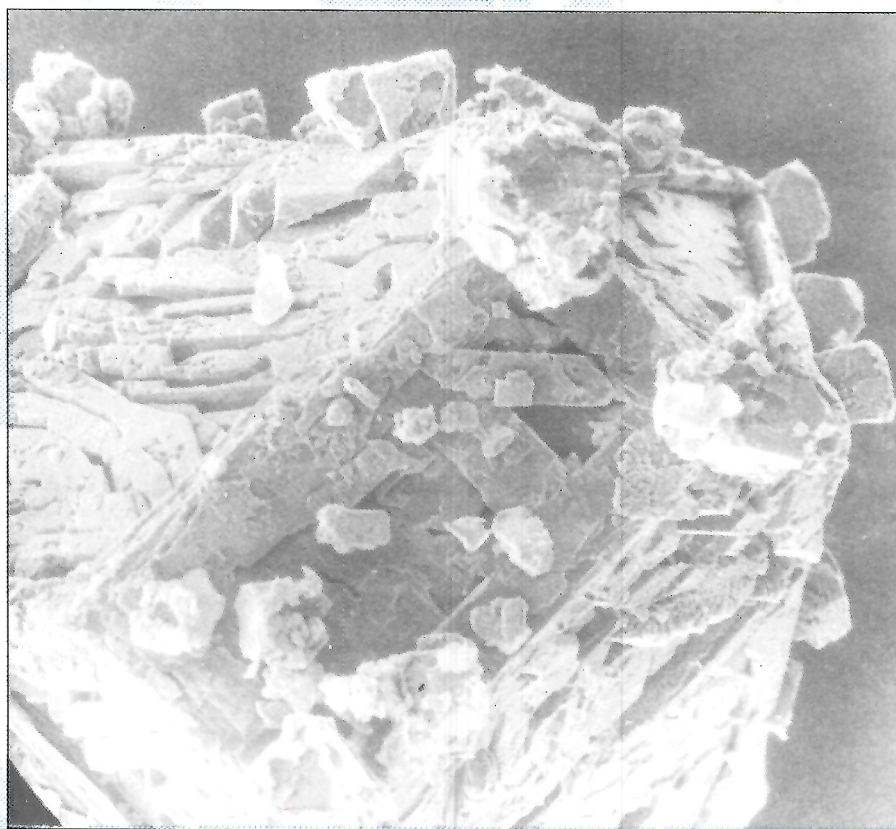


ISSN 0869-7175

# Отечественная ГЕОЛОГИЯ



**1/2002**

**МЕТОДЫ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

**ГИПЕРБАЗИТЫ ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ**

**РЕГЕНЕРАЦИЯ КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗОВ**

**ПЕРВООТКРЫВАТЕЛИ ОТЕЧЕСТВЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**



# Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

## 1/2002

*Учредители:*

Министерство природных  
ресурсов РФ

Российское геологическое общество  
Центральный  
научно-исследовательский  
геологоразведочный институт  
цветных и благородных металлов

### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

**Главный редактор А. И. Кривцов**

Бюро: *И.Ф.Глумов, Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора), *В.А.Ерхов, В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев, Н.В.Милетенко, Л.В.Оганесян* (зам. главного редактора), *М.В.Рогачева* (отв. секретарь), *А.Ю.Розанов, Г.В.Ручкин* (зам. главного редактора), *Б.А.Соколов, В.И.Старостин, А.А.Шпак*

Редсовет: *А.Н.Барышев, Э.К.Буренков, В.С.Быкадоров, Г.С.Вартанян* (председатель редсовета), *В.И.Ваганов, Н.Н.Ведерников, И.С.Грамберг, А.И.Жамойда, А.Н.Золотов, А.Б.Каждан, М.М.Константинов, Т.Н.Корень, Л.И.Красный, Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев, В.М.Питерский, В.Ф.Рогов, Е.И.Семенов, В.В.Семенович, В.С.Сурков, В.А.Ярмолюк*

МОСКВА



# Содержание

ИДЕИ И ПРОЕКТЫ ВЕКА	ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ
<i>Вартанян Г.С., Кристенсен О.В., Госк Э., Цукуда Э.</i> Региональный метод краткосрочного прогноза сильных землетрясений . . . . .	<i>Штефан Л.В., Никитин Е.А., Дроздов В.А.</i> Минералого-петрохимическая характеристика щелочно-ультраосновных пород Северо-Припятского региона . . . . .
	3 35
<b>ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ</b>	<i>Жимулев Е.И., Сонин В.М., Багрянцев Д.Г., Афанасьев В.П.</i> О проблеме регенерации природных кристаллов алмаза . . . . .
<i>Ушатинский И.Н., Рыльков А.В.</i> Литогеохимия и перспективы нефтегазоносности триас-юрских отложений северных районов Западной Сибири	40
<i>Кабьшев Б.П.</i> Гносеологические критерии прогноза нефтегазоносности недр . . . . .	<i>Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Егоров К.Н.</i> Ешегинский гипербазитовый массив Бельско-Дугдинского офиолитового пояса Восточного Саяна . . . . .
	8 45
<b>СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА</b>	<i>Подольский А.М., Морошкин В.В.</i> Опыт применения люминесценции при изучении отложенный ледникового генетического ряда . . . . .
<i>Блюман Б.А.</i> Ультрамафит-мафитовые комплексы офиолитовых ассоциаций континентов: модель развития состава и структурной позиции . . . . .	52
<i>Шаров В.Н.</i> Об основной проблеме стратификации позднего—раннего докембрия Патомского нагорья и петрохимических критериях выделения метаосадочных серий . . . . .	<b>ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ</b>
<i>Тюрин А.М.</i> К вопросам строения и формирования Оренбургского вала	<i>Копилевич Е.А., Бакун Н.Н., Гончаров А.В.</i> Литолого-стратиграфическое обоснование реальности внутривпадинных отражающих горизонтов Нюрольской впадины . . . . .
	13 56
	<i>Филатова В.Т.</i> Особенности формирования Лапландского гранулитового пояса: внутрикоровая обдукция и образование коллизионной структуры при отсутствии явлений орогенеза . . . . .
	63
	Первооткрыватели отечественных месторождений . . . . .
	69
	18
	Памяти Гилеля Авсеевича Мирлина . . . . .
	82
	Памяти Георгия Николаевича Шапошникова . . . . .
	84
	Памяти Александра Константиновича Бухарина . . . . .
	85
	26
	Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2001 г. . . . .
	29 86

Редакция: Р.В.Добровольская, М.В.Рогачева  
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудряцева

Подписано в печать 23.01.2002. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.  
Печать офсетная. Тираж 1000 экз. Заказ № 3470.

Адрес редакции: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129б.  
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@pol.ru

Отпечатано в ГУП Экспериментальная типография.  
103051 Москва, Цветной бульвар, 30



## Региональный метод краткосрочного прогноза сильных землетрясений

Г.С.ВАРТАНЯН (ВСЕГИНГЕО), О.В.КРИСТЕНСЕН, Э.ГОСК (Геологическая служба Дании и Гренландии),  
Э.ЦУКУДА (Геологическая служба Японии)

Длительное и направленное накопление напряжений в горной породе приводит к подготовке условий для образования разрывных дислокаций и как следствие, — излучения упругой энергии. Подобные сейсмоподготовительные процессы сопровождаются целым рядом физических и физико-химических следствий, которые принято рассматривать в качестве прогностических показателей. Число сейсмопрогностических показателей в настоящее время превышает несколько сотен.

Вместе с тем, широкое разнообразие физико-геологических обстановок в различных, сложно построенных сейсмоактивных регионах, специфика геохимических, гидрогеологических и инженерно-геологических условий этих территорий становятся причиной того, что «оптимальный пакет показателей», который бы годился для успешного применения во всех случаях изучения предсейсмических ситуаций, до настоящего времени сформировать не удастся. Если исходить из положения, что каждое сейсмическое событие есть результат длительного накопления напряжений в массиве и, как следствие этого, — превышения предела длительной прочности деформируемого материала, то становится очевидной необходимость поиска того универсального прогностического признака готовящегося землетрясения, который находит отражение в вариациях физических свойств и состояния вещества.

В основе нашего подхода к проблеме краткосрочного прогноза сильных землетрясений лежит мониторинг деформационного процесса, охватывающего протяженные ареалы сейсмоактивных регионов. В качестве деформометров используются гидрогеологические скважины, вскрывающие напорные водоносные горизонты. При этом измерения вариаций уровней (давлений) подземных вод, вызванные деформацией горных пород, обеспечивают чувствительности, позволяющие регистрировать объемные деформации в диапазоне  $d \cdot 10^{-7} - 10^{-9}$  [6, 15, 29, 39]. Это подтверждено наблюдениями, полученными на различных наблюдательных сетях мира: специализированные сейсмические наблюдения в зоне субдукции Японского желоба, мониторинг в пределах разлома Сан Андреас (Калифорния, США), данные гидрогеодеформационного мониторинга на Кавказе и в других регионах бывшего СССР.

В результате мониторинга установлено, что аккумуляция и высвобождение упругой энергии в процессе геодинамической эволюции литосферы сопровождаются формированием и распадом множества короткоживущих структур деформации, время существования которых определяется сутками—месяцами, а площади составляют сотни, иногда тысячи квадратных километров. Такие структуры имеют глобальное распространение и формируют ткань особой разновидности геофизического поля Земли — гидрогеодеформационного (ГГД) поля [1, 3, 4, 6—8].

Косейсмические изменения уровней (давлений) подземных вод, связанные с изменением напряженно-деформированного состояния водовмещающей матрицы, зафиксированы в наблюдательных скважинах, расположенных на расстояниях более 1000 км от эпицентров крупных землетрясений [6—8, 26, 29].

Наблюдаемый характер эволюции ГГД-поля в целом соответствует теоретическим численным моделям развития деформационного процесса в упругой среде, а реаль-

ный мониторинг подтверждает существование весомых предсейсмических сигналов, выраженных в виде региональных изменений поля напряжений в горных породах и связанных с этим вариаций напоров (давлений) подземных вод.

Эти обстоятельства дают надежду на реальную достижение краткосрочного прогноза сильных землетрясений.

**Мониторинг подземных вод в исследованиях деформации земной коры.** Попытки изучить масштабы деформирования горных пород за длительные периоды времени в геодинамически активных зонах все еще не находят поддержки, прежде всего, из-за отсутствия дешевых и надежных технических средств измерения поверхностных и подземных деформаций и смещений. Создание в течение последних 10 лет сетей наблюдения за режимом подземных вод и систем космического геодезического контроля земной поверхности в рамках GPS и GLONAS резко улучшили перспективы такого рода исследований. Стало возможным, в частности, проводить определения смещений точек на поверхности Земли с амплитудой до 5 мм, а также наблюдать микродеформации в огромных массивах горных пород.

Исторически сложилось так, что большая часть исследований по прогнозу землетрясений была сконцентрирована на динамике разломных зон, поскольку тектонические землетрясения обычно сопровождаются внезапным возникновением новой разрывной дислокации. Такие процессы происходят в виде резкого смещения породных масс вдоль жестких границ ранее существовавшего разлома или в зоне жесткого и хрупкого контакта между литосферными плитами. В отличие от этой группы исследований изучению деформационных процессов, развивающихся в пределах обширных межразломных блоков, внимания уделялось мало.

Результаты полевых наблюдений за деформационными процессами в сочетании с данными теоретического моделирования свидетельствуют о том, что в самой верхней части разреза хрупкой земной коры горные породы уже на очень небольшом удалении от зоны активного разлома в периоды подготовки и реализации землетрясений ведут себя как упругое тело [6, 15, 21, 23, 30, 39, 41].

Представленные в данной статье исследования сконцентрированы исключительно на мониторинге деформационного процесса, развивающегося в пределах межразломных блоков в верхней части земной коры. Эти работы базируются на специально разработанной технологии гидрогеодеформационного мониторинга обширных блоков литосферы.

Гидрогеосфера как элемент флюидосферы [5], претерпевая все виды преобразований вещества, которые развиваются в пределах литосферных блоков, контрастно реагирует на текущие изменения напряженно-деформированного состояния толщ, поскольку горная порода в массиве находится под влиянием постоянно действующих и переменных во времени внешних сил, создающих в геологических толщах поля напряжений—деформаций. Флюиды, заключенные в порово-трещинных емкостях горных пород, так же как и весь массив испытывают внешние нагрузки и теоретически меняют свой исходный объем. При этом вода, как практически несжимаемое текучее веществ-



во, находясь в хрупко-пластичной среде горных пород, реагирует на деформационные процессы, меняя положение уровня (и давление в пласте) адекватно внешним нагрузкам. Опосредованно с этими процессами меняются также и другие (геохимические, геотемпературные) параметры гидрогеосферы [9, 13, 14, 25, 26, 38].

Это обстоятельство обусловлено тем, что измеряемый сигнал давления (уровня) подземных вод формируется под воздействием широкого спектра факторов, среди которых, помимо собственно гидрогеологических составляющих, участвуют геодинамические процессы, барометрическое давление, лунно-солнечные приливы, а также процессы техногенного происхождения (откачка из коллектора и нагнетание в пласты флюидов, горные разработки и т.д.) и шумовые эффекты от мониторинговой аппаратуры [3, 6, 15, 21].

Информация о режиме подземных вод, накопленная в периоды сейсмотектонической активизации крупных ареалов, свидетельствует о весьма интенсивных темпах изменения пьезометрической поверхности, значительно превосходящих возможности фильтрационного перераспределения водной массы в пространстве коллектора и, как следствие, — релаксации их напоров [8]. Это делает возможным применение фундаментальной зависимости между давлением воды  $\Delta p$ , деформацией  $\Delta \epsilon$  и физическими свойствами пород [28], которая выражается следующим образом:

$$\Delta p = -(2GB/3)[(1+V_u)/(1-2V_u)]\Delta \epsilon, \quad (1)$$

где  $\Delta p$  — увеличение давления воды в водоносной толще, кПа;  $G$  — модуль сдвига, ГПа;  $V_u$  — коэффициент Пуассона для недренированных условий (безразмерный);  $B$  — безразмерная константа;  $\Delta \epsilon$  — увеличение объемной деформации в коллекторе (безразмерное положительное расширение).

Из уравнения (1) следует, что интенсивность реакции наблюдательной скважины зависит от механических свойств пород коллектора; наиболее сильно реагируют на деформационные нагрузки водоносные горизонты с высокими модулями сдвига и высокими коэффициентами Пуассона.

Для типичного пористого упругого коллектора ( $G$  3 ГПа;  $B$  0,8 и  $V_u$  0,3) уравнение (1) дает возможность считать, что уже при импульсе микродеформации  $\Delta \epsilon$   $10^{-6}$  изменение давления будет составлять 5,2 кПа, что соответствует изменению уровня воды в скважине примерно на 50 см. Эти оценки свидетельствуют о том, что обычные скважины на воду представляют собой очень чувствительные объемные деформометры.

Наиболее контрастные эволюции в гидрогеосфере, связанные с вариациями поля напряжений—деформаций, происходят в глубоких водоносных горизонтах. Здесь, из-за слабой проницаемости коллекторов вода, как правило, характеризуется исключительно низкими скоростями движения: по некоторым оценкам [20, 22], время ее нахождения в тектонически нагруженных толщах составляет от нескольких тысяч до миллионов лет.

В течение последних 20 лет, благодаря созданию специализированных сетей мониторинга подземных вод для поиска гидрогеологических предвестников землетрясений, были получены особенно ценные массивы данных, свидетельствующих о высокой степени чувствительности гидрогеосферы к малейшим изменениям геодинамической обстановки в недрах. Такие сети состоят из гидрогеологических наблюдательных скважин глубиной от 200 до 1000 м, а некоторые скважины достигают глубин 3000 м [1—4, 6, 17, 29].

Наблюдательная сеть для прогноза землетрясений, созданная в бывшем СССР, показана на рис. 1. Наблюдательные скважины этой сети размещались на всей территории сейсмоактивного региона с учетом геодинамических

характеристик отдельных геологических структур, тектонических тел и основных межразломных блоков земной коры. Начальная плотность сети для территорий, подверженных сейсмичности, составляла 40 000 км<sup>2</sup>, в платформенных, сравнительно «спокойных» регионах — 10 000 км<sup>2</sup> на одну наблюдательную скважину.

Давления воды (напоры) в скважинах измерялись автоматизировано с помощью погружных датчиков, снимающих показатели с любым заданным интервалом времени. В некоторых скважинах проводились измерения также других показателей, таких как температура воды, минерализация, электрическая проводимость, содержание радона, гелия и других газов.

На полигонах Геологической службы Японии и Геологической службы США (USGS) вновь создаваемые пункты мониторинга оснащаются также деформометрами системы GPS, сейсмометрами и логгерами для накопления данных.

В научной литературе публиковались многочисленные случаи аномальных пред-, пост- и косейсмических изменений давления флюидов в коллекторе [27, 29, 39]. Вместе с тем, всегда оставался вопрос о том, какой из природных или техногенных факторов представляет собой главенствующую силу, которая на завершающей фазе подготовки сейсмического события предопределяет направленность деформационного процесса. С учетом отмеченных обстоятельств некоторые исследователи [15, 26, 29] для обнаружения геодинамических предвестников надвигающегося сейсмического события предлагают фильтровать интегральный гидрогеологический сигнал, получаемый на одиночной скважине, путем удаления из него «асейсмических» составляющих. Предполагается при этом, что сейсмическое событие есть результат «запредельного» воздействия на массивы горных пород сил эндогенной природы, превосходящих механическую прочность литогенной матрицы, в силу чего все остальные факторы рассматриваются в качестве помехообразующих, затушевывающих развитие сеймоподготовительного процесса. Рассмотренный метод «фильтрации» сигнала был успешно апробирован при обработке массивов гидрогеологических данных, собранных на полигоне Паркфилд (Калифорния, США) и для территории Токаи в Японии, что позволило выявить достаточно четкие косейсмические сигналы [15, 26]. Естественно, что в этих случаях оказалась утраченной прогностическая ценность выполненных мониторинговых исследований.

Цель нашей стратегии — избежать фильтрации сигнала, поскольку напор (давление) подземных вод в скважине — интегральная характеристика степени геодинамической «нагруженности» пород коллектора, испытывающего совокупное (иногда разнонаправленное) воздействие всех без исключения природных и техногенных факторов.

Другая важная отличительная особенность рассматриваемого подхода — его нацеленность на отслеживание характера эволюции регионального (субглобального) поля напряжений—деформации для обширных сейсмически активных и геодинамически «устойчивых» ареалов в четкой увязке фиксируемых геодинамических состояний с конкретными временными интервалами. Такой мониторинг, выполняемый с использованием региональных сетей наблюдательных скважин, в частности, позволяет с высокой степенью разрешения (чувствительность  $d \cdot 10^{-7}$ — $10^{-9}$  объемной деформации) регистрировать эволюцию короткоживущих структур деформации, динамика которых — наиболее четкий показатель уровня сейсмической опасности в пределах наблюдаемого региона. Короткоживущие структуры составляют ткань ГД-поля, обнаружение которого было зарегистрировано в качестве научного открытия с формулой «Явление глобально проявляющихся быстро протекающих пульсационных изменений в гидрогеосфере, обусловленных способностью последней реагировать на изменения напряженного состояния лито-



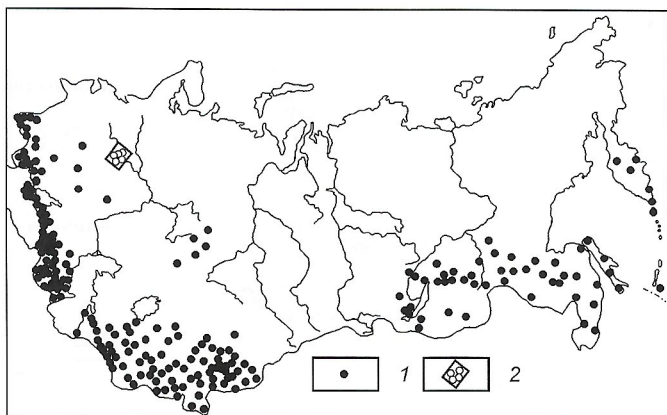


Рис. 1. Региональная сеть мониторинга подземных вод, состоящая из глубоких наблюдательных скважин для прогноза землетрясений в бывшем СССР:

1 — наблюдательные скважины; 2 — гидрогеодинамический полигон

сферы. (Гидрогеологический эффект Вартаняна—Куликова) [10]. Основные черты ГГД-поля Земли описаны в работах [1, 3, 6—8]. В данной статье обращение к исследованиям ГГД-поля вызвано необходимостью охарактеризовать региональные (субглобальные) деформации горных пород, подвергающихся значительным, иногда критическим внешним нагрузкам, и продемонстрировать связь этих преобразований с сейсмическими процессами.

Процесс подготовки сейсмических событий скоротечен, но вместе с тем, как показывает опыт [11, 12, 24, 31, 33], для разных регионов Земли исчисляется десятками и сотнями лет. Так, например, средняя повторяемость землетрясений с магнитудой выше 6 для паркфилдского сегмента разлома Сан Андреас Геологической службой США оценивалась один раз в 22 года [40].

Очевидно, что на протяжении десятков или даже сотен лет в массивах горных пород накапливается остаточное напряжение, частично реализуемое через множественные разнонаправленные (сжатия и растяжения) микродеформации геологической матрицы. В наиболее ослабленных участках геологического массива эти короткоживущие структуры деформации после превышения предела длительной прочности горных пород создают предпосылки для взрывоподобного разрушения материала и излучения упругой энергии колебания. Вместе с тем, из-за весьма низких темпов накопления остаточной деформации ни один из известных в настоящее время методов инструментальной регистрации объемных изменений материала не способен обеспечить длительное, устойчивое и прецизионное наблюдение за механизмом сейсмоподготовки в массивах горных пород. В то же время, как показал опыт применения технологии ГГД-мониторинга, на меж- и предсейсмических фазах, когда деформации невелики и протекают медленно, изменения гидрогеодеформационного поля становятся единственным методом регистрации процессов, протекающих в межразломных блоках земной коры.

**Некоторые расчетные зависимости и их применение.** Результаты ГГД-мониторинга обширных регионов накануне крупных землетрясений свидетельствуют о том, что в гидрогеосфере формируются отчетливые короткоживущие структуры деформации—напряжения. Поэтому, прогноз землетрясений основан на анализе режима эволюции этих короткоживущих структур деформации. Наблюдения за развитием структур ведутся на ежедневной (ежечасной) основе; для каждого изменения проводится интегрирование изменений давления (напоров) воды  $H$  на всей территории мониторинга  $A$ . Вариация этого интеграла во време-

ни, характеризуется *параметром относительной деформации*  $D_e(t)$ , используется для прогноза землетрясений. Математически для каждого измеренного давления (напора) воды в системе наблюдательных скважин параметр  $D_e(t)$  определяется как

$$D_e(t) = [(p - p_0) / p_0] dA, \quad (2)$$

где  $p_0$  — базовое давление (напор) воды.

Чтобы использовать эту технологию для получения надежного прогноза землетрясений требуется специализированная сеть наблюдательных гидрогеологических скважин. Предварительно, при выделении структур деформации, для которых определяется параметр  $D_e(t)$ , важно знание геологии и сейсмичности исследуемого района.

Интегрирование уравнения (2) осуществляется в четыре стадии:

а) измеряется в разное время ( $t=0, t=t_i$ ) давление  $p$  и/или уровень подземных вод  $h$  в водоносном горизонте. Все измеренные показатели преобразуются в значения уровня воды с помощью уравнения

$$\Delta h = (1/\rho g) \Delta p, \quad (3)$$

где  $\Delta h$  — изменение уровня подземных вод;  $\Delta p$  — соответствующее изменение давления флюида в коллекторе;  $\rho$  — плотность флюида;  $g$  — ускорение силы тяжести;

б) рассчитывается коэффициент относительной деформации  $e_{x,t}$  по формуле:

$$e_{x,t} = \frac{B_x}{B_x - (h_0 - h_t)} \quad (4)$$

где  $h_0$  — уровень воды во время  $t=0$  (базовое время);  $h_t$  — параметр  $h$  во время  $t=t_i$ ;  $B_x$  — константа, задаваемая для каждой точки;

в) составляется серия контурных карт изолиний  $e_x$  на основе  $e$ , рассчитанных для каждого временного шага  $t=t_i$ . Эти карты представляют состояние ГГД-поля исследуемой гидрогеосферы. Аномалии, наблюдаемые в пределах ГГД-поля, используются для выявления короткоживущих структур деформации, представляющих потенциальную сейсмическую опасность;

г) предвестник землетрясения, именуемый параметром относительной деформации  $D_e(t)$  рассчитывается для каждой структуры и для каждого временного шага  $t=t_i$ . Для  $D_e(t)$  строится график как функция времени:

$$D_e = \frac{1}{2S_{ref} e_{ref}} [(e_1 + e_2)(S_1 - S_2) + (e_2 + e_3)(S_2 - S_3) + \dots + (e_{n-1} + e_n)(S_{n-1} - S_n)], \quad (5)$$

где  $e_1, e_2, e_3, \dots, e_{n-1}$  и  $e_n$  — значения изолиний  $e$  в структуре для каждого периода времени  $t=t_i$ ;  $S_1, S_2, S_3, \dots, S_{n-1}$  и  $S_n$  — участки, оконтуренные изолиниями  $e_1, e_2, e_3, \dots, e_{n-1}$  и  $e_n$  соответственно;  $S_{ref}$  — базовая площадь для рассматриваемой структуры деформации;  $e_{ref}$  — базовая величина  $e$ , связанная с этой структурой.

Таким образом, из приведенных базовых зависимостей следует, что стратегия предлагаемой ГГД-методологии предусматривает исключение процедуры фильтрации гидрогеологического сигнала, поскольку в случае удаления таких показателей, как барометрическое давление, приливные составляющие и др., оказываются неучтенными те природные (а в ряде случаев и техногенные) импульсы, которые делают свой вклад в формирование напряженно-деформированного состояния коллектора и через это сказываются на текущем давлении—напоре подземных вод. Вместо этого при данном методе сигнал давления усиливают и используют для анализа состояния ГГД-поля на обширной территории (см. уравнение (5)).

Накопленный за последние два десятилетия опыт ГГД-мониторинга свидетельствует о том, что по рисунку



ГГД-поля становится возможным регистрировать присутствие в исследуемом массиве короткоживущих структур деформации, их знак и режим эволюции во времени. График  $D_e(t)$  (см. уравнение (2)) характеризует поле деформаций в пределах изучаемого региона, демонстрируя относительное изменение объемной деформации (расширения—сжатия) как функцию времени. По характеру эволюции ГГД-поля становится возможным оценивать местоположение эпицентров будущих землетрясений, поскольку эмпирически показано [4], что эти ареалы совпадают либо с осевой зоной структуры растяжения, либо с высокоградиентной зоной на границе двух интенсивно развивающихся структур деформации противоположного знака (расширения, сжатия) (рис. 2).

Как правило, эпицентры формируются в зонах сопряжения структур деформации с активными разломами. Реконструкция ГГД-поля выполнена по измерениям на наблюдательной сети, показанной на рис. 1. Структура деформации непосредственно перед Спитакским землетрясением охватывала территорию примерно в 45 000 км<sup>2</sup>. Эпицентр землетрясения находился там, где область максимального расширения совпадала с основным тектоническим разломом.

Помимо рассмотренного региона Малого Кавказа анализ данных мониторинга с применением технологии ГГД-поля был применен для оценки сейсмической обстановки в других структурно-тектонических ситуациях и регионах земного шара. В частности, такие исследования проводились для территории полигона Паркфилд (трансформная граница разлома Сан Андреас, Калифорния), полигона в районе залива Суруга (зона субдукции Японского желоба), территории Дании и др. Экспериментальный полигон Паркфилд Геологической службы США, наряду с широким комплексом собственно сейсмологической аппаратуры, оснащен также сетью гидрогеологических скважин (рис. 3, а). Глубина скважин изменяется от нескольких сотен метров до 1 км [6].

На основе данных по уровням подземных вод, полученных до, во время и после землетрясения в Лома Приета, Г.С.Вартанян [1] реконструировал характер эволюции ГГД-поля для района Паркфилд (см. рис. 3, б) и построил график  $D_e(t)$  (см. рис. 3, в).

Хотя эпицентральная зона, расположенная примерно в 200 км к северу от Паркфилда, не была охвачена Паркфилдской наблюдательной сетью (см. рис. 3, а), тем не менее, удалось установить, что формирующаяся короткоживущая структура деформации, связанная с землетрясением в Лома Приета, охватывала также район Паркфилда. Поэтому, предполагая, что короткоживущая структура деформации накануне землетрясения развивалась симметрично относительно эпицентральной зоны, можно предположить, что перед главным толчком площадь этой структуры составляла не менее 25 000 км<sup>2</sup>. График  $D_e(t)$  выявил характерный «седлообразный» сигнал-предвестник (см. рис. 3, в) за 10 дней до главного толчка землетрясения Лома Приета, что хорошо согласуется с модельным решением С.Тсе и Дж.Райса [37]. По нашему мнению, наблюдаемый предвестник представляет перспективный потенциал для краткосрочного прогноза землетрясений в пределах одинаковых геодинамических сред сдвиговой зоны.

На полигоне Суруга, префектура Токай наблюдения за уровнем подземных вод и регулярный отбор проб ведутся в течение более 10 лет [26]. Недавно эта наблюдательная сеть была расширена и в настоящее время покрывает территорию залива Осака, включая районы Токушима, Кобе, Осака и Киото [35]. В результате анализа данных наблюдений за 10-летний период была выявлена длительная тенденция повышения уровня подземных вод примерно на 6 см в год (если не происходило землетрясений). Учитывая известную скорость сдвижения тихоокеанской плиты от-

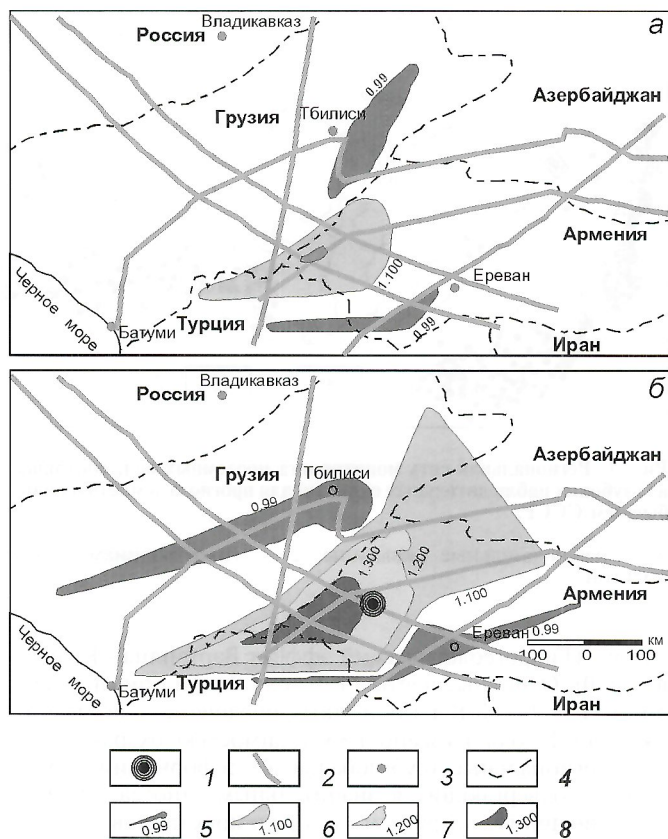


Рис. 2. ГГД-поле перед Спитакским землетрясением, Армения, 07.12.1988 г., М 6,9:

состояние ГГД-поля: а — за 3,5 месяца до землетрясения (12 ч 00 мин 18.08.1988 г.), б — за 40 мин до главного толчка (10 ч 00 мин 07.12.1988 г.); 1 — эпицентр Спитакского землетрясения; 2 — основные разломы; 3 — города; 4 — границы между государствами; 5 — зоны сжатия с коэффициентом относительной деформации  $e < 1$ ; 6—8 — участки, подверженные растяжению, характеризуются  $e > 1$  (слабое, среднее, интенсивное растяжение); цифры — значение  $e$

носительно участка Токай, равную 4 см в год и предполагая, что зона сжимающих деформаций имеет ширину примерно 500 км, по уравнению (1) можно сделать прогноз подъема уровня подземных вод, составляющий 4 см в год ( $\Delta e 0,8 \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$ ,  $G 3 \text{ ГПа}$ ,  $V 0,8$  и  $\nu 0,3$ ). Таким образом, наблюдаемый длительный подъем уровня подземных вод отражает и подтверждает медленное и постоянное упругое сжатие, предсказанное теоретически [19, 34, 36].

На основе анализа данных мониторинга подземных вод в районе Токай нами был изучен характер деформации земной коры, связанный с Шикотанским землетрясением (04.10.1994 г., М 8,2), эпицентр которого находился в открытом море у Курильских островов (рис. 4, а). Была выполнена реконструкция ГГД-поля и получена кривая  $D_e$  (см. рис. 4, б). Как следует из этих построений, короткоживущая региональная структура растяжения, связанная с Шикотанским землетрясением, оказывает воздействие на состояние подземного пространства в районе залива Токай-Суруга на расстоянии около 1200 км. Предположив, что эта структура накануне землетрясения была симметричной относительно эпицентральной области, можно оценить ее площадь не менее 1,5 млн.км<sup>2</sup> (3000×500 км). Тренд растяжения на кривой  $D_e$  принял обратный ход примерно за 2 месяца до землетрясения и снова начал расти примерно за две недели до разрыва (см. рис. 4, в). За два дня до главного толчка был зарегистрирован сигнал аномально высокого растяжения, за которым следовал сильный косейсмический эффект (релаксация деформации).



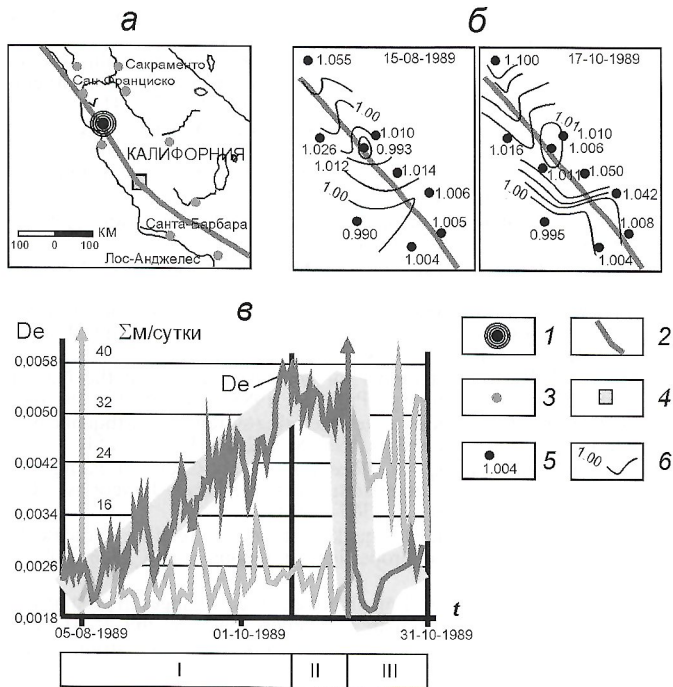


Рис. 3. Схема сети мониторинга подземных вод на территории Паркфилда (Калифорния, США) и местоположение эпицентра землетрясения Лома Приета (17.10.1989 г., М 7,2) (а), состояние ГГД-поля за 2 месяца и 14 ч до главного толчка (б) и график относительной деформации  $D_e$  (в) как функция времени:

1 — эпицентр землетрясения; 2 — разлом Сан Андреас; 3 — города; 4 — гидрогеодинамический полигон Паркфилд; 5 — наблюдательная скважина с указанием  $e$ ; б — изолинии коэффициента относительной деформации  $e$ ; периоды: I — межсейсмический, II — предсейсмический, III — постсейсмический; территория подвержена в основном растяжению; коэффициент относительной деформации  $e > 1$ ; показан идеализированный тренд деформации, используемый для краткосрочного прогноза землетрясений и суммарная суточная сейсмичность в регионе, определяемая суммой толчков силой М 0,5 и выше, происходящих за один день; стрелка — момент главного удара

Наблюдаемый характер поля напряжений—деформации в период Шикотанского землетрясения аналогичен характеру поведения деформируемой системы при других сильных землетрясениях (Хоккайдо, 1994; Кобе, 1995; Нефтегорск, 1995).

Мы полагаем, что повторяющееся и характерное поведение деформационного процесса и колебаний давления флюидов может быть использовано в качестве диагностического предвестникового сигнала сильных землетрясений.

На примере нескольких сильных сейсмических событий последних десятилетий показано, что коровые землетрясения сопровождаются формированием обширных короткоживущих структур деформации.

Наблюдаемый характер геодинамической и механической реакции этих структур хорошо согласуется с теоретическими решениями, полученными с помощью детерминистских имитационных моделей [32].

Для дальнейшего продвижения к практической реализации краткосрочного прогноза сильных и катастрофических землетрясений необходимо создание наднациональной комплексной сети наблюдений за сейсмическими предвестниками (включая систему ГГД-мониторинга), покрывающей геодинамически наиболее опасные регионы мира.

Выражаем благодарность Геологической Службе США за предоставление данных по наблюдательной сети в Паркфилде и данных, собранных по землетрясению в Лома Приета, и Геологической Службе Японии за предоставление данных по наблюдательной сети в районе Токаи и залива Суруга, а также данных по Шикотанскому землетрясению.

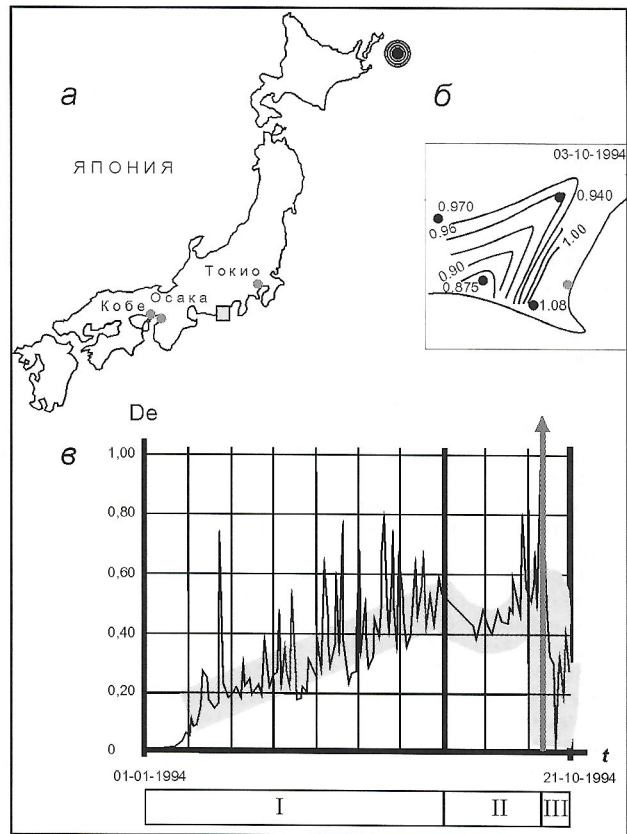


Рис. 4. Шикотанское землетрясение (04.10.1994 г. М 8,2):

а — схема сети мониторинга подземных вод в районе залива Суруга (Япония) и местоположение эпицентра землетрясения; б — ГГД-поле 03.10.1994 г. — за день до главного удара, территория подвержена в основном сжатию  $e < 1$ ;  $D_e$  — кривая относительной деформации как функция времени (темная линия), показан идеализированный тренд деформации (серый цвет), используемый для краткосрочного прогноза землетрясений; стрелка — момент главного удара; остальные условные обозн. см. на рис. 3

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вартанян Г.С. Гидрогеодеформационное поле во время Спитакского и Калифорнийского землетрясений // Советская геология. 1992. № 1. С. 3—12.
- Вартанян Г.С. Месторождения углекислых вод в горно-складчатых регионах. — М.: Недра, 1977.
- Вартанян Г.С. Метод оценки напряженного состояния массивов горных пород. — М.: Государственный комитет СССР по делам изобретений и открытий, 1979.
- Вартанян Г.С. Региональная система геодинамического мониторинга в проблеме устойчивого развития государств сейсмоопасных провинций мира // Отечественная геология. 1999. № 2. С. 37—45.
- Вартанян Г.С. Флюидосфера и эндодренажные системы Земли как ведущие факторы геологической эволюции // Отечественная геология. 2000. № 6. С. 14—22.
- Вартанян Г.С., Бредехофт Дж.Д., Розлоффс Э.А. Гидрогеологические методы при изучении тектонических напряжений // Советская геология. 1992. № 9. С. 3—12.
- Вартанян Г.С., Куликов Г.В. Гидрогеодеформационное поле Земли // Докл. АН СССР. 1982. Т. 2. С. 310—314.
- Вартанян Г.С., Куликов Г.В. О глобальном гидрогеодеформационном поле // Советская геология. 1983. № 5. С. 116—125.
- Монахов Ф.И., Ашихин В.П., Хантаев А.М. и др. Упругие подземные деформации, землетрясения и предвестниковые эффекты // Физика Земли. 1981. № 10. С. 96—99.
- Открытия и изобретения // Официальный Бюллетень Государственного Комитета СССР по делам изобретений и открытий. 1983. № 46. С. 3.
- Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. — М.: Наука, 1993.
- Уламов В.И. Сейсмическое районирование // Природные катастрофы в России. М., 2000. С. 295.



13. *Allegri L.* et al. Radon and tilt anomalies detected before the Irpina (South Italy) earthquake of November 23, 1980 at great distances from epicenter // *Geophys. Res. Lett.* 1983. № 10. P. 269.
14. *Bella* et al. Hydrogeochemical anomalies in Kamchatka (Russia) // *Phys. Chem. Earth.* 1998. № 23. P. 921—925.
15. *Bredhoeft J.D.* Response of well-aquifer systems to earth tides // *J. Geophys. Res.* 1967. 72. P. 3075—3087.
16. *Chi-Yu King.* Radon emanation on the San Andreas fault // *Earthquake information bulletin.* 1978. Vol. 10. № 4.
17. *Davis S.N., DeWiest.* Hydrogeology // *R. J. M.* 1966.
18. *DeMets C.* Afterslip no longer an afterthought // *Nature.* 1997. Vol. 386.
19. *Dmowska R., Zheng G., Rice J.R.* Seismicity and deformation at convergent margins due to heterogeneous coupling // *Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. № B2. P. 3015—3029.
20. *Fyfe W.S., Price N.J., Thompson A.B.* Fluids in the earth's crust. Developments in Geochemistry 1. Elsevier Scientific, NY. 1978.
21. *Hsieh P.A., Bredhoeft J.D., Rojstaczer S.A.* Response of well aquifer systems to earth tides: problem revisited // *Water Resources Research.* 1988. Vol. 24. № 3. P. 468—472.
22. *Jensen O.K., Bresling S., Christensen O.W., Rasmussen F.O.* Natural fracture distribution in reservoirs modelled by backstripping and finite element stress analysis // *Society of Petroleum Engineers.* 1989. SPE-paper 18 429.
23. *Jumikis A.R.* Rock Mechanics. Trans Tech Publications // Series on rock and soil mechanics. 1988. Vol. 7.
24. *Kagan Y., Knopoff L.* Statistical short-term earthquake prediction // *Science.* 1987. № 236. P. 1563—1567.
25. *King C.Y., Koizumi N., Kitagawa Y.* Hydrogeochemical anomalies and the 1995 Kobe earthquake // *Science.* 1995. № 269. P. 38—39.
26. *Kitagawa G., Matsumoto N.* Detection of coseismic changes of underground water level // *J. American Statistical Association.* 1996. Vol. 91. № 434.
27. *Lomnitz C.* Fundamentals of earthquake prediction. John Wiley & Sons Inc., 1994.
28. *Rice J.R., Cleary M.P.* Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1976. № 14. P. 227—241.
29. *Roeloffs E.A.* Hydrological precursors to earthquakes // A review. Pure and Applied Geophysics. 1988. № 126. P. 177—206.
30. *Scholz C.H.* The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge Univ. Press: Cambridge, 1990.
31. *Scholz C.H.* Whatever happened to earthquake prediction? // *Geotimes.* March. 1997. P. 16—19.
32. *Scholz C.H.* Earthquakes and friction laws // *Nature.* 1998. Vol. 391. P. 37—42.
33. *Sieh K., Stuiver M., Brillinger D.* A more precise chronology of earthquake produced by San Andreas Fault in Southern California // *J. Geophys. Res.* 1989. № 94. P. 603—623.
34. *Stuart W.D.* Forecast model for great earthquakes at the Nankai Trough subduction zone // *Pageoph.* 1988. Vol. 126. P. 619—641.
35. *Takahashi M.* Groundwater telemetering system for earthquake prediction // *J. of Geography.* 1993. № 102 (3). P. 241—251.
36. *Taylor M.A.J., Zheng G., Rice J.R.* et al. Cyclic stressing and seismicity at strongly coupled subduction zones // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. № B4. P. 8363—8381.
37. *Tse S., Rice J.* Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of friction slip properties // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91. P. 9452—9472.
38. *Tsunogai U., Wakita H.* Precursory chemical changes in ground water: Kobe earthquake, Japan // *Science.* 1995. № 269. P. 61—63.
39. *Wakita H.* Water wells as possible indicators of tectonic strain // *Science.* 1975. № 189. P. 553—555.
40. *Working Group on California earthquakes probabilities.* Probabilities of large earthquakes in San Francisco Bay region, California. U.S. Geol. Survey Circular 1053, 1990.
41. *Yeats R.S., Sieh K., Allen C.R.* The geology of earthquakes // Oxford university press, Inc. 1997.

## Энергетические минерально-сырьевые ресурсы

УДК 549.1+550.4:553.98(571.1)

© И.Н.Ушатинский, А.В.Рыльков, 2002

### Литогеохимия и перспективы нефтегазоносности триас-юрских отложений северных районов Западной Сибири

И.Н.УШАТИНСКИЙ, А.В.РЫЛЬКОВ (ЗапСибНИГНИ ТюмГНГУ)

Обеспечение ресурсами углеводородного сырья остается глобальной проблемой развития общества и в XXI в. На этом фоне одна из первоочередных задач — определение перспектив нефтегазоносности глубоких горизонтов (более 5 км) осадочного разреза различных бассейнов. Решение задачи сдерживается ограниченностью фактического материала, методологическими погрешностями, инерцией традиционных концепций в этой области.

Одним из наиболее приоритетных регионов в теоретическом и практическом аспектах проблемы остается Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция (ЗСП), где в северной ее части (Надым-Пурская нефтегазоносная область и др.) мощность осадочного чехла по геофизическим данным достигает 10 км и более. В последнее время здесь выполнен значительный объем глубокого бурения. Помимо прочего, в процессе этих работ пробурены более 20 скважин глубиной более 5000 м (рис. 1), включая сверхглубокую скважину ТСГ-6 (забой 7502 м, остановлена в отложениях верхней перми). Скважинами пройден полный разрез юры и триаса мощностью более 3000 м. Отложения залегают на глубинах более 5 км. Получен уникальный для решения проблемы геологический материал. Проведенные ранее литогеохимические исследования [1, 2, 11, 15, 18, 20] выявили неоднозначность представлений о строении, литогенезе, перспективах нефтегазоносности отложений. Обсуждению этих вопросов и посвящена данная работа.

Схематический литологический разрез триас-юрских отложений изучаемого района приведен в табл. 1 (стратиграфия дана по схеме ЗапСибНИГНИ). Наибольшие мощности и темпы седиментации (до лавинных значений, более характерных для геосинклиналей, чем для платформ) отмечены в преимущественно вулканогенных отложениях низов триаса (коротчаевская свита), а также в терригенных толщах нижней и средней юры (низы котухтинской и тюменской свит). Пониженные темпы седиментации свойственны отложениям верхней юры.

Основные литотипы пород (см. табл. 1) в изучаемых отложениях — мелкозернистые песчаники с алевролитами и глины. В баженовской свите здесь (как и в других районах ЗСП) важную роль играют битуминозные кремнистые глины (бажениты). В низах юры и верхах триаса (береговая, витютинская свиты) заметный вклад (до 30%) вносят в состав толщ конгломераты, гравелиты, крупнозернистые (гравелитовые) песчаники, что повышает коллекторский потенциал толщи. Песчано-алевритовые пласты (коллекторы) имеют значительные (десятки метров) мощности и сравнительно равномерно чередуются с глинистыми (экранирующими) толщами, что благоприятно для формирования залежей углеводородов. В низах триаса доминируют базальтоиды трапповой формации Сибири.

По минеральному составу (табл. 2) псефиты и псаммиты триаса отнесены к грауваккам и кварцевым грауваккам,



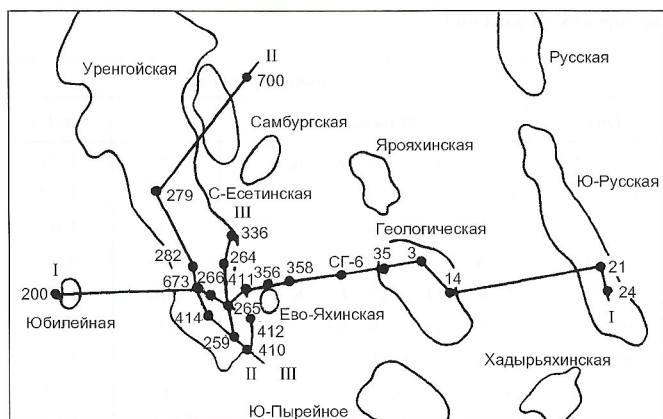


Рис. 1. Схема расположения базовых глубоких скважин и профилей в районе исследований

в нижнеюрских толщах повышается роль аркозов, а для комплексов средней, верхней юры и неокома обычными становятся (как и в центральных районах провинции) полимиктовые песчано-алевролитовые породы. В граувакках обломки представлены преимущественно кремнистыми сланцами (содержание кремнезема до 80%) и эффузивами. Среди полевых шпатов во всех литотипах пород присутствуют как плагиоклазы, так и калиевые разновидности.

### 1. Литологический разрез триас-юрских отложений

Возраст	Свиты, пакки	Мощность, м	Содержание литотипов, %			Темп седиментации, м/млн.лет	Отметка, м	T <sub>пл.</sub> , °C	P <sub>пл.</sub> , МПа
			П (К)	А	Г				
Ранний мел	1. Ачимовская	78	36	19	45	10	3703	85	42
Поздняя юра	2. Баженовская	27	10	10	80	4	3782	87	44
	3. Георгиевская	12	10	10	80	2	3844	90	44
	4. Васюганская	82	17	17	66	8	3854	91	45
	5. Тюменская	688	36	22	42	53	3982	97	48
Средняя юра	6 — верхняя	236	38	21	41	39	3982	97	48
	7 — средняя	116	28	21	51	29	4187	102	49
	8 — нижняя	336	37	22	41	112	4360	125	50
	9. Котухтинская	631	32	22	46	63	4803	142	72
Ранняя юра	10 — радомская	54	11	22	67	36	4803	142	72
	11 — верхнеждангодская	214	43	19	38	71	4880	145	73
	12 — тогурская	72	14	17	69	21	5010	146	74
	13 — нижнеждангодская	291	35 (1)	22	42	145	5105	147	76
	14. Ягельная	79	32 (2)	21	45	26	5252	148	78
	15. Береговая	210	42 (20)	10	28	21	5370	150	81
	16. Витютинская	78	38 (30)	10	22	6	5610	155	92
Триас	17. Варенгаяхинская	161	30 (3)	22	45	12	5775	159	106
	18. Пурская	312	28	24	48	31	6011	165	112
	19. Коротчаевская	413	Нет данных			110	6424	185	120
	Пермь	20. Аймальская	>200	То же			Нет данных	7309	190

Примечание: П — песчаники; А — алевролиты; Г — глины; К — конгломераты, гравелиты; отметки кровли, пластовые температуры и давления приведены по скв. ТСГ-6.

Слюды относятся преимущественно к мусковитовому типу (2M<sub>1</sub>).

Кластический материал несет информацию о составе пород областей питания, а морфология зерен отображает условия переноса. Угловатые очертания обломков в граувакках триасового и нижнеюрского комплексов указывают на важную роль местных источников сноса материала (выступы фундамента) и короткие пути транспортировки.

Глинистый цемент песчаников на всем протяжении толщи сложен главным образом гидрослюдой и хлоритом. Гидрослюды чаще относятся к модификации 1М, их частицы удлиненной формы (до 10 мкм) нередко выходят в поровое пространство. Под электронным микроскопом иногда удается наблюдать последовательный ряд их возникновения за счет катагенетической трансформации смектитовых образований. Идиоморфизм, структура и хрупкость кристаллов однозначно указывают на их аутигенный генезис. Такое же происхождение имеет и основная часть хлорита в цементе. Он образует пленки, кристификаты на зернах, которые могли сохраниться только на месте образования. В структуре минерала развиты пакеты типа сигма, что характерно для аутигенного хлорита в отложениях осадочного чехла [17, 18].

Минеральные компоненты пород претерпели активное воздействие процессов катагенеза, а в основании триаса также воздействие гидротермальных (постбазальтоидных) процессов. В породах наблюдаются конформные, регенерационные, бластезные структуры, вдавливание, растрес-



## 2. Минеральный состав и сорбционная емкость $\varepsilon$ (в мг-экв) пород триас-юрских отложений

Свита	Песчаники, алевролиты				Глинистые породы		
	Кв	Пш	Сл	Обл	Минералы	$\varepsilon$	Na/Ca
Ачимовская	33—37	40—44	7—12	10—15	Г, X, CO <sub>2</sub> , CO <sub>3</sub> , Кб, К	9,82	1,24
Баженовская	Баженинты				CO <sub>1-3</sub> , Г, М, К, X	9,47	1,12
Васюганская	25—35	35—40	6—10	25—35	Г, X, CO <sub>2-3</sub> , К	8,41	1,04
Тюменская	35—50	30—40	2—7	25—50	Г, X, К, CO <sub>2-3</sub> , Кб	6,84	0,96
Котухтинская	35—55	20—35	2—6	35—55	X, Г, CO <sub>2</sub> , CO <sub>3</sub> , Кб, К	7,26	1,09
Ягельная	35—45	20—30	2—4	40—50	Г, X, CO <sub>2-3</sub> , К, Кб	7,83	0,97
Береговая	35—50	10—20	1—2	45—55	Г, X, CO <sub>3</sub> , К, Кб	7,21	1,31
Витютинская	40—60	10—20	1—1,5	45—60	X, Г, CO <sub>3</sub> , К, Кб	7,62	1,25
Варенгайхинская	45—55	10—15	<1	50—60	X, Г, CO <sub>3-2</sub> , Кб, К	6,96	1,05
Пурская	40—55	5—10	<1	60—70	X, Г, CO <sub>3-2</sub> , К, Кб	11,90	0,83

Примечание: Кв — кварц; Пш — полевые шпаты; Сл — слюды; Обл — обломки пород; Г — гидрослюда; X — хлорит; К — каолинит; М — монтмориллонит (смектит); CO<sub>1</sub>, CO<sub>2</sub>, CO<sub>3</sub> — смешаннослойные образования ряда Г—М с высоким, средним и низким числами набухающих слоев; Кб — карбонатные, ГлМ — глинистые минералы; Хц — халцедон; Пт — пирит; конгломераты и гравелиты учтены с песчаниками.

кивание, растворение зерен на стыках, различные минеральные новообразования (эпидот, кварц, гидрослюда, хлориты, дикцит и др.), встречающиеся в регионах с глубоким литогенезом осадков. Глины уплотнены, часто имеют аргиллитоподобный облик. Углефикация ОВ (витринит) в низах разреза достигает по скв. ТСГ-6 стадий Т-ПА. Эти явления привели некоторых исследователей к выводу о весьма высоком (вплоть до метагенеза) региональном фоне изменения осадков и отсюда к сомнениям в отношении коллекторского потенциала и перспектив нефтегазонасности глубоких горизонтов [15]. Однако приводимые ниже литогеохимические показатели не позволяют однозначно согласиться с такими заключениями.

Конформные, шиповидные и другие подобные структуры в песчаниках мезозоя ЗСП развиты не обязательно в глубоких горизонтах чехла, но и на весьма умеренных глубинах (2—4 км). Подобная картина отмечена и для многих (включая глинистые) минералов, считавшихся ранее высокотемпературными образованиями [8, 13, 17].

В Западной Сибири, как и в других регионах, по известным причинам (различия в составе и гранулометрии пород, растворение карбонатов, заполнение поровой среды нефтью, влияние АВПД и др.) воздействие процессов катагенеза проявляется неравномерно и разнонаправленно, в силу чего рассматриваемые свойства пород сохраняются на больших глубинах. Как видно из рис.2, коллекторский потенциал (включая вторичные коллекторы) изучаемых отложений сохраняется глубже 5000 м. При этом фильтрационно-емкостные свойства нефтенасыщенных пород здесь (как и в других регионах) заметно выше, чем водонасыщенных, что связано с консервирующим влиянием нефтяных углеводородов (в нефтяной среде приостанавливаются электролитические по своему существу аутигенно-минералогические реакции изменения коллекторов). Важную роль играет и гранулометрический спектр осадков. В конгломератах и гравелитах триаса открытая пористость достигает 18—20%, а проницаемость 10—15 мд (фм<sup>2</sup>). Экранирующие свойства глинистых флюидоупорных толщ (тогурская, радомская, васюганская) остаются по составу и обменному комплексу (см. табл. 2) удовлетворительными (экраны III класса) на всей изучаемой территории. Породы сохраняют свойства глин (состав, плотность, сорбционная емкость и др.), в хрупкие и трещиноватые аргиллиты они не превратились.

В цементе триасовых песчаников отмечено [2, 15] присутствие аутигенного железистого хлорита—бертьерина, возникновение которого связано с глубинными процессами изменения пород. Однако такие минералы, как извест-

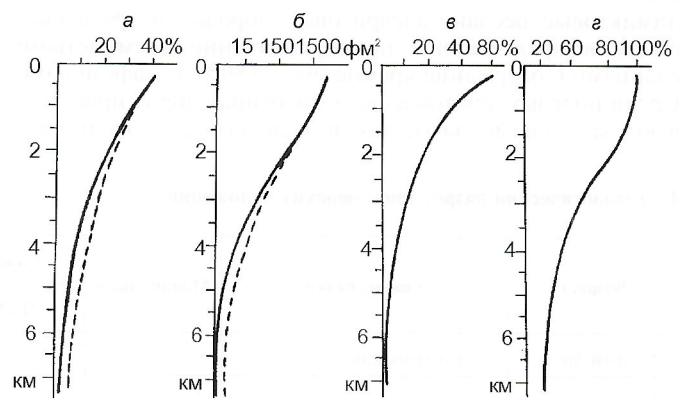


Рис. 2. Постседиментационные изменения мезозойских отложений Западной Сибири:

а — открытая пористость; б — проницаемость песчано-алевритовых пород (пунктир — нефтегазонасные породы); в — общая пористость глин; з — изменение числа набухающих слоев в смектиновых образованиях

но [7, 8], образуются при диагенезе морских осадков, а также характерны для нематаморфизованных осадочных железных руд и бокситов. Они не могут служить показателем глубоких стадий катагенеза осадков. У.А.Дир относит их к группе низкотемпературных септехлоритов [4].

Распространение каолинита в изучаемых отложениях имеет подчиненный характер. В поровом пространстве песчаников он встречается в виде крупных (до 20 мкм) шестигранных заведомо аутигенных кристаллов. В низах разреза место такого каолинита (или совместно с ним) занимает дикцит. Его появление в отложениях Западной Сибири чаще обязано не столько воздействию глубинных факторов, сколько изменению химизма среды. В Шаимском районе он образуется в песчаниках под воздействием углекислых вод на глубинах порядка 1500 м при температуре 80—90°C [16]. Преобразование в порах песчаников дисперсных глинистых минералов (смектит, гидрослюда) в крупнокристаллический каолинит или дикцит существенно повышает их пористость и проницаемость.

Карбонаты в цементе песчаников представлены кальцитом, реже сидеритом, анкеритом, доломитом. Как в целом по мезозою ЗСП, они имеют преимущественно эпигенетическое (катагенетическое) происхождение. Активная карбонатная цементация резко снижает коллекторские



### 3. Формы железа, углерода и стадии катагенеза триас-юрских отложений, %

Свита	Формы железа				Формы углерода		Стадии катагенеза	
	Ж <sub>1</sub>	Ж <sub>2</sub>	Ж <sub>3</sub>	Ж <sub>4</sub>	С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>	ОВ	Породы
Ачимовская	5,41	0,28	2,76	0,46	0,89	0,69	Д—ДГ	МК <sub>1-2</sub>
Баженовская	5,46	0,70	2,04	1,65	4,76	1,86	Д—ДГ	МК <sub>1-2</sub>
Васюганская	7,79	1,23	2,23	0,69	1,22	1,01	ДГ—Г	МК <sub>1-2</sub> —МК <sub>2</sub>
Тюменская	4,36	0,41	2,47	0,06	1,12	0,55	Г—Ж	МК <sub>2</sub> —МК <sub>3</sub>
Котухтинская	5,44	0,16	3,35	0,12	1,24	0,83	Ж—К	МК <sub>3</sub> —МК <sub>4</sub>
Ягельная	5,46	0,67	1,98	0,17	0,73	0,35	К <sub>2</sub> —К <sub>3</sub>	МК <sub>4</sub> —МК <sub>4-5</sub>
Береговая	5,75	0,28	2,49	0,15	0,86	0,63	К <sub>3</sub> —ОС <sub>1</sub>	МК <sub>4-5</sub> —МК <sub>5</sub>
Витютинская	9,14	1,46	4,79	0,12	0,84	0,67	ОС <sub>2</sub> —ОС <sub>3</sub>	МК <sub>4-5</sub> —МК <sub>5</sub>
Варенгахинская	4,50	0,20	2,78	0,14	0,79	0,73	ОС <sub>3</sub> —Т	МК <sub>5</sub> —АК <sub>1</sub>
Пурская	9,07	2,86	3,93	0,19	0,85	0,77	Т—ПА	МК <sub>5</sub> —АК <sub>1</sub>

Примечание: Ж<sub>1</sub> — железо общее; Ж<sub>2</sub>+Ж<sub>3</sub>+Ж<sub>4</sub> — железо аутигенное (Ж<sub>2</sub> — оксид железа (III), Ж<sub>3</sub> — оксид железа (II), Ж<sub>4</sub> — пиритное); С<sub>1</sub> — углерод остаточный (современное содержание С<sub>орг</sub>); С<sub>2</sub> — углерод, израсходованный на редукционные процессы в диагенезе (С<sub>ред</sub>); номенклатура стадий катагенеза дана по Н.Б.Вассоевичу.

свойства песчаников, тогда как растворение карбонатного цемента, напротив, их повышает. Карбонатный материал присутствует и в глинах. Общая карбонатность триас-юрского разреза не превышает 5%, однако в некоторых свитах она резко увеличивается. Так, в карбонатизированных алевролитах пурской и витютинской свит содержание карбонатов (преимущественно сидерит) достигает 30—50%. Структуры карбонатов не несут признаков мраморизации.

**Тяжелая фракция.** Для юрско-неокомских отложений ЗСП нами выделен по комплексу акцессорных минералов (гранат, эпидот, циркон, сфен, лейкоксен, турмалин и др.) ряд терригенно-минералогических провинций — источников сноса осадочного материала [17]. В изучаемых триас-юрских отложениях присутствуют примерно те же акцессорные минералы, но несколько в иных соотношениях [1, 15, 18]. Анализ результатов изучения тяжелой фракции подтверждает заключение о большой роли местных источников сноса при формировании этих отложений.

Глины триас-юрских отложений (см. табл. 2) сложены главным образом гидрослюдой модификации 2M<sub>1</sub> и хлоритом типа 1Тк. Минералы такого строения обычно имеют в глинах мезозоя ЗСП аллотигенный генезис. Примечательная особенность изучаемых глин — постоянное присутствие по всему разрезу (см. рис. 2) смешаннослойных смектитовых (смектит-гидрослюдистых) образований преимущественно с нерегулярным чередованием слоев, нередко с высоким (до 70%) содержанием набухающих пакетов. Гидрослюдизация смектита здесь, помимо прочих факторов, тормозится дефицитом ионов калия, необходимых для этого процесса. Наличие таких смектитовых образований, считающихся неустойчивыми в жестких термо-барических условиях [7, 8], не согласуется с представлениями о весьма глубокой катагенетической измененности отложений. Высокая обменная емкость глин также указывает на это обстоятельство. К такому же заключению приводит и анализ распределения форм железа и углерода в породах.

В изучаемых отложениях среднее содержание общего железа (табл. 3) составляет 4,5—6,5% (в песчаниках 4—5, глинах 6—7, сидеритовых алевролитах триаса до 25%). Эти данные заметно отличаются от приводимых ранее (3—4% в песчаниках, 4—5% в глинах) для неоком-юрских отложений центральных районов ЗСП [5, 17], хотя общий принцип распределения (от песчаников к глинам) сохраняется. Увеличение содержаний железа (по сравнению с центральными районами) вызван обогащением пород железистыми глинистыми минералами (хлориты, гидрослюды, смектиты). По отношению к общему железу на долю аути-

генного приходится 60—80%, т.е. аутигенное железо резко превалирует над обломочным.

Содержание пиритного железа всюду (кроме баженовской свиты) остается невысоким. Соотношения средних содержаний пиритного железа и органического углерода изменяется в толщах от 0,06 (низы котухтинской, тюменской свит) до 0,34 (баженовская свита), чаще они составляют 0,1—0,2. Это указывает на важную роль во всех толщах фаций, генетически связанных с морем, что подтверждается геохимией поглощенных катионов (рис. 3) и микроэлементов. Это способствовало повышению в осадках содержания сапропелевого ОВ, благоприятного для генерации жидких углеводородов. Важная роль морского планктона в составе ОВ юрских осадков установлена и данными изотопного анализа, в баженовской свите ведущее место принадлежит диатомеям и радиоляриям [12, 15].

Наибольший вклад в содержание общего железа вносит оксид железа (II) алюмосиликатов и карбонатов. Оно преобладает над оксидом железа (III) от 2 раз (пурская свита) до 33 раз (тогурская пачка). Это указывает на господство в диагенезе восстановительной геохимической обстановки, благоприятной для сохранности исходного ОВ и последующих процессов нефтегазообразования. Диагенетические потери ОВ (главным образом на редукцию железа) изменились от 0,21 (баженовская свита) до 0,47 (пурская) массы исходного. Количество последнего примерно в 2 раза превышало его современное содержание в породах.

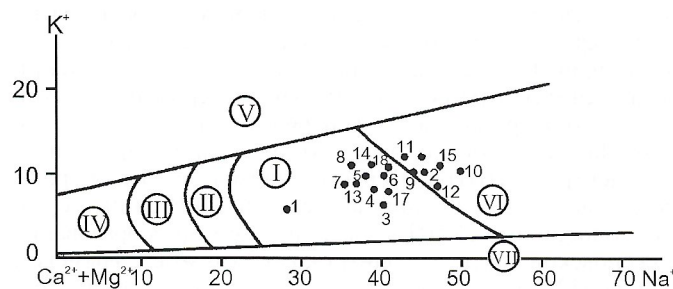


Рис. 3. Фациальные условия образования триас-юрских отложений:

поля на диаграмме: I и II — морские водоёмы с нормальной и пониженной солёностью вод, III — водоёмы солонатоводные, IV — пресноводные, V — с повышенной солёностью вод, VI — с неустойчивым гидрохимическим режимом, VII — лагуны натриевого типа; точки на диаграмме — свиты и пачки (номера соответствуют указанным в табл. 1)



#### 4. Средние содержания микроэлементов в триас-юрских отложениях, 10<sup>-3</sup>%

Свита	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb	Э
Ачимовская	7	16	46	1,1	35	1,8	5,5	1,8	31	29	59	2,6	19,7
Баженовская	36	11	22	2,5	25	5,1	25	1,6	20	25	68	2,8	16,1
Георгиевская	26	17	34	1,5	30	3,5	20	1,2	20	18	60	1,9	18,7
Васюганская	12	19	95	2	41	3,6	11	1,5	25	26	53	2,2	21,9
Тюменская	11	17	71	1,3	38	4	8,1	2	29	30	60	3,1	9,2
Котухтинская	13	15	38	1,4	28	4,1	6,1	1,6	26	24	55	3,2	9,8
Ягельная	6	5	40	0,5	20	3,5	4	1,5	22	13	22	1,8	16,6
Береговая	6	28	30	1,2	80	3	6,9	1,5	30	13	26	1,3	17,5
Витюгинская	8	21	82	1,2	40	3,1	6,5	1	24	18	33	1,7	19,9
Варенгаяхинская	10	20	62	1,2	37	2,2	7,1	0,8	18	15	38	1	14,8
Пурская	13	10	67	1,8	21	3,5	6,2	1,1	22	14	29	0,7	22,5
Коротчаевская	12	8	62	3	15	5	6	0,7	27	16	17	1,3	Н.д.
По разрезу	11	16	64	1,7	36	3,4	9,8	1,2	23	22	47	2,1	15,3
Мезозой ЗСП	8,3	6,5	44	1,3	8,5	3,3	7,5	1,1	40	31	65	1,2	8,7
К	1,6	0,6	1,2	1,2	0,4	1,6	1,7	1,6	0,7	0,9	1,1	1,1	Н.д.

Пр и м е ч а н и е: Э — геохимический модуль; К — коэффициент концентрации элементов в глинах по отношению к песчаникам (триас—юра); Н.д. — нет данных; по мезозою ЗСП приведены данные по песчаникам продуктивных отложений.

Фиксируемое ныне в толщах среднее содержание ОВ ( $C_{\text{орг}}$ ) изменяется (см. табл. 3) от 0,5 до 4,8%, а пределы колебаний варьируют от 0,1 до 10% и более (в углистых прослоях 30—40%). Минимальные значения относятся к конгломератам, гравелитам и песчаникам, максимальные — к глинам. Высокими содержаниями ОВ отличаются баженовская свита (как и всюду в ЗСП), тогурская, радомская пачки, прослой глины в пурской свите. Содержания ОВ в них такие, которые характерны для типичных нефтематеринских толщ ЗСП [6, 12].

Стадии углефикации ОВ в отложениях верхней и средней юры отвечают главной зоне нефтеобразования (ГЗН), отложения нижней юры вступили в последующую второстепенную зону, а отложения триаса находятся преимущественно в нижней (глубинной) зоне газообразования (ГЗГ). Соответственно здесь изменяются [14, 15] содержания битумоидов (от 0,125 в породах средней юры до 0,05 в низах триаса) и генерационный потенциал (от 18,1 до 1,2 мг УВ/г  $C_{\text{орг}}$ ).

При этом установленная по материалам ряда скважин повышенная степень углефикации ОВ в низах разреза не согласуется с относительно невысокими современными пластовыми температурами (см. табл. 1). В региональном плане палеотемпературы здесь вряд ли были выше [9]. Указанные расхождения следует в первую очередь связывать с кратковременным (локальным) влиянием тепла базальтоидов. Отсюда генерационный потенциал отложений нельзя считать в региональном плане исчерпанным. Такой вывод подтверждается и экспериментальными данными [14]. На глубинах более 5000 м концентрация парамагнитных центров (КПЦ) в ОВ нерастворимого остатка породы возрастает до 30—40 спиновых единиц ( $10^{18}$  спин/г  $C_{\text{орг}}$ ), что сопоставимо с КПЦ в главной зоне нефтеобразования баженовской свиты (глубины около 3000 м) в Салымском районе [12]. Это согласуется и с приведенными выше другими характеристиками пород (минеральный состав, поглощенные катионы и др.), а также с геохимией микроэлементов.

Средние содержания микроэлементов в толщах триас-юрских отложений приведены в табл. 4. Общая картина здесь соответствует принципиальной схеме их распределения в породах платформенного чехла ЗСП и кларкам для осадочных пород земной коры [3, 10, 17, 18]. Концентра-

ции элементов показывают зависимость от состава материнских пород областей питания, условий накопления и изменения осадков, обогащения органическим (включая нефть, битумоиды), глинистым, карбонатным материалом и от ряда других факторов.

Четкую связь с ОВ проявляют ванадий, кобальт (порфирины), медь, цинк, уран (высокие концентрации в битуминозных прослоях баженовской, тюменской, котухтинской, пурской свит). Хром, марганец, никель чаще связаны с карбонатами (манганокальцит) и сульфидами. Такие же связи обнаруживают стронций и барий (карбонаты), частично медь и свинец (сульфиды). Содержания ряда элементов имеют между собой достаточно уверенную корреляционную связь (кобальт с медью и др.). Некоторые элементы (уран, ванадий и др.) служат геохимическими переперами при стратификации толщ.

Содержания большинства элементов возрастают в ряду песчаники—алевролиты—глины (нередко в 1,5—2 раза). В самих песчаниках более высокие концентрации также наблюдаются в глинистом (карбонатно-глинистом) цементе. Элементы, связанные с рудными минералами (цирконий, частью хром и др.), концентрируются в тяжелой фракции песчаников. Такое распределение элементов показывает, что их перенос из областей питания в бассейн седиментации осуществлялся главным образом в механической форме (в составе взвесей, обломков) и лишь частично в растворенной форме. Определяющую роль играли терригенные осадки, поступление эксгалативного вулканического материала не имело существенного влияния, железо-титановый геохимический модуль (по Н.М.Страхову) почти всюду менее (см. табл. 4) критического значения (принимается равным 25—30).

При определении фациальных условий осадконакопления используются различные микроэлементы (соотношения стронция и бария, никеля и кобальта и др.). Более достоверную информацию дает концентрация бора, содержания которого в морских отложениях обычно более 0,005%, а в пресноводных ниже [3, 5, 10, 17, 19]. В изучаемых отложениях среднее содержание бора в баженовской свите составляет 0,0085% (соотношение с галлием 8,4), в верхней части тюменской свиты 0,009, в тогурской пачке 0,008%, т.е. по приведенным критериям во всех указанных толщах определяющую роль играли морские фаши. Такой



вывод согласуется и с фациальными диаграммами по комплексу поглощенных катионов (см. рис. 3), и с палеогеографическими данными по мезозою ЗСП [1, 2, 6, 11, 15].

Геохимия микроэлементов в породах и водах осадочного чехла плиты широко используется в решении прикладных задач нефтегазовой геологии (поисковые критерии, выделение продуктивных интервалов, определение зон ВНК и др.). При этом установлено, что содержание многих элементов (ванадий, кобальт, никель и др.) в нефтеносных породах существенно выше, чем в водоносных [3, 10, 12, 17]. Как видно из табл. 4, концентрация микроэлементов в триас-юрских отложениях вполне сопоставима с их концентрацией в продуктивных песчаниках ЗСП, что в общем виде указывает на возможную нефтеносность разреза. Геохимические аномалии позволяют выделить здесь зоны вторичных коллекторов с повышенными фильтрационно-емкостными свойствами и локальными скоплениями углеводородов. По предварительным оценкам [15], нефтепродуктивность отложений тюменской свиты может достигать 134, котухтинской 180, пурской 280 тыс.т/км<sup>2</sup>.

В заключение следует отметить, что рассмотрение достаточно широкого круга литогеохимических показателей позволяет выявить основные особенности формирования пород глубокозалегающих горизонтов осадочного чехла ЗСП. Полученные данные не согласуются с отнесением нижней части триас-юрского разреза к зоне крайнего катагенеза—метагенеза осадков. Региональный фон соответствует лишь завершающим стадиям мезокатагенеза. Катагенез ОВ (малоустойчивого к воздействию температуры по сравнению с минеральной массой) отображает локальное влияние тепла эффузивов и не может служить однозначным показателем регионального уровня литогенеза осадков. Эти факторы необходимо учитывать при оценке коллекторских, экранирующих свойств пород и перспектив нефтегазоносности отложений. Достаточной отчетливый спад в проведении литогеохимических исследований природной системы порода—ОВ—вода—углеводороды, наблюдающийся в последние годы (как в целом по стране, так и в Западной Сибири), несомненно приведет, если не будет преодолен, к отставанию в научно-теоретическом обосновании критериев оценки нефтегазоносности. Особенно важна ликвидация такого отставания для изучения глубокопогруженных горизонтов осадочного чехла севера Западной Сибири — одного из основных резервов подготовки запасов углеводородов уже в недалеком будущем.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири* / Под ред. Ф.Г.Гурари. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991.
2. *Геология и нефтегазоносность Надым-Пур-Тазовского междуречья* / Под ред. Н.Х.Кулахметова, Б.В.Никулина. Тр.конференции. — Тюмень—Таркосале: ЗапСибНИГНИ, 1995.
3. *Грамберг И.С.* Палеогидрохимия терригенных толщ. — Л.: Недра, 1973.
4. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 3. — М.: Мир, 1966.
5. *Конторович А.Э., Берман Е.Л., Богородская Л.И.* и др. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности. — М.: Недра, 1971.
6. *Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К.* и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. — М.: Недра, 1975.
7. *Кристаллохимия минералов и геологические проблемы* / Отв. ред. А.Г.Коссовская. — М.: Наука, 1975.
8. *Котельников Д.Д., Конохов А.И.* Глинистые минералы осадочных пород. — М.: Недра, 1986.
9. *Курчиков А.Р., Ставицкий Б.П.* Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири. — М.: Недра, 1987.
10. *Матусевич В.М., Ушатинский И.Н.* Особенности состава и формирования геофлюидальных систем Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Изв. вузов. Нефть и газ. 1998. № 4. С. 28—35.
11. *Нестеров И.И., Бочкарев В.С., Пуртова С.И.* Уникальный разрез триаса Западной Сибири // Докл. РАН. 1995. Т. 340. № 5. С. 659—663.
12. *Нестеров И.И., Ушатинский И.Н., Мальхин А.Я.* и др. Нефтегазоносность глинистых пород Западной Сибири. — М.: Недра, 1987.
13. *Перозио Г.Н.* Эпигенез терригенных осадочных толщ юры и мела Западно-Сибирской низменности. — М.: Недра, 1971.
14. *Полякова И.Д., Борукаев Г.Ч., Перозио Г.Н.* и др. Нефтегазогенерационный потенциал на больших глубинах // Докл. РАН. 1995. Т. 345. № 2. С. 236—239.
15. *Тюменская сверхглубокая скважина: Сб. науч. докл.* / Под ред. В.Б.Мазура. — Пермь: КамНИИКИГС, 1996.
16. *Ушатинский И.Н., Бабицын П.К.* О дикките и накрите в отложениях мезозоя Западной Сибири // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209. № 3. С. 677—679.
17. *Ушатинский И.Н., Заринов О.Г.* Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. — Свердловск: Средне-Уральское изд-во, 1988.
18. *Ушатинский И.Н., Рьльков А.В.* Минералогия и геохимия триас-юрских отложений на севере Западной Сибири // Изв. вузов. Нефть и газ. 1999. № 4. С. 13—19.
19. *Эрнст В.* Геохимический анализ фаций. — М.: Недра, 1976.
20. *Япаскерт О.В.* Стадиальный анализ литогенеза. — М.: Изд-во МГУ, 1995.

УДК 553.981/982

© Б.П.Кабышев, 2002

## Гносеологические критерии прогноза нефтегазоносности недр

Б.П.КАБЫШЕВ (Черниговское отделение УкрГГРИ)

Анализ многих десятков прогнозов нефтегазоносности в Днепровско-Донецкой впадине (ДДв) — продуктивных комплексов, зон и районов, типов ловушек, фазового состояния УВ, крупности скоплений УВ, разработанных за более чем 60-летнюю историю ее изучения, позволил выделить ряд гносеологических факторов, повлиявших на достоверность (подтверждаемость) этих прогнозов. Сделана попытка ответить на вопрос, почему прогнозы нефтегазоносности, разработанные в одно и то же время, на одном фактическом материале, нередко одним и тем же исследователем по разным вопросам в одних случаях хорошо подтвердились последующими поисково-разведочными работами (среди них были и выдающиеся прогнозы), а в других оказались недостоверными, иногда их можно классифицировать даже как крупные заблуждения геологиче-

ской мысли (в связи с отставанием большим числом авторов и длительное время). Обосновывается влияние на достоверность прогнозов ряда гносеологических факторов, подталкивавших исследователей, часто независимо от их осознанного желания, к тем или другим прогнозам. Анализ гносеологических факторов свидетельствует об актуальности их использования уже в качестве гносеологических критериев при разработке современных прогнозов. Можно даже говорить о гносеологическом методе прогноза полезных ископаемых.

Приведем следующие гносеологические факторы.

1. Позиция автора на проблему происхождения нефти и газа и формирования их месторождений.
2. Принцип необходимости и достаточности учета критериев нефтегазоносности.



3. Принцип сравнительных геологических аналогий.
4. Правильность интерпретации прямых признаков нефти и газа.
5. Корректный учет практических результатов поисков.
6. Случайность и закономерность в поисках месторождений.
7. Значение недостоверных прогнозов.
8. Различная достоверность оптимистичных и пессимистичных прогнозов.

Вопрос о влиянии на прогнозы позиции авторов на генезис УВ требует самостоятельного рассмотрения. Остальные критерии освещены ниже.

**Принцип необходимости и достаточности** состоит в использовании при прогнозах всего комплекса критериев нефтегазоносности, т.е. не только необходимых, но и достаточных. Традиционно необходимое условие для оценки перспективности объектов — наличие никем не оспариваемой триады критериев — коллектора, покрывки и ловушки. Однако этот комплекс, как можно судить при рассмотрении многочисленных неподтвердившихся прогнозов, недостаточен. В зависимости от позиций авторов на происхождение нефти и газа он обычно дополняется другими критериями: органиками — наличием в разрезе нефтегазогенерирующих толщ и необходимых гидрогеологических условий сохранности скоплений УВ; неорганиками — глубинных разломов.

Из истории прогнозных исследований видно, что корректное руководство (часто неосознанное) принципом необходимости и достаточности позволило многим авторам сделать достоверные прогнозы, а игнорирование его обуславливало разработку недостоверных прогнозов. В первую очередь это относится к завышению роли девонской соленосной региональной покрывки в ущерб другим критериям при прогнозе крупных месторождений и перспективности девонского комплекса. Так, гиперболизировали роль таких флюидоупоров А.Н.Истомин (1973), А.В.Бобошко и др. (1982), когда считали, что если в разрезе девона есть две соленосные толщи, то этого достаточно, чтобы и прогнозные ресурсы газа в нем были в 2 раза большими, чем в нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе, где имеется только одна такая покрывка. К тому же залежи по величине запасов в девоне, по мнению указанных исследователей, могут быть сопоставимы с крупнейшими в регионе Шебелинским, Крестищенским или Ефремовским месторождениями. Авторы игнорировали тот факт, что под нижнепермским и девонскими соленосными экранами залегают принципиально разные с точки зрения газогенерационного потенциала толщи пород — высокие в первом случае и низкие во втором.

Особенно большую гиперболизацию значения девонских соленосных экранов допускали неорганики, но их к этому подтолкивала концепция глубинного источника УВ, согласно которой под первым снизу в осадочном чехле флюидоупором должны концентрироваться и самые крупные запасы УВ (В.И.Созанский, 1986; и др.). С другой стороны, занижением роли флюидоупоров можно объяснить даваемую некоторыми исследователями (И.В.Высочанский и др., 1972; Н.Ф.Брынза и др., 1972) завышенную оценку перспективности структур крайней юго-восточной части ДДв. Эти авторы учитывают отрицательное влияние высокой степени катагенеза на коллекторские свойства пород в данном районе, однако при этом игнорируют такое же влияние этого критерия на экраняющие свойства глинистых покрывок. А игнорирование неблагоприятных условий сохранности УВ (гидрогеологической раскрытости недр) в периферийной зоне Северного борта ДДв (В.А.Краюшкин и др., 1974; Р.Д.Фаниев и др. 1971) обусловило разработку необоснованных прогнозов перспективности этой зоны даже на «гигантские и сверхгигантские» месторождения.

Недостоверному прогнозу о высокой перспективности неантиклинальных ловушек в зонах выклинивания и биогермах в нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе способствовало игнорирование факта отсутствия в этих отложениях существенного собственного нефтегазогенерационного потенциала и, соответственно, сингенетичных скоплений УВ.

Учет же комплекса необходимых и достаточных критериев способствовал разработке достоверных прогнозов о высокой перспективности отложений нижнего карбона в ДДв в целом (В.В.Вебер, 1949; С.П.Максимов и др. 1977; П.Ф.Шпак и др., 1971; Ю.А.Арсирый и др., 1979; и др.); Центральной части ДДв (Д.Н.Соболев, В.Г.Бондарчук, П.С.Хохлов, Б.Д.Гончаренко, А.А.Билык, П.Ф.Шпак, Б.П.Кабышев и др.); Северного борта (Ю.А.Арсирый, 1964; В.В.Глушко и др., 1959; А.А.Билык и др., 1959; Ю.А.Арсирый и др., 1981 и др.), перспективности ДДв на значительные по запасам, но не суперкрупные месторождения (П.Ф.Шпак, Ю.А.Арсирый, Б.П.Кабышев и др., 1982; Ю.А.Арсирый и др., 1989; Б.Д.Гончаренко и др., 1982). Руководство данным принципом также способствовало подтверждению сравнительно низкой перспективности крайней северо-западной части впадины (П.С.Хохлов, Б.Д.Гончаренко, А.А.Билык и др., 1964; В.А.Разницын; Г.Н.Доленко и др.).

Комплекс необходимых и достаточных для эффективного прогноза критериев несколько отличается в зависимости от того, из какой концепции происхождения УВ исходить. Из «идейных» критериев лучше сработали на достоверность прогнозов те, что соответствуют осадочно-миграционной теории (условия генерации, миграции и сохранности скоплений УВ). «Неидейные» критерии — коллектор, покрывка, ловушка — важны при всех концепциях генезиса УВ. В то же время основной «идейный» критерий перспективности абиогенной концепции — наличие глубинных разломов — в истории прогнозных исследований не проявился как необходимое условие нефтегазоносности объектов разного масштаба. Более того, на основе именно этого критерия (отсутствия глубинных разломов) были сделаны недостоверные прогнозы о неперспективности Северного борта ДДв (В.Б.Порфирьев, В.И.Созанский, 1969; В.И.Созанский, 1977).

В прогнозах органиков в комплексе необходимых критериев нередко недооценивалась роль вертикальной миграции УВ. В результате перспективными считались только нефтегазогенерирующие комплексы отложений и не прогнозировалась перспективность негенерирующих при благоприятных остальных критериях и наличии условий для вертикальной миграции УВ.

Следует также указать на условие, при котором для эффективного прогноза нет надобности выдерживать принцип учета необходимости и достаточности. Это относится к оценке перспективности локальных объектов на территории, где установлено, что по всем зональным критериям она высокоперспективна, и поэтому можно ограничиваться одним—двумя чисто «локальными» показателями.

**Принцип сравнительных геологических аналогий** срабатывает эффективно, если верны представления о геологическом строении района и, следовательно, однотипности сравниваемых объектов. В противном случае может не оказаться аналогии в строении регионов (или других объектов прогноза), а, следовательно, и их нефтегазоносности.

Показательные примеры влияния на достоверность прогноза как положительного, так и отрицательного, указанного гносеологического фактора — прекрасно подтвердившийся прогноз Н.С.Шатского (1931) о перспективности ДДв на нефть на основе вывода о развитии здесь соляных куполов; а также не оправдавшаяся по основной цели проблема Большого Донбасса, согласно которой на территории ДДв прогнозировался угленосный бассейн геосинклиналь-



ного типа, а не нефтегазоносный. Именно сравнительная аналогия в строении территории Северной Украины с уже известными в то время (1931) солянокупольными нефтегазоносными областями (Урало-Эмбенская, Примексиканская и др.) позволили Н.С.Шатскому на основе диагностики роменских гипсов и исачковских диабазов, как брекчи соляных штоков, сделать блестяще подтвердившийся впоследствии прогноз о развитии в ДДв соляных куполов и перспективах нефтеносности не только Роменского купола, но и «огромных пространств Полтавщины».

С другой стороны, неверные представления по чисто геологическому вопросу — о продолжении в северо-западном направлении под маломощным покровом юрских и меловых отложений погребенного складчатого Донбасса — обусловили прогнозирование на территории современной ДДв не нефтегазоносного, а угленосного бассейна донецкого геосинклинального типа (П.И.Степанов, 1932).

Другие примеры, когда следование геологическим аналогиям способствовало достоверному прогнозу, — прогнозы о высокой перспективности в ДДв неантиклинальных литологических, стратиграфических, биогермных ловушек и карбонатных толщ в нижнекаменноугольном комплексе (А.Е.Лукин и др.), неантиклинальных тектонически экранированных ловушек (Б.П.Кабышев и др.), большая перспективность непрорванных солью структур по сравнению с открытыми штоками (Н.С.Шатский, В.Б.Порфирьев и др.). Залог этих успешных прогнозов — установление их авторами локальных и зональных объектов (биогермов, сопряженных с глубоководными и шельфовыми фациями; баровых и русловых песчаных тел; благоприятных для образования ловушек сочетаний согласных и несогласных сбросов с проницаемыми и флюидоупорными пластами), которые в других регионах уже были известны как нефтегазоносные (бортовые зоны Прикаспийской и Мексиканской впадин, район Мидконтинента, Волго-Уральская область и др.).

Недостоверный прогноз вследствие некорректности использования принципа сравнительных геологических аналогий из-за отсутствия необходимых данных о геологическом строении ДДв сделан при оценке перспективности девонского комплекса крайнего северо-запада, всего разреза и фазового состояния УВ крайнего юго-востока региона. Завышению перспективности девона в ущерб карбону на протяжении многих лет способствовало открытие девонской нефти в Волго-Уральской области, а позднее и в Припятском прогибе, с которыми сравнивалось геологическое строение территории Северной Украины и был сделан вывод о возможном открытии и здесь «большой девонской нефти», а сам комплекс прогнозировался основным в регионе.

Сравнение с Волго-Уральской областью было мало обоснованным: ДДв оказалась авлакогеном с мощностью осадочного чехла до 20 км, чего в 1940—1950-е годы никто не предполагал. А в крайней северо-западной части ДДв, которая сравнивалась с Припятским прогибом, девонский разрез оказался представленным в значительной степени неблагоприятными для нефтеобразования эффузивными породами. Сравнение оказалось некорректным для прогноза нефтегазоносности девона, а отсюда и сам прогноз — недостоверным.

Прогноз о высокой перспективности на нефть крайней юго-восточной части ДДв, а зоны открытых палеозойских структур вообще на УВ оказался недостоверным также из-за некорректного сравнения этой территории с типично платформенными областями — никто не смог предположить здесь осадочного чехла мощностью 15—20 км с соответствующими высокими катагенезом пород, температурами и наличием АВПД, т.е. условий, неблагоприятных для сохранения нефтяных скоплений, а в зонах отсутствия нижнепермского соленосного экрана — и газовых.

Влияние на достоверность прогноза гносеологического фактора сравнительных геологических аналогий наиболее часто проявляется на ранних этапах изученности региона, как это и было в ДДв. Однако не следует его игнорировать и в настоящее время, допуская некорректность сравнения. А такое встречалось и в последние годы. Например, при обосновании высокой перспективности глубоких (5—7 км) горизонтов в ДДв исследователи нередко ссылаются на другие регионы, которые моложе палеозойского возраста (Каспийское море, Галф Кост, Предкавказье). Геологическая же аналогия по данной проблеме может проводиться только между разновозрастными регионами, т.к. степень катагенеза пород и современные температуры на одних и тех же глубинах в палеозойских, мезозойских и кайнозойских бассейнах существенно различны.

**Прямые признаки нефти и газа** (поверхностные, в керне мелких и глубоких скважин, в процессе бурения и др.) — важный критерий оценки нефтегазоносности недр и обычно рассматриваются как положительный показатель этого. В большинстве случаев это так и бывает, но не всегда.

Выполненный гносеологический анализ прогнозов нефтегазоносности ДДв показал, что в истории ее исследования были случаи, когда наличие обильных нефте- или газопроявлений вводило в заблуждение исследователей, которые по этим данным делали необоснованные оптимистичные выводы о перспективности оцениваемых объектов. Наиболее наглядный пример — высокая оценка перспективности на нефть крайней северо-западной части ДДв и зоны открытых палеозойских структур крайнего юго-востока на основе многочисленных прямых признаков нефти в кернах скважин (глубоких и мелких угольных) или на поверхности в местах выхода каменноугольных пород. Например, по обилию таких признаков на Петровском и Краснооскольском куполах З.А.Мишунина (1955) даже назвала их нефтяными месторождениями (с еще недоказанной промышленной нефтеносностью). Прогнозы эти не подтвердились потому, что признаки нефти в отложениях зоны высокого катагенеза (МК<sub>4-5</sub>—АК) и вторичные в перекрывающих их породах — это следы разрушенных скоплений нефти или былой генерации нефти.

Также вводили в заблуждение разведчиков недр интенсивные газопроявления в процессе бурения скважин (вплоть до краткосрочных выбросов газа) в высоколитифицированных (стадии МК<sub>5</sub>—АК) образованиях на крупных антиклинальных структурах крайнего юго-востока ДДв (Краснооскольская, Волвенковская, Новомечетилевская, интервалы ниже крупной газовой залежи на Шебелинском месторождении и др.). Подобно проявили себя и многочисленные признаки нефти и, хотя и в меньшем количестве, газа в девонских отложениях крайнего северо-запада ДДв. Они представляют собой следствие не только разрушения былых возможных здесь залежей, но и, вероятно, в большей мере ослабленных процессов самой генерации нефти из-за неблагоприятного литолого-фациального состава пород (большая доля эффузивов).

Примеры влияния прямых признаков нефти и газа на достоверно высокую оценку перспектив нефтегазоносности менее наглядно зафиксированы в прогнозных исследованиях, но они очевидны. Так, например, отложения нижнего карбона в Центральной (Сребненско-Солоховской) части ДДв, характеризующиеся наиболее благоприятными условиями генерации и сохранности УВ, сопровождаются и свидетельствующими об этом обильными признаками нефтегазоносности (в кернах, проявления в процессе бурения). Они отмечались практически во всех скважинах, независимо от того, пробурены они в пределах ловушек (на месторождениях) или нет. Это обусловлено региональной нефтегазоносностью отложений нижнего карбона в этой зоне, свидетельством чего и служат обильные нефтегазопроявления. Обратная же зависимость на-



блюдается не всегда. В той же Центральной зоне отложения нижнепермско-верхнекаменноугольного продуктивного комплекса стерильны на нефтегазопроявления за пределами залежей, хотя в них сосредоточены самые крупные в регионе нефтяные месторождения (Леялковское, Гнединцевское, Погарщинское).

Роль критериев месторождений нефтегазопроявления выполняют в оптимальных условиях генерации и сохранности УВ — обычно в погруженных и промежуточных зонах НГБ, и не выполняют — в периферийных зонах неблагоприятной сохранности УВ, а также в отложениях с очень высокой термальной зрелостью (МК<sub>4-5</sub>—АК) на крупных антиклинальных структурах. Следует также предостеречь от руководства этим критерием при отсутствии данных о признаках нефти и газа из-за неизученности региона или изучаемого объекта в нем, что также может привести к недостоверному прогнозу.

**Положительные практические результаты** поисков месторождений, как критерий оценки перспективности объектов, проявляются только после открытия нефтегазодной области (т.е. первых месторождений в ней), но на последующих этапах значение их весьма важное. Особенно большое значение имеет открытие первых месторождений, которые обычно изменяют весь процесс геологоразведочных работ в регионе и многократно его интенсифицируют.

На последующих этапах положительные практические результаты служат критерием поисков новых залежей в других типах ловушек и резервуаров, более узких интервалах стратиграфического разреза, в конкретных тектонических и литолого-фациальных зонах. Первые открытия залежей нефти или газа в новых типах соответствующих объектов в регионе многократно активизировали поисково-разведочные работы в отложениях нижнекаменноугольного продуктивного комплекса в ДДв в целом, ее Центральной (Ичнянско-Солоховской) зоне, на Северном борту, в неантиклинальных литолого-стратиграфических и тектонически экранированных ловушках, карбонатных толщах, а на самом раннем этапе освоения региона — в пределах спокойных, непрорванных солью структур.

Стимулирующая роль данного критерия прогноза не может продолжаться бесконечно, т.к. число месторождений разного типа в регионе не безгранично. Вследствие этого на определенном этапе разведанности региона (для разных типов объектов разным) положительные практические результаты, как критерий прогноза, если не учитывать его гносеологическую сущность, начнет играть отрицательную роль — прогнозирование новых месторождений, аналогичных уже открытым, продолжается, поисковое бурение в том или даже большем объеме на прогнозные объекты продолжается, а результатов нет или они резко снижаются. И обусловлено это исчерпанием перспективности соответствующих направлений, а в конечном счете и всего нефтегазодного бассейна. Для разработки дальнейшей стратегии геологоразведочных работ в регионе важно не упустить данный момент, иначе это приведет к более резкому снижению эффективности работ и, следовательно, значительным излишним затратам.

В качестве гносеологического фактора предвидения вхождения соответствующего направления поисков в «падающий режим» служит диагностика генетического типа залежей ( сингенетичные или вторичные), развитых, соответственно, в генерирующих и негенерирующих (принимающих) продуктивных комплексах. Количество скоплений УВ, их разновидности в этих двух типах комплексов принципиально различны — большее в генерирующих и значительно меньшее в принимающих при прочих равных условиях. Например, в ДДв при примерно равных начальных разведанных запасах УВ в нижнепермско-верхнекаменноугольном (1530 млн.т) и нижнекарбонном (1200

млн.т) комплексах число месторождений с продуктивностью в них принципиально разное (соответственно, 28 и 160); еще большая разница в числе залежей — 45 и 580. И уже совсем неспоставимое различие прогнозируется в неразведанной продуктивности этих комплексов. При оценке неразведанных (кат. Д+С<sub>3</sub>+С<sub>2</sub>) ресурсов УВ нижней перми и верхнего карбона 177 млн.т, а нижнего карбона 1462 млн.т число прогнозируемых на основе геолого-математического моделирования по Парето в них залежей соответственно составляет 84 и 2450.

Все эти данные наглядно свидетельствуют о более ранней исчерпаемости ресурсов УВ и перспективности открытия их новых скоплений в негенерирующих (в частности, нижнепермско-верхнекаменноугольном) комплексах по сравнению с генерирующими (нижний карбон), что обусловлено принципиально разными закономерностями размещения (по крупности, территории, типам ловушек) и формированиями в них залежей нефти и газа. А отсюда следует и различное время проявления положительных результатов поисков как критерия прогноза новых открытий — меньшее в негенерирующих комплексах, где новые открытия резко сокращаются или вообще прекращаются значительно раньше, а прогнозисты, не учитывая этого гносеологического фактора, продолжают надеяться на новые открытия и рекомендуют новые площади для поисково-бурения.

Изложенная закономерность четко проявилась в истории прогнозных исследований ДДв. В нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе уже после выявления почти всех известных на сегодня месторождений с конца 1970-х годов продолжался (не закончился и в настоящее время) вал прогнозов и рекомендаций на поиски залежей УВ в этих отложениях в пределах неантиклинальных литолого-стратиграфических и биогермных ловушек, который сопровождался в определенном объеме и специальными геологоразведочными работами. Однако положительных результатов, к сожалению, это направление не дало вследствие неперспективности, а также исчерпания фонда антиклинальных структур. В генерирующем нижнекаменноугольном комплексе снижение эффективности поисков и, соответственно, значимости положительных результатов как критерия прогноза значительно увеличивается, снижение его влияния происходит постепенно.

**Случайность и закономерность в прогнозах нефтегазодности.** Из истории прогнозных исследований ДДв и других регионов известно, что сингенетичные скопления нефти и газа прогнозируются исследователями значительно лучше и достовернее, чем вторичные (миграционные). Например, высокая нефтегазодность карбона в ДДв, особенно нижнего, прогнозировалась геологами задолго до открытия первых месторождений (1950—1953) — еще в 1930-е годы. В то же время нефтегазодность нижней перми, где под региональной глинисто-соленосной покровной развиты самые крупные в ДДв скопления нефти и газа миграционного генезиса, с позиций всех концепций, до открытия первых месторождений никем не прогнозировалась. Более того, скважины-первооткрывательницы крупных скоплений газа на Шебелинском и нефти на Гнединцевском месторождениях проектировались для поисков залежей главным образом в девоне и нижнем карбоне. Открытие здесь крупных залежей газа под раннепермской соленосной и нефти под триасовой глинистой покровками было для всех неожиданным.

Однако позднее, в 1960—1980-е и даже 1990-е годы уже после того, как было выявлено большинство, а потом и почти все ныне известные скопления нефти и газа под пересажским хомогенным флюидоупором, очень многими исследователями прогнозировалось открытие здесь залежей УВ в неантиклинальных литолого-стратиграфических и биогермных ловушках в зонах выклинивания соленос-



ной толщи и верхнего карбона, в т.ч. и значительных по запасам. Сейчас уже вполне очевидно, что эти представления не подтвердились по причине недостоверности. Поистине «не везло» нижепермскому комплексу с подтвержденностью прогнозов нефтегазоносности (в отличие от сингенетичных скоплений в генерирующей нижекаменноугольной толще).

Такой контраст с подтвержденностью прогнозов понятен с гносеологических позиций: образование сингенетичных скоплений УВ — процесс более закономерный, а следовательно, и более предсказуемый, чем миграционных, на формирование которых в большей степени влияет фактор случайности. В зоне генерации и региональной латеральной миграции УВ всегда более вероятно, что каждая находящаяся здесь ловушка может аккумулировать УВ, чего нельзя сказать о такой же ловушке в негенерирующем комплексе отложений, т.к. для продуктивности последней необходимо еще наличие путей миграции (вертикальных или латеральных) от источника УВ. Кроме того, в нефтегазогенерирующих комплексах отложений гидрогеологические условия закрытости недр и сохранности залежей, например, содержание водорастворенных углеводородных газов, всегда лучшие, чем в негенерирующих комплексах. Все это накладывает дополнительные ограничения на аккумуляцию в последних УВ. Большая роль фактора случайности в процессах образования миграционных скоплений нефти и газа обуславливает и объясняет также случайность открытия первых месторождений этого типа в регионе.

**О значении недостоверных прогнозов.** Известно, что в науке не бывает бесполезных, ненужных выводов. Каждая научная идея, гипотеза, даже впоследствии не подтвердившаяся как истина, имеет положительное значение, хотя обычно и меньшее, чем достоверная теория.

Это же относится и к прогнозам нефтегазоносности, которые последующими геологоразведочными работами не подтверждались. Их значение определяется двумя положениями. Первое — то, что ранее сделанные недостоверные прогнозы (выводы) могут послужить основой или натолкнуть исследователя на разработку новых достоверных прогнозов. Прекрасный пример этого — указанное выше установление Н.С.Шатским (1931) природы роменских гипсов и исачковских диабазов, приведшее к достоверному прогнозу нефтеносности ДДв. Основой для такого прогноза послужили недостоверные выводы предшественников Н.С.Шатского об этих экзотических породах, как составных частях крупных региональных выступов древних, в т.ч. изверженных образований; отложениях локальных лагун палеогенового или неогенового возраста, останцах гляциодислокаций и др. Проанализировав эти недостоверные представления, Н.С.Шатский их отклонил и сделал единственно правильный вывод о солянобрекчиевой природе указанных пород, который вскоре блестяще подтвердился.

Так как Н.С.Шатский не проводил собственных полевых исследований в районе Ромен и Исачек, то не подлежит сомнению, что правильный вывод о генезисе роменских гипсов и исачковских диабазов он не смог бы сделать без использования полевых исследований П.Армашевского, И.Морозевича, В.И.Вернадского, А.В.Гурова, Н.Д.Борисьяка, Ф.О.Лысенко, В.И.Луцицкого, хотя их собственные гипотезы о происхождении этих пород оказались недостоверными. Совершенно не исключается, что если бы до Н.С.Шатского не было предложено несколько ошибочных объяснений происхождения названных экзотических образований, то он остановился бы на одной из ныне известных недостоверных идей. В этом и состоит основное положительное значение последних.

Второй фактор важности недостоверных прогнозов состоит в чисто психологических аспектах научного творчества. Каждому исследователю свойственно стремление вы-

двигать новые идеи, разрабатывать новые представления, которые до него не предлагались. Это стремление к новизне нередко может быть и в ущерб истинности и обоснованности идей, но авторы на это идут, чтобы высказать идею первым. Ведь позднее другие исследователи данной проблемы будут называть того, кто высказался по данной проблеме первым. И это нормальное положение вещей, которое ведет к поиску истины. Истина рождается в споре. Чем больше идей обсуждается в процессе дискуссий, тем вероятнее, что среди них уже и есть истинная, которая быстрее будет обоснована, а потом и проверена на практике. Этот фактор также проявился и в разработке Н.С.Шатским (1931) его концепции о происхождении рассматриваемых пород, которую сам он, критично оценивая, не считал достоверной теорией, а рассматривал как «рабочую гипотезу», т.к. считал, что «успех работ, особенно в таких сложных вопросах, как излагаемый, в значительной степени зависит от предпосылок и количества рабочих гипотез, с которыми исследователи подходят к объекту своего изучения».

Еще один вопрос, связанный с гносеологическим анализом прогнозных исследований, касается обычно более высокой подтвержденности (достоверности) **отрицательных (пессимистичных) прогнозов** нефтегазоносности по сравнению с **положительными (оптимистичными)**. Такую тенденцию, при прочих равных условиях, можно заметить при знакомстве с теми многочисленными прогнозами, которые за 60-летнюю историю поисков нефти и газа были разработаны в ДДв. Объяснить ее можно тем, что оптимистичные прогнозы, обосновывающие перспективность объектов, чисто психологически делать всегда приятнее и интереснее, чем отрицать их перспективность. К тому же вторые, как правило, требуют большего обоснования, чем первые. Во всяком случае, коллеги прогнозиста всегда придиричливее и критичнее относятся к отрицательным выводам о перспективности объектов, чем к положительным.

Кроме того, в недостоверности оптимистичного прогноза его автора уличить значительно труднее, чем пессимистичного. При отсутствии открытий месторождений по рекомендованному направлению всегда можно сказать, что не все проверено, и если еще пробурить скважину в каком-то другом месте, то прогноз подтвердится. С другой стороны, даже одно открытие по негативно прогнозированному направлению однозначно свидетельствует о недостоверности такого прогноза. А ведь всегда приятнее быть автором подтвердившихся прогнозов, и мало удовлетворения приносит подтверждение отрицательного прогноза.

Все эти факторы при прочих равных условиях и обуславливают более частую разработку исследователями оптимистичных прогнозов, чем пессимистичных. Это же обуславливает и то, что первые нередко бывают менее обоснованными. Практике же поисковых работ в первую очередь нужны реалистичные прогнозы, т.е. те, которые впоследствии лучше подтверждаются бурением и, следовательно, в наибольшей степени будут способствовать повышению эффективности геологоразведочных работ.

Сказанное заставляет сделать вывод, что практической геологии, реализующей прогнозы, следует с доверием относиться к пессимистичным оценкам перспективности. Они в большей степени выстраданы авторами, а потому чаще лучше обоснованы.

Изложенный материал позволяет сделать следующие рекомендации по практическому использованию гносеологических критериев в современных прогнозах.

1. Следует с большим уважением относиться к прогнозам, разработанным на основе осадочно-миграционной теории образования месторождений. Они в прошлом оказывались значительно достовернее, чем таковые, сделанные с позиций концепции абиогенного генезиса УВ.

2. Не забывать при прогнозировании нефтегазоносности о принципе необходимости и достаточности в исполь-



зовании разных критериев. Кроме необходимых, нейтральных по отношению и идейным концепциям происхождения УВ критериев (коллектор, покрывка, ловушка), учитывать нефтегазогенерационные показатели отложений, гидрогеологические условия сохранения залежей (состав водорастворенных газов), а также возможность образования вторичных (миграционных) залежей в негенерирующих комплексах.

3. Большое значение, особенно на ранних этапах исследования региона, имеет использование принципа сравнительных геологических аналогий, однако он гарантирует успех в прогнозе нефтегазоносности только при достоверном знании геологического строения изучаемого региона и, следовательно, однотипности строения сравниваемых объектов. В противном случае аналогия не достигается, и прогноз нефтегазоносности не обещает быть успешным.

4. Прямые признаки нефти и газа — важный критерий оценки перспективности региона, особенно на ранней стадии их изучения. Сфера эффективного их использования также имеет свои ограничения. Обильные признаки нефти в периферийных зонах НГБ с неблагоприятными условиями сохранности залежей, а также интенсивные газопроявления в отложениях с высокой термальной зрелостью пород (зоны катагенеза МК<sub>4-5</sub>—АК) на крупных антиклинальных структурах обычно свидетельствуют о широких процессах

разрушения залежей, а, соответственно, и невысокой перспективности таких объектов на традиционные залежи газа.

5. Положительные практические результаты поисков (выявление залежей УВ в соответствующих объектах), как критерий прогноза новых месторождений такого типа, сохраняют прогнозное значение до определенного предела изученности региона или отдельных направлений в нем. На высокой стадии изученности этот критерий теряет свое значение и даже приобретает отрицательное свойство. Очень важно своевременно зафиксировать этот момент. Раньше такой этап наступает при оценке перспективности негенерирующих продуктивных комплексов, содержащих вторичные скопления УВ, и значительно позднее — для генерирующих.

6. При оценке перспективности нефтегазогенерирующих комплексов отложений прогнозы характеризуются лучшей подтверждаемостью, чем в негенерирующих и других объектах с вторичными (миграционными) скоплениями УВ. Это, кроме прочего, объясняется большим влиянием фактора закономерной аккумуляции УВ в первом случае и случайной — во втором.

7. Пессимистичные прогнозы нефтегазоносности при прочих равных условиях характеризуются лучшей подтверждаемостью, чем оптимистичные и поэтому требуют уважительного отношения.

## Стратиграфия, региональная геология и тектоника

УДК 552.321.6+551.24

© Б.А.Блюман, 2002

### Ультрамафит-мафитовые комплексы офиолитовых ассоциаций континентов: модель развития состава и структурной позиции

Б.А.БЛЮМАН (ВСЕГЕИ)

Одна из причин, побудивших нас уточнить существующие представления о происхождении и способе становления в коре ультрамафит-мафитовых комплексов (УММК) офиолитовых ассоциаций, — сведения об их радиологическом датировании и изотопной характеристике. При этом для решения вопросов о модели развития состава и структурной позиции УММК совокупно анализируются структурно-геологические, петрологические, геофизические, изотопные и петрохимические данные по различным регионам и разновозрастным складчато-надвиговым системам.

Результаты известных нам радиологических датировок различными методами (U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd и Re-Os) УММК преимущественно двух регионов: Западных Альп и Полярного Урала, которые в дальнейшем и будут приняты в качестве модельных объектов, приведены в табл. 1. Заслуживают внимания из анализа данных прежде всего два факта: присутствие в УММК «длинных» — растянутых во времени датировок — их полихронность при устойчивом наличии в этом временном ряду реликтовых раннедокембрийских датировок ультрамафитов и мафитов (2,4—1,9 млрд.лет); хронологическое соответствие — когерентность — этих древних реликтовых датировок в УММК офиолитовых ассоциаций, находящихся в коре в аллохтонном, протрузивном залегании с отчетливой тектонической границей раздела и структурным (деформационным) «несогласием» между метаморфическими перидотитами и ультрамафит-мафитовыми породами полосчатого комплекса [12]. Наличие хронологической (раннедокембрийской) когерентности между ультрамафитами и мафитами УММК петрогенетически согласуется с данными радио-

логического датирования Re-Os методом глубинных мантийных ксенолитов из разновозрастных кимберлитов Капваальского кратона [43]. Здесь установлена возрастная когерентность коры и подкоровой литосферной мантии до глубин около 250 км. В участках наиболее древней коры (2,7—3,6 млрд.лет) ультрамафиты в мантии имеют соответственно древние возраста (до 3,3 млрд.лет). В участках кратона, подвергавшихся позднеархейской—раннепротерозойской ремобилизации с возрастом коры менее 2,7 млрд.лет соответственно снижаются и возраста подкоровой мантии (до 2,2 млрд.лет). Подобного же рода данные приведены в хронологическом «трансекте» в Австралии [31], где в западной ее кратонной части возраст мантийных ксенолитов — раннедокембрийский, а в восточной геосинклинально-складчатой — фанерозойский, что еще раз подтверждает положение о петрогенетической и хронологической взаимосвязи процессов, происходящих в литосфере — литосферной мантии и коре.

С учетом хронологической согласованности литосферной мантии (ЛМ) и консолидированной коры (КК) следует оценить и их изотопные характеристики в системе Sr-Nd изотопных соотношений. Для этого на диаграмме (рис. 1) в системе координат Sr-Nd изотопных соотношений и их нормированных величин сведены характеристики мантийных ксенолитов из базальтов континентов и океанов, ультрамафитов континентов (Ронда) и океанов (скалы Св. Петра и Павла), а также «сводные» характеристики базальтов срединно-океанических хребтов и океанских островов. Несмотря на явную перегруженность диаграммы, а может быть и благодаря этому, на ней выявляются



# 1. Радиологические датировки пород офиолитовых ассоциаций континентов

Порода	Местонахождение	Возраст, млн.лет	Метод	Источник
Габбро	Кемпирсай (Южный Урал)	396	Sm-Nd изохронный	[36]
Плагиоклазовый лерцолит	Тринити(Северная Америка)	3500	Sm-Nd модельный	[36]
Плагиоклазовый лерцолит	Тринити (Северная Америка)	472	Sm-Nd изохронный	[36]
Плагиоклазовый лерцолит	Тринити (Северная Америка)	1800	Rb-Sr модельный	[36]
Трондьемит	Тринити(Северная Америка)	460	U-Pb по циркону	[36]
Лерцолиты	Балдиссеро, Ланцо, Бени-Бушера (Альпы, Северная Африка)	600—2400	Sm-Nd модельный	[48]
Лерцолиты	Балдиссеро (Альпы)	760	Sm-Nd модельный	[48]
Лерцолиты	Ланцо (южная часть)	560	Sm-Nd модельный	[48]
Лерцолиты	Ланцо (северная часть)	1530	Sm-Nd модельный	[48]
Лерцолиты	Бени-Бушера (Северная Африка)	2350	Sm-Nd модельный	[48]
Лерцолиты	Балдиссеро (Альпы)	760	Rb-Sr модельный	[48]
Лерцолиты	Балдиссеро, обр. 2	Sm-Nd 560, Rb-Sr 480	Sm-Nd и Rb-Sr модельные	[48]
Лерцолиты	Балдиссеро, обр. 3	Sm-Nd 1530, Rb-Sr 1640	Sm-Nd и Rb-Sr модельные	[48]
Лерцолиты	Балдиссеро, обр. 4	Sm-Nd 2350, Rb-Sr 2000	Sm-Nd и Rb-Sr модельные	[48]
Лерцолит	Ронда (Пиренеи)	1700	Re-Os модельный	[45]
Габбро(?)	Ронда (Пиренеи)	1300	Re-Os модельный	[45]
Одна и та же проба габбро(?)	Ронда (Пиренеи)	200 2000	Sm-Nd модельный Re-Os модельный	[45]
Габбро(?)	Ронда (Пиренеи)	900, 1700, 1100, 1400, 2000, 2100	Re-Os модельный	[45]
Габбро(?)	Ронда (Пиренеи)	1700	Sm-Nd изохронный	[47]
Габбро(?)	Ронда (Пиренеи)	1300	Sm-Nd изохронный	[47]
Эклогит	Альпы	Центр зерна 2400—2700, периферия зерна 327—424	U-Pb SHRIMP (циркон)	[42]
Мафиты (габбро, мафические гранулиты)	Ивреа (Альпы)	От -1900 до 285—300	U-Pb (монацит, циркон)	[34]
Габбро пироксенит-дунитовой ассоциации	Кузнецкий Ала-Тау	520—1150	K/Ar валовый по породе	[8]
Энстатит	Войкаро-Сыньинский (Полярный Урал)	2300	Rb-Sr (парные изохроны)	[7]
Вебстерит	Войкаро-Сыньинский (Полярный Урал)	830	Rb-Sr (парные изохроны)	[7]
Габброид	Войкаро-Сыньинский (Полярный Урал)	2000	Rb-Sr (парные изохроны)	[7]
Габброид	Войкаро-Сыньинский (Полярный Урал)	1500	Rb-Sr (парные изохроны)	[7]
Тоналит	Войкаро-Сыньинский (Полярный Урал)	400	Rb-Sr (парные изохроны)	[7]
Габбро	Войкаро-Сыньинский (Полярный Урал)	1400	Rb-Sr изохронный	[7]

два тренда — полого- и крутонаклонные и линейный тренд (mantle array). С последним трендом совпадают поля кимберлитов, представляющих подлитосферную и недеплетированную мантию, а оба других тренда, отвечающих литосферной мантии, совпадают с полями характеристик КК: полого наклонный — с верхней, а крутонаклонный — с нижней КК [5, 20]. Последнее свидетельствует не только о хронологической, но и об изотопной согласованности ЛМ и КК, что и отмечено в характеристиках мантийных ультрамафитов и мафитов УММК, хронологическая характеристика которых приведена в табл. 1.

Хронологически изотопное соответствие мантийных ультрамафитов и мафитов УММК — свидетельство их обособленности от других комплексов офиолитовых ассоциаций (ОА) — комплексов параллельных даек и вулканистов. Тектонически, и скорее всего, генетически разобщены мантийные ультрамафиты, породы полосчатого комплекса (ультрамафиты, мафиты) и «вышележащие» полос-

чатые габбро. Р.Колман отмечал, что «...тектоническая разобщенность метаморфических перидотитов и перекрывающей их ассоциации габбро, служит подтверждением тому, что метаморфические перидотиты нельзя включать в полигенетические офиолитовые комплексы» [12, с. 32]. Касательно природы пород кумулятивного комплекса полосчатых габбро Р.Колман отмечал, что «... кумулятивный комплекс... неоднороден, обнаруживает резкие изменения состава по латерали и вертикали, что не может быть согласовано с концепцией возникновения расслоенности в результате кристаллизации как в случае расслоенных интрузий Скергаарда, Бушвельда» [12, с. 113].

В трудах Международного симпозиума (1973) А.В.Пейве и А.Л.Книппер вполне определенно отмечали полигенетичность УММК офиолитов Урала и Кавказа. А.В.Пейве на примере «стратотипичных» разрезов офиолитов Урала (особо Полярного Урала), выделяя в них три комплекса: ультрамафитов (I), мафитов (II) и вулканистов (III), отмечал, что



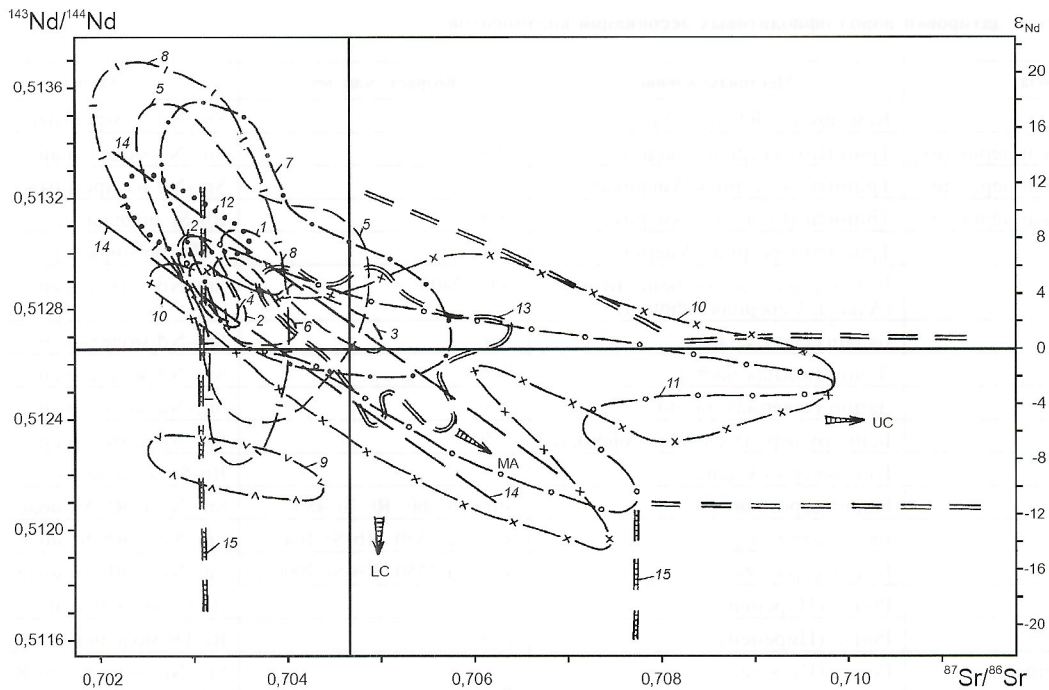


Рис. 1. Породы ультрамафит-мафитовых ассоциаций континентов и океанов в координатах стронций-неодимовых изотопных отношений:

ксенолиты в базальтах океанских островов: 1 — Гавайи, 2 — Канары, Мадейра, 3 — Кергелен; ксенолиты в базальтах континентов: 4 — «черные» Al-Ti-авгитовой серии [38], 5 — «зеленые» хром-диопсидовой серии [28, 38], (Stosh et al., 1986; Lugmair, 1986); 6 — перидотиты о-вов Св. Петра и Павла; 7 — ксенолиты шпинелевых перидотитов из щелочных базальтов континентов [32]; 8 — лерполиты массива Ронда [46]; 9 — габбро полосчатых комплексов Омана и Бей оф Айлендс [33, 41]; 10 — ксенолиты в кимберлитах [28, 35, 49]; 11 — ксенолиты гранатовых перидотитов из кимберлитов в архейском и протерозойском фундаменте [32]; 12 — мантийный тренд; обобщенные характеристики базальтов: 13 — MORB, 14 — OIB; поле характеристик коры континентов [23, 26]: 15 — нижней, 16 — верхней; тренды: LC — нижняя кора, UC — верхняя кора, MA — мантийный

«...комплексы I и II являются древним метаморфическим фундаментом для комплекса III. Фундамент имеет длительную сложную геологическую историю формирования, породы его испытали многократные метаморфические преобразования и тектонические деформации... Возраст пород фундамента... неизвестен..., но иногда они значительно древнее вулканогенно-осадочного чехла, представленного третьим комплексом» [17, с. 62]. А.Л.Книппер, рассматривая офиолиты Кавказа, указывал, что «...ультрамафиты и габбро в момент излияния юрских базальтов являлись их древним фундаментом, сформированном в докембрии» [17, с. 10], в подтверждение чего приведены данные радиометрического датирования габбро (К-Аг метод по полевому шпату  $583 \pm 30$  млн.лет), а также факт присутствия среди габбро высокометаморфизованных пород: гранулитов, гранат-содержащих амфиболитов, мраморов. Возвращаясь к характеристике ультрамафитов и мафитов — гипербазитов и габбро — УММК и несходству их по ряду признаков, приведенных Р.Колманом [12], с расслоенными, дифференцированными интрузиями (Скергаард), проиллюстрируем это положение петрохимическими характеристиками УММК континентов. На диаграмме AFM (рис. 2, а) сопоставлены поля точек ультрамафитов и мафитов офиолитовых ассоциаций, показывающих «ограниченность» и сходство составов ультрамафитов и мафитов и отчетливое отличие последних от тренда дифференциации массива Скергаард. Следует также подчеркнуть сходство петрохимических диаграмм пород УММК континентов (см. рис. 2, а), этих же комплексов океанов (см. рис. 2, б) [6, 15, 21] и, что наиболее примечательно — их сходство с УММК раннего докембрия (см. рис. 2, в) Балтийского щита [22]. Сходство некоторых особенностей состава и строения УММК континентов и океанов отмечено Г.Н.Савельевой [21]. Необходимо к этому добавить, что породы (мафиты) третьего слоя коры океанов, так же как и породы комплекса ультрамафитов и мафитов офиолитовых ассоциаций континентов, полиметаморфизованы

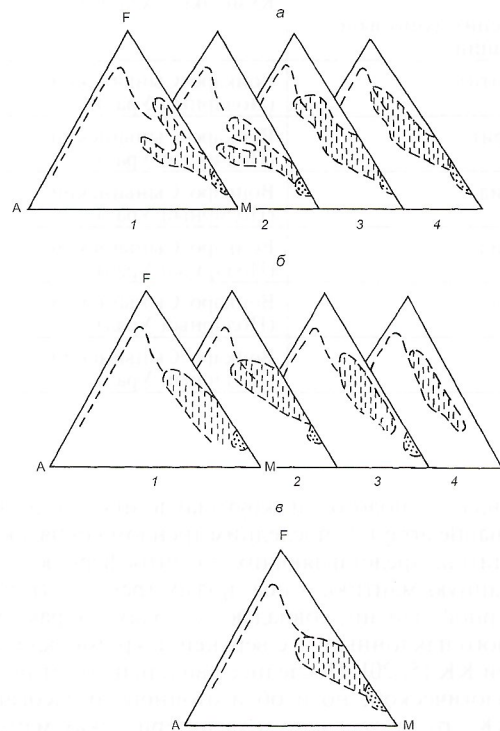


Рис. 2. Петрохимические диаграммы пород ультрамафит-мафитовых ассоциаций континентов и океанов:

а — ультрамафиты и мафиты континентов [15, 21]: 1 — Камчатка, 2 — Тродос, 3 — Семайл, 4 — Бей оф Айлендс; б — ультрамафиты и мафиты океанов [6, 15]: 1 — Илзу-Бонинский желоб, 2 — желоб Муссау (Тихий океан), 3 — Срединно-Атлантический хребет, 4 — юго-запад Индийского срединно-океанического хребта (скв. 735В) [50]; в — ультрамафиты и мафиты раннего докембрия Балтийского щита [22]



## 2. Радиологические датировки ультрамафитов и мафитов Атлантического океана

Порода	Местонахождение	Возраст, млн.лет	Метод	Источник
Габбро	Срединно-Атлантический хребет (45°13')	785	В оригинале не указан	[16]
Дунит	Впадина Романш	1600	В оригинале не указан	[16]
Перидотиты	Скалы Св. Петра и Павла	1550	Sm-Nd изохронный	[27]
Флогопитсодержащий перидотит	Скалы Св. Петра и Павла	1700	Sm-Nd изохронный	[37]
Флогопитсодержащий перидотит	Скалы Св. Петра и Павла	350—2000 порфирит, 835 роговая обманка	K-Ar	[37]
Метагаббро	Срединно-Атлантический хребет (Анголо-Бразильский геотраверс)	1900—2200	Pb-Pb циркон	[25]
Метагаббро	Срединно-Атлантический хребет (Анголо-Бразильский геотраверс)	2300	Sm-Nd изохрона	[25]
Метагаббро	Срединно-Атлантический хребет (Анголо-Бразильский геотраверс)	1859±252, 1367±441, 664±108, 500±156	U-Pb цирконы	[25]
Метагаббро	Срединно-Атлантический хребет (Канаро-Багамский геотраверс)	2000	Pb-Pb циркон	[25]
Метагаббро	Срединно-Атлантический хребет (Канаро-Багамский геотраверс)	2300	Sm-Nd изохрона	[25]
Метагаббро	Срединно-Атлантический хребет (23°26' с.ш. и 11°14' ю.ш.)	1600, 600, 260, 130	Sm-Nd и Rb-Sr. Внутренние изохроны	[2]
Метагаббро	Срединно-Атлантический хребет (23°26' с.ш. и 11°14' ю.ш.)	2400	Циркон U-Pb	[2]

(гранулитовая, амфиболитовая, зеленосланцевая фации), неоднократно деформированы [50] и прорваны недеформированными дайками (комплекс параллельных даек) с отчетливо выраженными фациями закалывания в контактах даек. Временной перерыв между формированием комплекса параллельных даек в океанах и кристаллических мафитах третьего слоя океанов, так же как и в офиолитовых ассоциациях континентов, находит подтверждение в раннедокембрийских (крайне немногочисленных) датировках ультрамафитов и мафитов океанов (табл. 2). Вытекающая из приведенных данных необходимость разрыва единой штеймановской офиолитовой триады — отделение от нее ультрамафитовых и мафитовых (гипербазитовых—габбровых) комплексов, являющихся их «фундаментом» (А.В.Пейве, А.Л.Книппер), требует дополнительного более тщательного анализа материалов по конкретным УММК. В качестве таких комплексов приняты комплексы Западных Альп, Полярного Урала и Папуа Новой Гвинеи. Выбор этих комплексов в качестве «модельных» объектов для анализов их природы и возможной модели становления оправдан рядом причин: 1) комплексы Западных Альп и Полярного Урала охарактеризованы радиологически; 2) эти комплексы представляют собой фрагменты разновозрастных складчато-надвиговых систем — палеозойских (Урал), мезозойских (Альпы) и кайнозойских (Папуа); 3) имеются геофизические сведения об их глубинном строении (гравитационные, плотностные модели).

УММК рассматриваемых регионов расположены в латерально протяженных зонах надвигово-складчатых дислокаций, во фронтальной части которых размещены относительно устойчивые структуры с неглубоко погруженным раннедокембрийским кристаллическим фундаментом, а в тыловой — длительно и устойчиво развивающиеся осадочные (вулканогенно-осадочные) бассейны. УММК Западных Альп расположены в протяженной дугообразной полосе (рис. 3) [24, 52], сопряженной с севера с Пеннинской, а с юга — с Южно-Альпийской зонами. В пределах Пеннинской зоны широко распространены выходы полиметаморфизованного кристаллического фундамента, а Южно-Альпийская зона (тыловая относительно УММК

Западных Альп) представляет собой длительно (поздний палеозой—мезозой) развивающийся осадочный бассейн. Эти зоны контактируют между собой по линии милонитов и диафоритов — линии Инсубрик—Кановезе. Принципиально важны для интерпретации природы УММК сведения о составе, строении пород комплекса мафитов Западных Альп и зоны Ивреа—Вербано. Р.Шмид [51] отмечал неоднократное преобразование пород этого комплекса пластическими и хрупкими деформациями. Разными исследователями породы мафического комплекса определялись по-разному: как оливин-двупироксеновые роговики, оливин- и двупироксеновые кристаллосланцы, метагаббро и гранулиты и, наконец, как пироклазиты (по Р.Шмиду). В дальнейшем при более детальном изучении и картировании мафитов полосчатого комплекса зоны Ивреа—Вербано было установлено [44], что полиметаморфизованные породы этого комплекса чередуются с многочисленными прослоями и линзами чарнокитов и парагнейсов, свидетельствуя об их метаморфическом (полиметаморфическом) происхождении, что подтверждается данными их радиологического изучения (см. табл. 1).

Метаморфические породы гранулитовой фации — двупироксеновые и гранатовые гранулиты — установлены в полосчатом комплексе Хадатинского «массива» Полярного Урала [9, 10, 19] и сопоставляются с мафитами третьего слоя коры океанов [11].

Возвращаясь к характеристике зоны Ивреа—Вербано, следует подчеркнуть, что формирование УММК этой зоны связано с перемещением в зону Инсубрик из глубинных в приповерхностные уровни коры «смеси» мантийных ультрамафитов и нижнекоровых мафитов. Длительная транспортировка этих УММК в верхние уровни коры сопровождалась их многократной деформацией (от глубинных пластичных к приповерхностным хрупким), полиметаморфизмом (от гранулитовой к зеленосланцевой фации) и полихронностью становления (от 2 млрд.лет до 127 млн.лет) [44]. УММК Западных Альп и зоны Ивреа—Вербано выведены на поверхность в виде мантийно-нижнекорового клина. Здесь установлена [52] дугообразно изогнутая гравиметрическая аномалия (до +150 мгал в редукции Буге) и резко



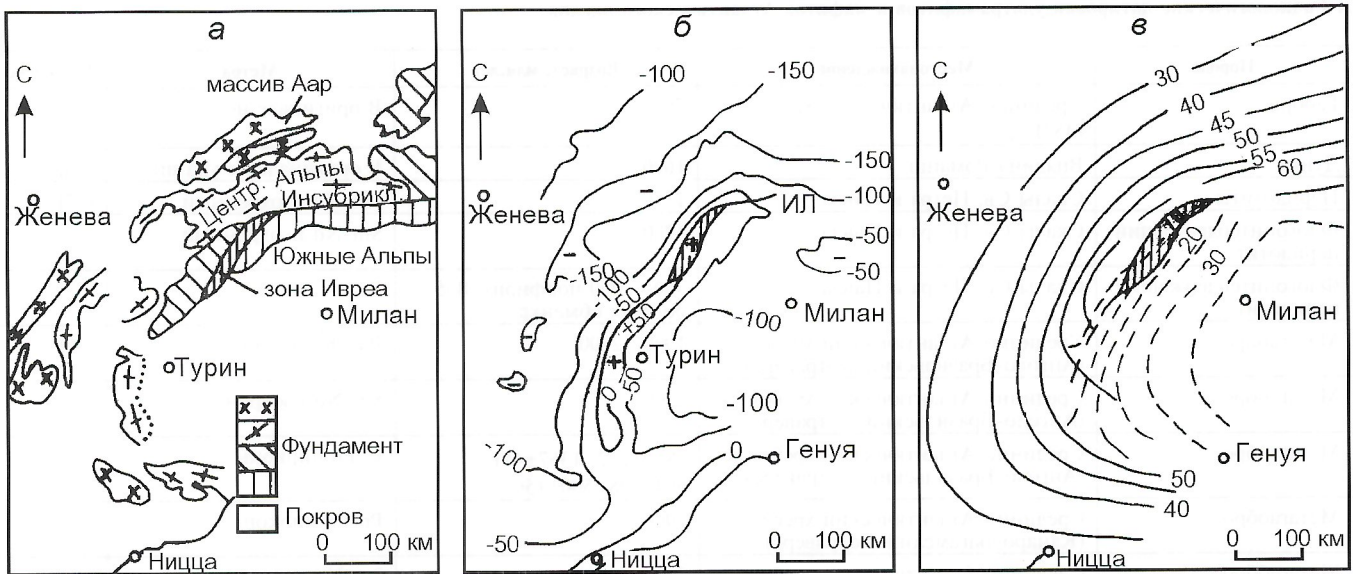


Рис. 3. Геологическое положение зоны Ивреа (а), аномалия Буге, мгал (б) и глубина залегания границы Мохо Западных Альп, км (в) [52]

воздымается поверхность М (см. рис. 3), фиксируя на близ-поверхностном уровне коры высокоплотный мантийно-нижнекоровый клин (рис. 4). Подобного же типа плотностная модель (рис. 5) установлена и для УММК Войкаро-Сынынского «массива» Полярного Урала [21]. Характеризуя геолого-геофизические закономерности размещения УММК Урала Н.Г. Берлянд [3] отмечала, что эти комплексы сосредоточены в зонах с наиболее приподнятым залеганием кристаллического фундамента, а крупные массивы расположены напротив блоков раннекембрийского фундамента краевой части Русской платформы: массивы Полярного Урала напротив Большеземельского, а Южного Урала — напротив Актюбинского выступов. Подобным же образом напротив блоков кристаллического фундамента расположены УММК Ньюфаунленда (Бей оф Айленд) [12]. Сходное же тектоническое положение занимают и УММК Папуа Новой Гвинеи, соприкасающиеся с юго-запада с диафортированными, полиметаморфизованными породами эклогит-гранулит-гнейсово-сланцевого комплекса хр. Оуэн-Стенли. Эклогит-гранулит-гнейсовый комплекс, на который надвинуты породы ультрамафитового комплекса, изучен [30] на островах архипелага д'Антраксто, расположенных вблизи Новой Гвинеи. По мнению Г. Девиса, надвиг Оуэн-Стенли Новой Гвинеи полого падает на северо-восток, и по этому надвику, так же как и на островах д'Антраксто (Гуденаф, Фергюсон) ультрамафиты надвинуты на континентальную кору, представленную кристаллическими породами хр. Оуэн-Стенли (эклогиты, гранулиты, кристаллосланцы). Г. Девис отмечал, что эти полиметаморфические комплексы сходны с породами, залегающими в основании офиолитовых пластин Ньюфаунленда и Омана. Пологонаклонные надвиги хр. Оуэн-Стенли и островов д'Антраксто погружены в сторону расположенного в тыловой части надвигов бассейна Тробрайенд, в котором накапливаются многокилометровые (7–10 км) толщи осадков мезозоя и кайнозоя, из-под основания которых перемещены УММК, «облекающие» на островах Гуденаф и Фергюсон купольные структуры кристаллического фундамента [30]. Геофизические исследования Дж. Милсома [39] показали, что плотностная, гравитационная модель УММК Папуа Новой Гвинеи подобна плотностным моделям УММК Западных Альп и Полярного Урала — фиксирует клин высокоплотных мантийно-коровых пород, воздымающихся из глубин в приповерхностные части земной коры.

Построение тектонофизической модели становления УММК должно удовлетворять ряду установленных на примере рассмотренных УММК устойчивых — вневременных и внерегиональных — признаков их состава, строения и тектонических взаимоотношений со средой становления. Такие признаки для УММК Западных Альп, Полярного Урала, Папуа Новой Гвинеи, а также других регионов (Ньюфаунленд, Оман, Западный Саян и др.) представляют собой:

размещение УММК в линейных протяженных зонах складчато-надвиговых дислокаций, во фронтальной части которых расположены структуры с неглубоко залегающим кристаллическим фундаментом, а в тыловой — длительно

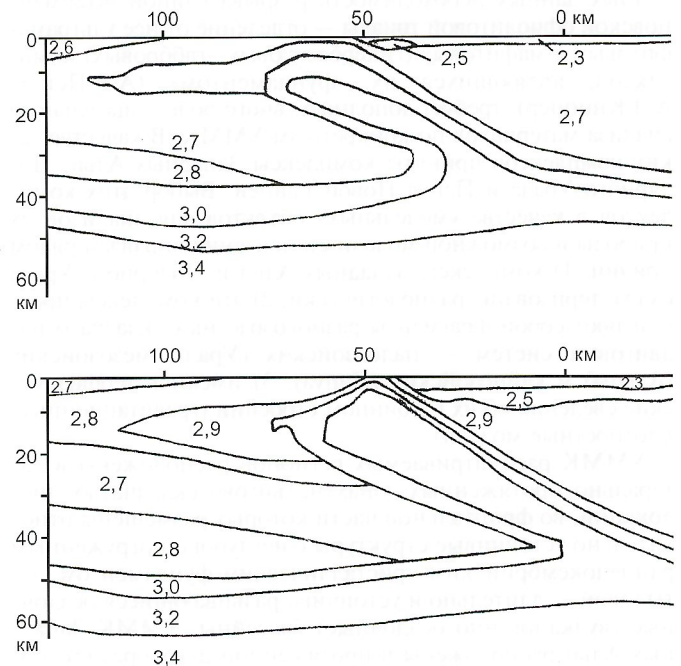


Рис. 4. Плотностные разрезы зоны Ивреа—Вербано (Kaminsky, Menzel, 1968):

плотность приведена в  $г/см^3$



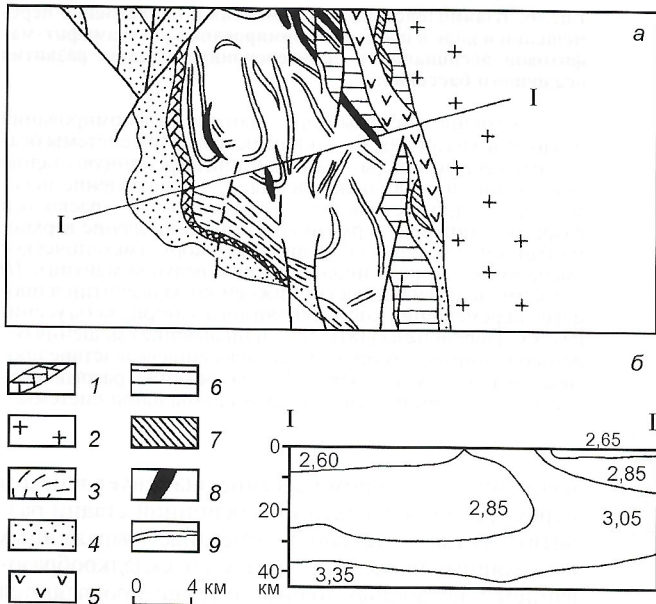


Рис. 5. Фрагмент карты Войкаро-Сыньинского массива (а) и плотностной разрез по линии I—I (б) [21 и др.]:

1 — серпентиновые милониты и меланж; 2 — тоналиты, диориты; 3 — антигорит-оливиновые породы; 4 — амфиболиты: гранатовые, плагиоклазовые, цоизитовые; 5 — долериты, габбро-диабазы; 6 — габбро-нориты, флазер-габбро; 7 — дуниты, верлиты, троктолиты, клинопироксениты; 8 — дуниты; 9 — простирающие полосчатости; усредненная плотность дана в  $\text{г}/\text{см}^3$

развивающиеся осадочные бассейны; пологие надвиги, контролируемые размещение УММК погружаются под осадочные бассейны и воздымаются в области соприкосновения с устойчивыми фронтальными структурами;

УММК — полигенетические (по Р.Колману) ассоциации, в состав которых входят мантийные ультрамафиты, коровые мафиты, исключая комплекс массивных — магматических габбро и долеритов комплекса параллельных даек;

УММК: а) полидеформационны — подверглись пластическим деформациям в глубинных, пластично-хрупким — в промежуточных и хрупким — в близповерхностных условиях земной коры; б) полиметаморфизованы — подверглись последовательно проявленному метаморфизму гранулитовой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций; в) полихронны — длительное становление УММК подтверждается присутствием наряду с реликтовыми раннедокембрийскими (1,9–2,4 млрд. лет) фанерозойскими датировками, фиксирующими продолжительное время (палеозой, мезозой, кайнозой) становления УММК;

наиболее принципиально положение об однонаправленной — регрессивной эволюции УММК деформаций — от глубинных пластичных к приповерхностным хрупким, метаморфизма — от гранулитовой до зеленосланцевой фаций и времени становления — от раннедокембрийского к фанерозойскому.

С учетом перечисленных признаков состава и строения УММК рассматривается одна из возможных моделей развития их состава и структурной позиции. В принципе модель должна отвечать на следующий вопрос: каким образом и в силу каких причин высокоплотностные породы УММК — «смесь» верхней мантии и нижней коры — были выведены из глубинных условий в близповерхностные? Касаясь вопроса возможных причин подобного перемещения, необходимо подчеркнуть существование в нижней коре пологонаклонных границ раздела, интерпретируемых Ю.Г.Леоновым [14] как следствие пластического течения вещества нижней коры, сопряженного с формированием в

коре отрицательных тектонических структур — впадин, осадочных бассейнов и др.

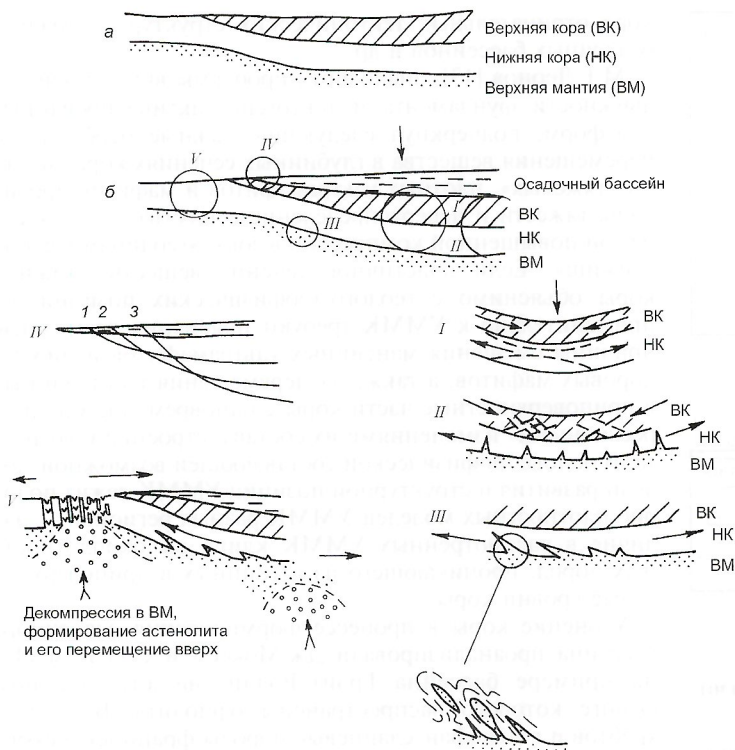
М.Г.Леонов [13], анализируя проблемы внутренней подвижности фундамента и тектогенез активизированных платформ, подчеркнул следующие важные особенности перемещения вещества в глубинных сечениях коры: подъем «тяжелых», плотных ультрамафитов и мафитов против силы тяжести и перераспределение вещества — отток его из зон повышенной компрессии в зоны «геодинамических убежищ». Если пластическое течение вещества нижней коры объяснимо с геолого-геофизических позиций, то применительно к УММК требуют пояснения возможные причины смещения мантийных ультрамафитов и нижнекоровых мафитов, а также их перемещения из глубинных в приповерхностные части коры с одновременными «регрессивными» изменениями их состава, строения и возраста. В основе геофизической составляющей возможной модели развития и структурной позиции УММК лежит подобие плотностных моделей УММК разных регионов — наличие в рассмотренных УММК клина высокоплотностных пород, проникающего из глубинных в приповерхностные уровни коры.

Утонение коры в процессе формирования осадочного бассейна проанализировали Дж.Моксон и С.Грэхэм [40] на примере бассейна Грэйт-Вэлли, на юго-западном фланге которого распространены офиолиты Береговых хребтов и глаукофан-сланцевые породы Францисканского комплекса, а на северо-востоке — вулканоплутоническая дуга Сьерра-Невада. Деформации консолидированной коры в процессе формирования бассейна выражены растяжением—утонением коры, пластичным — в нижней и хрупким — в верхней коре.

В соответствии с перечисленными «базовыми» признаками УММК и становления осадочных бассейнов в целом модель становления УММК представляется следующей: отдельно для доинверсионной (рис. 6) и инверсионной (рис. 7) стадий развития осадочного бассейна.

Заложение осадочного бассейна (ОБ) в большинстве случаев (как и в бассейне Грэйт-Вэлли) проходит в области сочленения по-разному «устроенной» консолидированной коры — сочленения участка с редуцированной верхней корой с устойчивым на начальных стадиях развития (карбонатным) режимом развития осадконакопления и сопредельным подвижным участком с режимом активного прогибания и осадконакопления. Одной из возможных причин формирования осадочного бассейна может быть приближение здесь к основанию консолидированной коры мантийного астенолита, тепловое воздействие которого на кору, лежащую в основании бассейна, определяет проявление в ней растяжения и прогибания коры. Залегание в основании активно развивающегося осадочного бассейна породы консолидированной коры при этом ведут себя по-разному (см. рис. 6, I): верхняя кора, «проскальзывая» по зонам хрупких деформаций, относительно нижней коры «деформируется» (сгибается) со смещением от периферии к центру ОБ, а нижняя кора, утоняясь в центре ОБ, пластично выжимается к его периферии. В этот промежуток времени утонения и относительного растяжения в субвертикальные трещины отрыва в нижней коре активно механически внедряется в твердо-пластичном состоянии вещество верхней мантии (см. рис. 6, II), происходит процесс механического взаимопроникновения вещества нижней коры и верхней мантии — формирование ультрамафит-мафитового полосчатого комплекса. В дальнейшем по мере усиления растягивающих напряжений в нижней коре «клинья» верхнемантийного вещества, удлиняясь, наклоняются и могут по мере усиления растяжения, будинируясь, отрываться от верхней мантии и обремененные пластичным веществом нижней коры автономно в ней перемещаться, подобно механизму «гусени-





цы» А.С.Перфильева [18] (см. рис. 6, III). Смещение границ осадочного бассейна на этой стадии — бассейн Грэйт-Вэлли [40] сопровождается растяжением коры в сопредельной фронтальной части осадочного бассейна с неглубоко погруженной консолидированной корой, активным выплавлением здесь базальтовых расплавов в условиях растяжения и декомпрессии вещества верхней мантии. Экстенсивные процессы базальтоидного магматизма сопровождаются активным взаимодействием базальтовых расплавов с реакционно способным вследствие механической дезинтеграции веществом коры и формированием пестрых габбро-тоналит-трондьемитовых интрузий (см. рис. 6, IV—V).

Уменьшение скорости осадконакопления, интенсивности погружения, смена глубоководных отложений мелко-

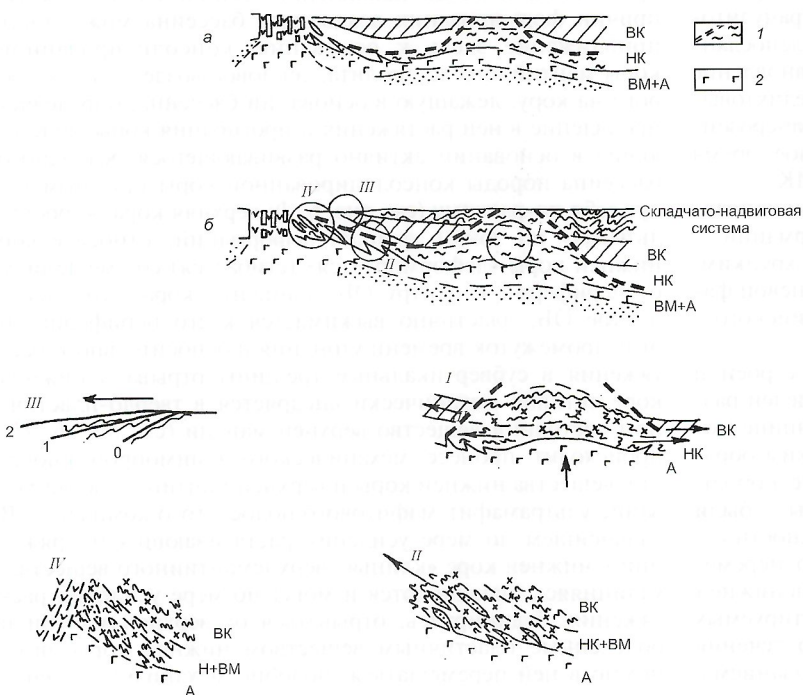
**Рис. 6.** Взаимодействие кора—мантия и направление перемещений в коре в процессе формирования ультрамафит-мафитовой ассоциации в доинверсионную стадию развития осадочного бассейна:

*a* — состояние системы кора—мантия до формирования осадочного бассейна; *б* — динамика развития системы осадочного бассейна—кора—мантия в доинверсионную стадию погружения и осадконакопления; I — направление перемещений в системе нижняя—верхняя кора; II — расколы и разрывы в нижней, верхней коре, проникновение верхне-мантийного материала в нижнюю кору (механическое смещение материала нижней коры и верхней мантии); III — взаимодействие вещества нижней коры и мантии в процессе перемещения коро-мантийного материала («гусеница» А.С.Перфильева [18]); IV — направление смещения береговой линии формирующегося бассейна вследствие прогибания и растяжения коры; V — растяжение, разрыв нижней коры, формирование эвгеосинклинальной системы

водными в осадочном бассейне знаменует в целом переход к последующей инверсионной стадии развития, когда в условиях отчетливо выраженных восходящих движений, наряду со складкообразованием в осадочных толщах активно проявляются процессы регионального метаморфизма, гранитизации и гранитообразования [1, 4], при этом фронт регионального метаморфизма и гранитизации, распространяясь «вверх и в стороны» (см. рис. 7, I) от осевой части ОБ, преобразует и мантийно-нижнекорую «смесь» — УММК. В этом случае аркообразный изгиб основания ОБ усиливает процесс «выжимания» «в сторону и вверх» полиметаморфизованных УММК и последовательное их выжимание все в более верхние уровни коры. Вовлечение УММК в процессы полиметаморфизма и гранитизации естественным образом повышает в целом их «мобильность», усиливает направленность их перемещения из областей повышенных напряжений в области «геодинамических убежищ» (по М.Г.Леонову [13]), каковыми в данном случае являются участки сочленения осадочных бассейнов с относительно устойчивыми структурами (см. рис. 7, II—IV), аналогично тому, как расположены УММК Западных Альп, Полярного Урала, Омана, Ньюфаундленда и Папуа Новой Гвинеи.

Особо следует подчеркнуть, что рассмотренная модель не расходится с одним из наиболее существенных признаков становления УММК — их в целом регрессивной однонаправленности — структурно-тектонической петрологической и хронологической — в процессе перемещения УММК из глубинных в приповерхностные уровни коры.

**Рис. 7.** Взаимодействие кора—мантия и становление ультрамафит-мафитовой ассоциации в инверсионную стадию развития осадочного бассейна:



*a* — состояние, состав и строение системы кора—верхняя мантия в инверсионную стадию развития осадочного бассейна; *б* — динамика развития отдельных фрагментов системы в процессе инверсии его осадочного бассейна; I — становление (кристаллизация) астенолита в основании коры, смена знака движений, формирование в коре ареала гранитизации и регионального метаморфизма, глубинная адвекция разуплотненных в процессе гранитизации участков коры, латеральное движение, полиметаморфизм ультрамафит (мантийной)-мафитовой (нижнекоровой) «смеси»; II — «мегабудинирование» — отрыв ультрамафитовых линз от их основания, протрузия в пластичной массе полиметаморфизованного мафического субстрата; III — «встречное» движение в сторону эвгеосинклинали границ инверсирующего осадочного бассейна (0, 1, 2 — положение усложняющихся со временем зеркал складчатости); IV — воздымание пластины, «клина» мантийно-коровой, полиметаморфизованной ультрамафит-мафитовой ассоциации в верхние уровни коры; I — ареал регионального метаморфизма и гранитизации; 2 — астенолит



В заключение отметим следующее.

1. Хронологические и изотопные характеристики мантйных ультрамафитов и нижнекоровых мафитов УММК офиолитовых ассоциаций показывают: присутствие в них реликтовых раннедокембрийских датировок; изотопную когерентность ультрамафитов и мафитов; их направленное, длительное «омоложение» в процессе полиметаморфического и полидеформационного развития.

2. Регрессивная направленность изменения хронологических характеристик, метаморфизма и деформаций УММК свидетельствуют об устойчивой тенденции их перемещения из глубинных в приповерхностные уровни земной коры, парагенетически (тектонифизически) сопряженного с развитием осадочных бассейнов.

3. Приведенные данные позволяют считать вполне правомерными высказанные предположения (Р. Колман, А. Пейве, А. Книппер) о «полигенетичности» офиолитовых ассоциаций, о необходимости «разрыва» во времени штеймановской офиолитовой триады, отчленения от нее полиметаморфического и полидеформационных комплексов «фундамента» — УММК («механической смеси» изначально древнего вещества верхней мантии и нижней коры).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В. Основы геотектоники. — М.: Недра, 1989.
2. Беляцкий Б.В., Левский Л.К. Изотопная математика глубоководных габброидов Северной Атлантики // Методы изотопной геологии: Тез. докл. Всесоюзной школы-семинара. С.-Пб., 1991. С. 22—33.
3. Берлянд Н.Г., Луцкина Н.В. Корово-структурный критерий хромитовосности Урала // Советская геология. 1985. № 1. С. 17—19.
4. Блюман Б.А. Эндогенные режимы и типы метаморфизма складчатых областей. — Л.: Недра, 1985.
5. Блюман Б.А. Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных). — С.-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998.
6. Геология и петрология зон глубоководных желобов Запада Тихого океана / Отв. ред. И.Н.Говоров. — М.: Наука, 1991.
7. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала / В.И.Виноградов, В.Н.Кулушов, Б.Г.Покровский и др.: Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 376.
8. Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А., Черников А.И. Офиолитовые ассоциации Кузнецкого Алатау. — Новосибирск: Наука, 1982.
9. Ефимов А.А., Потапова Т.А. О находке нового типа высокобарических метаморфитов в Войкарском офиолитовом аллохтоне (Полярный Урал): перидотит-габбро-гранулитовая серия в базальной зоне гипербазитового разреза // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 6. С. 1447—1451.
10. Ефимов А.А., Потапова Т.А. Высокобарическая вебстерит-габбро-гранулитовая серия в «полосчатом комплексе» Хадатинского офиолитового аллохтона (Полярный Урал) // Докл. РАН. 1992. Т. 324. № 1. С. 167—171.
11. Ефимов А.А. Предстоящая ревизия представлений о природе третьего слоя коры океанов и габбрового члена офиолитовой ассоциации: прогноз // Тектоника и геодинамика: общие вопросы и региональные аспекты. Т. 1. М., 1998. С. 191—194.
12. Колман Р. Офиолиты. — М.: Мир, 1979.
13. Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектоногенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16—34.
14. Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмических отражающих горизонтов в земной коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4—16.
15. Магматические горные породы. — М.: Наука, 1985. Т. 3. 1988. Т. 5.
16. Марков М.С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг // Тр. ГИН АН СССР. 1975. Вып. 268.
17. Офиолиты в земной коре // Тез. докл. Междунар. симпозиума. М., 1973.
18. Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали // Тр. ГИН АН СССР. 1979. Вып. 328.
19. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Н.Л.Добрецов, Ю.Е.Молдавцев, А.П.Казак и др. — Новосибирск: Наука, 1977.
20. Пушкарев Ю.Д. Мегащиклы и эволюция системы кора—мантия. — Л.: Наука, 1990.
21. Савельева Г.Н. Габбро-ультрамафитовые комплексы офиолитов Урала и их аналогии в современной океанической коре. — М.: Наука, 1987.
22. Степанов В.С. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты Северной Карелии. — Л.: Наука, 1989.
23. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. — М.: Мир, 1988.
24. Тектоническая расчлененность литосферы / Под ред. Ю.И.Пушаровского. — М.: Наука, 1990.
25. Трухалев А.И., Погребницкий Ю.Е., Беляцкий Б.В. и др. Древние породы в Срединно-Атлантическом хребте // Отечественная геология. 1993. № 11. С. 81—89.
26. Ben Othman D., Polvo M., Allegre C. Nd-Sr isotopic composition of the granulites and reference with evolution of the lower continental crust // Nature. 1984. Vol. 307. № 5951. P. 536—538.
27. Bonatti E. Subcontinental mantle exposed in the Atlantic ocean on the St.Peter-Paul islets // Nature. 1990. Vol. 345. № 6278. P. 800—802.
28. Continental flood basalts / Ed. Mc.Dougall. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht-Boston-London, 1988.
29. Davis H.L., Smith I.E. Geology of Eastern Papua // Bull. Geol. Soc. Am. 1971. Vol. 82. № 12. P. 3299—3312.
30. Davis H.L., Warren R.G. Origin of Eclogite-Bearing, domed, layered Metamorphic complexes («Core complexes») in the d'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea // Tectonics. 1988. Vol. 7. № 1. P. 1—23.
31. Handler M., Bennet V.C., East T.M. The behavior of Re-Os during melt extraction and metasomatism in the mantle: tightening age constraints on lithospheric mantle evolution. Sev. Ann. V.M.Goldschmidt. Tucson, Arizona, 1997. № 921.
32. Hawkesworth C., Compton P., Rodgers N. et al. Continental mantle lithosphere and shallow level enrichment process in the Earth mantle // EPSL. 1990. Vol. 96. № 6. P. 256—268.
33. Jacobsen S.B., Wasserburg G.I. Nd and Sr isotopic study of the Bay of Islands Ophiolite Complex and the evolution of the source of Mid-ocean ridge basalts // J. Geoph. Res. B. 1979. Vol. 84. № 13.
34. Koppel V. Isotopic U-Pb ages of monazites and zircon from crust-mantle transition and units of the Ivrea and Cenéri zones south Alps, Italy // Contr. Mineral and Petrol. 1974. Vol. 43. № 1. P. 55—70.
35. Kramers I.D., Roddick I.C.N., Dawson I.B. Trace element and isotope studies in veined, metasomatic and «MARID» xenotites from Bullfontein, South Africa // EPSL. 1983. Vol. 65. № 1.
36. Lawrens E.R., Wasserburg I. The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematics // EPSL. 1985. Vol. 72. P. 389—404.
37. Melson W., Thompson G. St.Paul's Rocks equatorial Atlantic petrogenesis, radiometric ages and implications on sea-spreading // Geol. Am. Mem. 132. 1972. P. 241—242.
38. Menzies M., Kempton P., Dungan M. Interaction of continental lithosphere and asthenospheric melts below the Geronima volcanic field. Arizona, USA // I. Petrol. 1985. Vol. 26. № 3.
39. Milson I. Papua Ultramaphic Belt: Gravity and emplacement of Ophiolites // Bull. Geol. Soc. Am. 1973. Vol. 84. № 7. P. 2243—2258.
40. Moxon I.W., Graham S.A. History and controls of subsidence in the late Cretaceous-Tertiary Great Valley forearc basin, California // Geology. 1987. Vol. 15. P. 626—629.
41. Oman ophiolite // Yuorn. Geoph. Res. 1981. Vol. 80. № 3/4.
42. Paquette I.L., R-P.Menot, Peucat I.I. REE, Sm-Nd and U-Pb zircon study of eclogites from Alpine External massif (Western Alps): evidens for crustal contamination // EPLS. 1989. Vol. 96. № 1—2. P. 191—198.
43. Pearson D., Carlson R., Shirey S. et al. Stabilization of Archean lithospheric mantle: a Re-Os isotope study of peridotitic xenoliths from Kaapvaal craton // EPSL. 1995. Vol. 134. № 6. P. 341—357.
44. Quick I.E., Sinigioni S., Negrini L. et al. Sinmagmatic deformation in the underplated igneous complexes of the Ivrea-Verbano zone // Geology. 1992. Vol. 20. P. 613—616.
45. Reisberg L.C., Allegre C.I., Luck I.M. The Re-Os systematic of the Ronda ultramaphic complex of southern Spain // EPSL. 1991. Vol. 213. P. 196—213.
46. Reisberg L.C., Zindler A. Extreme isotopic variation in the upper mantle: evidens from Ronda // EPSL. 1986. Vol. 81. № 1.
47. Reisberg L.C., Zindler A., Jagoutz E. Sr and Nd isotopic composition of garnet and spinel bearing peridotites of the Ronda peridotitic complex // EPSL. 1989. Vol. 96. P. 161—180.
48. Richard L.C., Allegre A. Nd and Sr isotopic study of ophiolite and orogenic lherzolite petrogenesis // EPSL. 1980. Vol. 47. № 1.
49. Richardson S.H., Erlank F.I., Hart S.R. Kimberlit-born garnet peridotit xenoliths from old enriched subcontinental lithosphere // EPSL. 1985. Vol. 75. № 2/3.
50. Robinson P., Dick H., von Herzen R. Metamorphism and alteration in oceanic layer 3, Hole 735 B. Proceed. of the Ocean Drilling Programm (ODP) // Sci. Result. 1991. Vol. 118. P. 471—505.
51. Schmid R. Excursion guide for the vale d'Ossola. Section of the Ivrea-Verbano Zone // SMPM. 1968. Bd. 48. Hf. 1. P. 305—314.
52. Zingg H.G., Handy M.A., Schmid S.M. Tectonometamorphic history of the Ivrea Zone and its relationship to the crustal evolution of the southern Alps // Tectonophysics. 1990. Vol. 182. № 1/2. P. 169—192.



## Об основной проблеме стратификации позднего—раннего докембрия Патомского нагорья и петрохимических критериях выделения метаосадочных серий

В.Н.ШАРОВ (Институт земной коры СО РАН)

Патомское нагорье охватывает Бодайбинский и северо-восток Мамского синклиория. Оно представляет собой область докембрия, метаосадочные толщи которой не имеют выраженных и однозначно определяемых литолого-стратиграфических границ. Радиологическое датирование осложнено омоложением пород палеозойским региональным метаморфизмом, а возраст палеонтологических остатков оценивается неодинаково одними и теми же исследователями. Поэтому выводы о времени образования, стратиграфическом положении толщ и их отдельных частей спорны. Основная масса геологов, решающих вопросы стратиграфии, исходит из предпосылки об отсутствии перерывов в накоплении докембрийских отложений. Причем одни из них — Д.А.Великославинский [1], С.П.Кориковский, В.С.Федоровский [11], Ю.М.Соколов и другие [17] считают их монотонно разновозрастными, другие — Л.И.Салоп, [15], Ю.П.Казакевич, Т.П.Жаднова [9] дифференцируют во времени. По мнению первых, они были сформированы в течение позднего [1] или раннего протерозоя [11, 17]. Вторые находят, что процессы седиментации охватывали разные отрезки позднепротерозойского времени. В низах разреза они выделяют тепторгинскую серию среднего протерозоя, состоящую из двух свит: пурпольская (нижняя) и медвежевская. Вышележащие отложения включают в патомскую серию верхнего протерозоя [15] или нижнего рифея—венда [9]. Патомская серия расчленена на подсерии: мамскую терригенную (нижнюю), кадаликанскую карбонатно-терригенную (среднюю) и бодайбинскую терригенно-вулканокластическую (верхнюю). Подсерии разделены на свиты. Все свиты, кроме медвежевской и бодайбокской, показаны на рис. 1. Эта схема, получившая наибольшее признание, была модифицирована Б.М.Келлером, М.А.Семихатовым, Н.М.Чумаковым [10]. Они, принимая тиллоиды джемкунканской свиты (аналог бужуихтинской свиты на севере нагорья) за стратиграфический репер, поднимали верхнюю границу мамской подсерии в ее подошву. Такой подход отражен в работах [6, 8, 14].

Иную точку зрения, предполагавшую перерывы в осадконакоплении, высказывали В.А.Обручев [13], стоявший у истоков этой проблемы, и его сторонники — В.Г.Дитмар [5], Н.П.Семенов [16], А.Н.Неелов [12] и др. Эти геологи относили отложения Мамского синклиория («мамскую толщу») к нижнему протерозою и даже архею, Бодайбинского синклиория («бодайбинскую толщу») — к нижнему, верхнему протерозою или кембрию. Граница между этими толщами устанавливалась В.А.Обручевым в

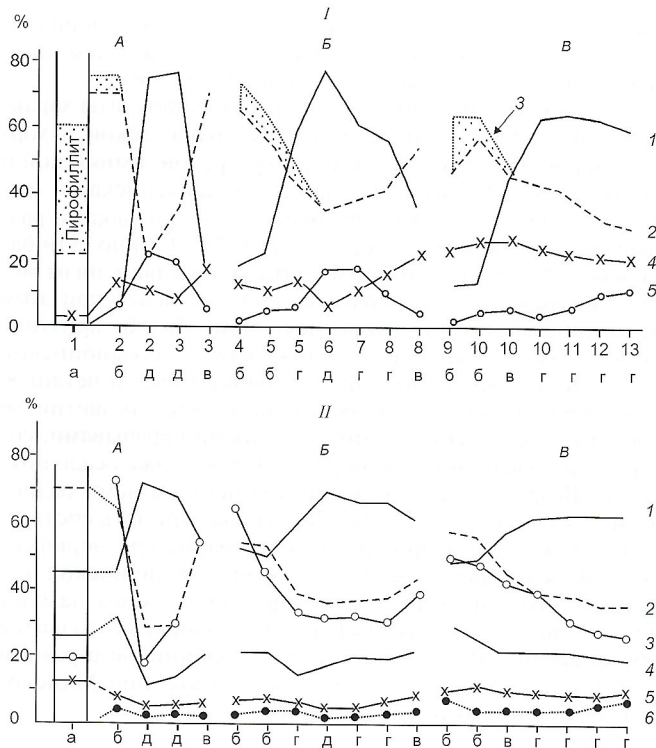
нижнем течении р.Жуи по подошве жуинской (имняхской) свиты, залегающей через базальный конгломерат на подстилающих породах. Последние позже были выделены в валюхтинскую свиту. А.Н.Неелов [12] и Н.С.Михайлова [20], обратившая внимание на резкую смену биоты в имняхской свите, проводили ее на этом же уровне внутри Патомского нагорья. Позднее А.В.Сочава, В.Н.Подковыров [18] опустили эту границу в низ хомолхинской свиты. Палеонтологический возраст жуинской свиты определялся Л.И.Нарожных [9] как позднерифейский, нижележащей валюхтинской свиты как среднерифейский. Такие же возрастные оценки стратиграфическим аналогам этих свит — имняхской и хомолхинской свитам — давали в своих ранних работах Т.А.Дольник, А.М.Станевич, З.Х.Файзулина [6]. В.В.Хоментовский [22] считал, что позднерифейские микрофоссилии распространены шире и опускал эту границу в основание верхней подсвиты валюхтинской свиты. Верхняя подсвита и низы жуинской свиты выделялись им в каланчевскую свиту. При этом приводились геологические доказательства предпозднерифейского перерыва и последующей каланчевской трансгрессии на сильно пенепленизированную платформу в Приленской зоне. Признаки этого перерыва, охватившего значительную территорию, были обнаружены позднее М.И.Грайзер [4] и подтверждены нами [26] в центральных частях нагорья. Палеонтологические определения перематрировались. В результате нижняя граница верхнего рифея опускалась Т.А.Дольник [7], вслед за работой [14], в подошву хомолхинской свиты, В.В.Хоментовским [23], А.М.Станевич, З.Х.Файзулиной [19] в основание джемкунканской (бужуихтинской) свиты. Ниже приведены новые данные. Они получены при изучении петрохимии метапелитов, реконструкции литологического состава и цикличности накопления первичных осадков. В работе использованы 248 силикатных анализов метапелитов, большая часть которых выполнена по нашим пробам в Институте земной коры СО РАН.

Метапелиты — обязательный компонент всех свит. Они подразделены на слюдяные и слюдяно-кварцевые (таблица). Петрографический и химический составы этих пород отражены на рис. 1. Слюдяные метапелиты — бескварцевые и низкокварцевые. Среди них выделяются а-, б-, и в-метапелиты. А-метапелиты представлены пиррофиллит-хлоритоид-серицитовыми сланцами пурпольской свиты. Они сложены пиррофиллитом (35,2%), хлоритоидом (32,2%), серицитом (22,6%), рудным минералом (2,8%). К б-метапелитам отнесены серицит-хлоритовые филлиты с

### Метапелиты зеленосланцевой фации и их осадочные аналоги

Подгруппа	Метапелиты		Исходные глины
Слюдяные низкокварцевые и бескварцевые (высокоглиноземистые)	а	Пиррофиллит-хлоритоид-серицитовые сланцы	Существенно каолининовые
	б	Серицит-хлорит-кварцевые филлиты	Каолинитсодержащие гидромусковит-иллит-хлоритовые
	в	Серицит-хлорит-кварцевые филлиты	Гидромусковит- и иллит-хлоритовые с непостоянной примесью монтмориллонита
Слюдяно-кварцевые (относительно низкоглиноземистые)	г	Серицит-кварц хлоритовые филлиты с альбитом	Монтмориллонитсодержащие гидромусковит- и иллит-кварц-альбитовые
	д	Кварц-серицит-альбитовые филлиты	





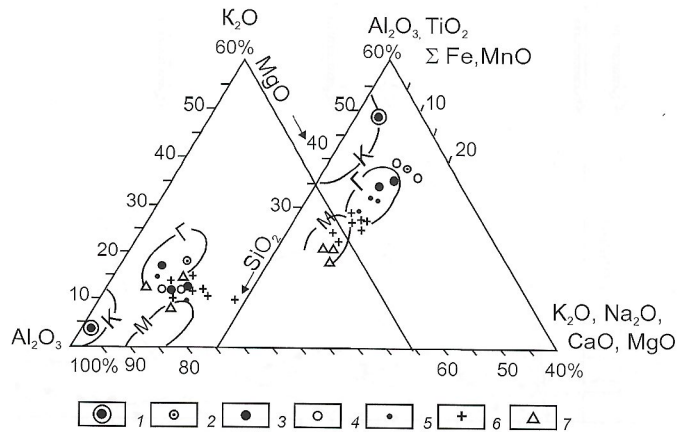
**Рис. 1.** Изменения петрографического (I) и химического (II) составов метапелитов зоны хлорита в теппоргинско-мамской (A), кадаликанской (Б) и бодайбинской (В) метаосадочных сериях:

свиты: 1 — пурпольская, 2 — хорлухтаская, 3 — хайвергинская, 4 — бугарихтинская, 5 — конкудерская, 6 — бужуихтинская, 7 — угаханская, 8 — хомолхинская, 9 — имняхская, 10 — аунакитская, вачская, 11 — анангская, 12 — догалдынская, 13 — илигирская; а—д — петрографические разновидности метапелитов; на I: 1 — кварц (двухкратное содержание), 2 — серицит, 3 — серицит и пиррофиллит (сумма), 4 — хлорит, 5 — альбит; на II: 1 —  $\text{SiO}_2$ , 2 —  $2\text{Al}_2\text{O}_3$ , 3 —  $10\text{K}_2\text{O}$ , 4 —  $20\text{TiO}_2$ , 5 —  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 6 —  $\text{MgO}$

постоянно определяемым нормативным пиррофиллитом. Они развиты в хорлухтаской, бугарихтинской, конкудерской, имняхской и аунакитской свитах. Породы сложены серицитом (55—70%), хлоритом (12—15%), кварцем (3—11%), рудным минералом (2,6%). Нормативный пиррофиллит установлен в количестве 6—10%. В-метапелиты, или серицит-хлорит-кварцевые филлиты встречаются в хайвергинской, хомолхинской свитах, а также среди б-метапелитов конкудерской и аунакитской свит. Они состоят из серицита (46—54%), хлорита (17—24%), кварца (9—24%). В этих породах не более 1,7% рудного минерала и 3,5% альбита.

Слюдяно-кварцевые метапелиты представлены серицит-кварц-хлоритовыми (г-метапелиты) и кварц-серицит-альбитовыми (д-метапелиты) филлитами. Содержание кварца в них самое высокое. Его около 30% в первых и 40% во вторых. Серицит присутствует в количестве 30—42 и 23—37% соответственно. В г- и д-метапелитах примерно по 10—20% альбита, хлорита.

Петрохимические свойства слюдяных метапелитов уже рассматривались В.К.Головенко [2, 3] при изучении пурпольской свиты. Они выделялись также Ю.П.Казакевич, Т.П.Жадновой [9] при изучении аунакитской и вачской свит. Слюдяные метапелиты, по данным этих исследователей, относятся к высокоглиноземистым породам — переотложенным и метаморфизованным продуктам коры глубокого химического выветривания. В соответствии с классификацией В.К.Головенка [3], их можно разделить на три группы. Первой группе, где  $\text{Al}_2\text{O}_3$  больше 25%,  $\text{K}+\text{Na}$  не более 3—5%, алюмо-кремниевый модуль  $\text{AM} (\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$  не меньше 0,5, отвечают а-метапелиты. По



**Рис. 2.** Распределение метапелитов в полях генетических типов глин на диаграммах В.К.Головенка (1978):

высокоглиноземистые метапелиты: 1 — пурпольской свиты, 2 — мамской, 4 — кадаликанской, 6 — бодайбинской серий; то же, низкоглиноземистые: 3 — мамской, 5 — кадаликанской, 7 — бодайбинской серий; поля глин: К — каолиновых, Г — гидрослюдистых, М — монтмориллонитовых

нашим данным, среднее содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  составляет 35%,  $\text{K}+\text{Na}$  2,4% (см. рис. 1, II);  $\text{AM}$  0,75. Второй группе ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  меньше 25%,  $\text{K}+\text{Na}$  5—6,5%) соответствуют в-метапелиты с  $\text{Al}_2\text{O}_3$  19—26%;  $\text{K}+\text{Na}$  4,9—6,5%;  $\text{AM}$  0,33—0,46%. В третью группу ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  больше 25%,  $\text{K}+\text{Na}$  до 10%) могут быть включены б-метапелиты с  $\text{Al}_2\text{O}_3$  26,5—28,5%;  $\text{K}+\text{Na}$  6—8,5%;  $\text{AM}$  около 0,5. Для слюдяных метапелитов характерно повышенное содержание общего железа (8—12%), титана (до 1,6%). Слюдяно-кварцевые метапелиты относительно низкоглиноземистые. Они содержат  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в количестве 14,5—19,5%;  $\text{SiO}_2$  63—71%;  $\text{Fe}_{\text{общ}}$  уменьшается в них с 8,5 до 2,6%;  $\text{K}+\text{Na}$  4—5%; титана не более 1%;  $\text{AM}$  0,21—0,31.

Осадочные аналоги слюдяных метапелитов в химической классификации Э.Я.Юдович, М.П.Кетрис [27] — гидролизаты или переотложенные продукты выветривания, а слюдяно-кварцевых метапелитов — сиалиты. Общее представление об исходном составе исходных пород дает нанесение их анализов на диаграммы В.К.Головенка [3]. На них они занимают поля каолиновых, гидромусковитовых, монтмориллонитовых глин или тяготеют к ним (рис. 2). Пересчеты химических анализов метапелитов на конкретные составы минералов осадочных пород, приводимые в справочной литературе, дают более полную информацию (см. таблицу, рис. 3). В соответствии с ней, а-метапелиты образовались за счет существенно каолиновых глин. Кроме каолинита (57,5%) они состояли из гидромусковита (17,4%), железистого хлорита (17,1%), гетита (6%). Б-метапелиты сформированы из каолинитсодержащих гидромусковит-хлоритовых глин. Количество гидромусковита составляло в них 52—65%, иллита 65—73%, железо-магнезиального хлорита 12—24%, каолинита 10—15%. В-метапелиты ведут свое начало от гидромусковит-хлоритовых или иллит-хлоритовых (±монтмориллонит) глин. Содержание гидромусковита составляло в них 33—64%, иллита 48—64%. В породах было по 13—14% хлорита и непостоянно присутствующего монтмориллонита. Осадочные аналоги г- и д-метапелитов были представлены глинами, обогащенными кварцем (28—32%). Г-метапелиты, скорее всего, — производное гидромусковит-кварц-хлоритовых, иллит-кварц-монтмориллонитовых глин. Они содержали иллита 22—37%, монтмориллонита и альбита по 17—22%. Железо-магнезиальный и магнезиально-железистый хлорит составляли несколько процентов.



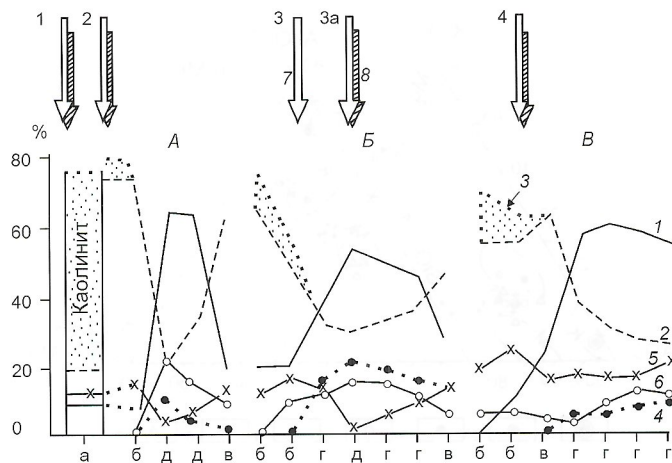


Рис. 3. Эволюция глин в осадочных циклах:

содержания: 1 — кварца (двукратное), 2 — иллитов, 3 — иллитов и каолинита, 4 — монтмориллонита, 5 — хлорита, 6 — альбита; нижние границы стратиграфических подразделений (серий, подсерий): 7 — по работам [9, 15], 8 — по работе [10]; 1 — тепторгинская серия среднего протерозоя; 2 — патомская серия верхнего протерозоя; подсерии патомской серии: 3 — кадаликанская, 4 — бодайбинская; 3а — ныргинская серия; остальные условные обозн. см. на рис. 1

На рис. 1 показано, что слюдяные и слюдяно-кварцевые метapelиты, переходящие друг в друга, образуют почти симметричные петрогенетические ряды: а—б—д—д—в в мамской (тепторгинско-мамской), б—б—г—д—г—г—в в кадаликанской и ассиметричный (неполный) ряд б—б—в—г—г—г—г в бодайбинской толщах. Верхи последней, вероятно, смыты эрозией. Эти ряды, в силу изохимичной природы регионального метаморфизма, отражают эволюцию глин (см. рис. 3) и дают, таким образом, возможность судить о границах и объемах осадочных циклов. Наблюдаемые в этих рядах переходы от высокоглиноземистых а- и б-метapelитов низов метаосадочных серий к относительно низкоглиноземистым г- и д-метapelитам их средних частей, а от них снова к высокоглиноземистым в-метapelитам, развитым в верхах, отражают изначальную эволюцию первичных осадков. Колебания в составе метapelитов имеют направленный характер. Они проявлены в волнообразном изменении содержания породообразующих минералов, в результате которых количества кварца и плагиоклаза максимальны в серединах метаосадочных толщ, а слюд — минимально. При этом из метapelитов исчезают хлоритоид, пиррофиллит и диаспор. Изменению минерального состава пород адекватно поведение петрогенных элементов. Количество  $\text{SiO}_2$  внутри толщ заметно возрастает, а Al, K уменьшаются. Подобно Al и K ведут себя Fe, Mg, Ti. Изменения в содержании последних обычно не значимы, но, тем не менее, они имеют характер устойчивых тенденций.

Представленный материал свидетельствует о том, что рассмотренные изменения в разновозрастных толщах развивались в одной той же последовательности. То есть они типоморфны, строго закономерны, имеют волнообразный характер и отражают геохимические циклы накопления докембрийских осадков. Эти циклы близки осадочным циклам (подсериям) Л.И.Салопы [15], Ю.П.Казакевич, Т.П.Жадновой [9], но не совпадают с ними полностью. Еще больше они отличаются от осадочных циклов К.Б.Келлера и других [10]. Границы литолого-геохимических циклов резкие, фиксируют начала прошедших трансгрессий и окончания регрессий. Начала трансгрессий были отмечены существенно каолинитовыми и каолинит-содержащими глинами, их кульминации и ранние этапы регрессий — низкозрелыми глинами, отличавшимися по-

вышенным содержанием кварца, альбита, монтмориллонита. Окончания регрессий совпадали с отложением глин, менее зрелых, чем в начале осадочных циклов.

Заслуживает внимание то, что а- и б-метapelиты характеризуют пары глиноземистых свит: пурпольской и хорлухтаховской, бугарихтинской и конкудерской, имняхской и аунакитской. Из них пурпольская, бугарихтинская и имняхская свиты залегают с размывом или признаками размыва на подстилающих породах [2, 9, 15, 26] и по сути базальные. Таким образом, эти свиты определяют низы метаосадочных толщ. Пурпольская свита образует при этом основание мамской (тепторгинско-мамской), бугарихтинская — кадаликанской и имняхская — бодайбинской толщ. Поскольку метаосадочные толщи имеют отчетливое циклическое строение, обособлены в своем развитии во времени и разделены континентальными перерывами, совершенно очевидно, что по рангу они не ниже осадочных серий. Возраст серий, согласно полученным нами радиологическим данным [21, 24—26], можно принять соответственно, как раннепротерозойский, ранне-среднерифейский и позднерифейский (для низов бодайбинской серии). В этом варианте стратиграфической схемы находят принципиальное подтверждение и дальнейшее развитие представления В.А.Обручева и его сторонников о разном времени накопления докембрийских отложений Мамского и Бодайбинского синклиналиев.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Великoslavинский Д.А., Казаков А.Н., Соколов Ю.М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. — М.—Л.: АН СССР, 1963.
2. Головенко В.К. Литолого-геохимические особенности и условия образования тепторгинской серии Байкальской горной области. — М.: Недра, 1976.
3. Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. — Л.: Недра, 1978.
4. Грейзер М.И. Диагностика континентальных перерывов на примере Сибирской платформы и ее обрамления // Обстановки осадконакопления и их эволюция. М., 1986. С. 184—191.
5. Дитмар В.Г. Геологическая карта СССР м-ба 1:1 000 000. Объяснительная записка к листу О-49 (Киренск). — М.: Недра, 1947.
6. Дольник Т.А., Станевич А.М., Файзулина З.Х. Осадочные докембрийские отложения Бодайбинского района // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. Л., 1986. С. 38—58.
7. Дольник Т.А. О возрасте региональных горизонтов юга Сибири // Состояние, проблемы и задачи геологического картирования областей развития докембрия на территории России. С.—Пб., 1994. С. 53—55.
8. Иванов А.И. Докембрий Патомского нагорья. — М.: Недра, 1995.
9. Казакевич Ю.П., Шер С.Д., Жаднова Т.П. и др. Ленский золотосносный район // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 85.
10. Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления // Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967. С. 247—291.
11. Кориковский С.П., Федоровский В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. — М.: Наука, 1980.
12. Неелов А.Н. Стратиграфия, структура и метаморфизм докембрия среднего течения р.Мама и Большая Чуя // Тр. Лаб. геологии докембрия. М.—Л., 1957. С. 268—308.
13. Обручев В.А. Докембрий Байкальского нагорья и Среднеивитимской горной страны // Стратиграфия СССР. М.—Л., 1939. С. 325—349.
14. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичным системам Средней Сибири. Ч. 1. — Новосибирск: Наука, 1983.
15. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. — М.: Наука, 1964.
16. Семенов Н.П. Геология и петрография Мамской кристаллической полосы. — Киев: АН УССР, 1948.
17. Соколов Ю.М., Сумин Л.В., Тимофеев Б.В. и др. Геологический возраст метаморфических рудных формаций Байкальской складчатой области // Геология рудных месторождений. 1985. № 1. С. 48—57.
18. Сочава А.В., Подковыров В.Н. Позднедокембрийский этап в эволюции состава терригенных пород // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 4—5. С. 3—21.



19. Станевич А.М., Файзулина З.Х. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. — М.: Наука, 1992.
20. Тимофеев В.В., Герман Т.А., Михайлова Т.С. Микрофоссилии докембрия, кембрия и ордовика. — Л.: Наука, 1975.
21. Фефелов Н.Н., Шаров В.Н., Яблоновский Б.В. и др. Рь-Рь изохронный возраст метаморфизованных карбонатных отложений имняхской свиты // Геология и геофизика. 2000. № 1. С. 86—89.
22. Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С. Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы. — М.: Наука, 1972.
23. Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С. Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 25—33.
24. Шаров В.Н., Фефелов Е.Н., Заруднева Н.В. и др. Датирование кристаллических сланцев Мамского синклинория // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. С. 209—212.
25. Шаров В.Н., Фефелов Н.Н., Заруднева Н.В. и др. Рь-Рь датирование высокоглиноземистых кристаллических сланцев и возраст пурпильской свиты (Патомское нагорье, Сибирь) // Докл. АН СССР. 1995. Т. 341. № 4. С. 524—527.
26. Шаров В.Н., Фефелов Н.Н., Ленин В.С. Нижняя граница бодайбинской серии верхнего рифея // Отечественная геология. 2000. № 4. С. 39—42.
27. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Химическая классификация осадочных пород. — Сыктывкар: Коми АН СССР, 1986.

УДК 550.8:553.98

© А.М.Тюрин, 2002

## К вопросам строения и формирования Оренбургского вала

А.М.ТЮРИН (ООО «Волго-УралНИПИгаз»)

Оренбургский вал расположен в северной части Соль-Илецкого свода, представляющего собой структуру первого порядка Волго-Уральской антеклизы. На севере Соль-Илецкий свод граничит с Восточно-Оренбургским сводом, на востоке — с Предуральским прогибом, на юго-западе — с Прикаспийской синеклизой. Северную часть свода можно отнести к наиболее изученным по осадочным отложениям регионам Волго-Уральской антеклизы. Это явилось результатом работ по разведке и эксплуатации приуроченного к каменноугольно-нижнепермским отложениям Оренбургского вала уникального нефтегазоконденсатного месторождения, а также поисково-разведочных работ на нефть и газ на сопредельных с ним площадях. В отличие от осадочных отложений строение кристаллического фундамента региона изучено недостаточно. Скважинами в пределах Соль-Илецкого свода и сопредельных районов фундамент не вскрыт. Геофизических данных, характеризующих его вещественный состав и геометрию, недостаточно для выполнения однозначных прогнозов строения отдельных структурных зон [4]. Исходя из этого, большую роль в прогнозе строения фундамента играют косвенные данные — особенности структурного плана, стратиграфии и литологии отложений осадочного чехла.

По результатам многолетних исследований можно выделить достоверно установленные элементы геологического строения северной части Соль-Илецкого свода и сопредельных с ним районов. Северной части Соль-Илецкого свода соответствует тектонический элемент, названный Яикским сводовым поднятием [15], или Оренбургским блоком Северо-Прикаспийского горста [10]. С севера и юга поднятие (горст) ограничено системами глубинных разломов архейско-протерозойского кристаллического фундамента, секущих и ордовикские отложения. Северная система разломов пространственно совпадает с северным склоном Оренбургского вала. Плоскость разломов наклонена к северу. Южная система разломов по кровле ордовикских отложений ограничивает Южно-Кардаилловскую, Димитровскую и Комаровскую тектонические ступени. Для избежания терминологической путаницы тектонический элемент, ограниченный северной и южной системами разломов, назовем Северо-Соль-Илецким тектоническим блоком. По кристаллическому фундаменту Северо-Соль-Илецкий тектонический блок — грабен. Глубина залегания поверхности фундамента в пределах грабена, по геофизическим данным, 7—9 км. На фундаменте залегают терригенные отложения ордовикского возраста. Их мощность, по данным сейсморазведки и бурения, превышает 3 км. По данным сейсморазведки МОГТ, в ордовикских отложениях прогнозируются многочисленные тектониче-

ские нарушения и угловые несогласия [7], а также крупные внутрiformационные структуры.

По характеру гравитационного и магнитного полей [12], результатам дешифрирования космофотоснимков [16], а также особенностям строения подсольевых отложений и проявления галокинеза [8] можно уверенно говорить о наличии в пределах Соль-Илецкого свода и сопредельных районов глубинных тектонических нарушений различной природы и различного простирания, в т.ч. и трансформных. Выделение и трассирование этих нарушений, а также изучение их роли в процессах нефтегазоаккумуляции — задачи будущего.

Эйфельско-нижнефранские, силурийские(?) и частично ордовикские отложения в пределах Северо-Соль-Илецкого тектонического блока и его ближайшего окружения размыты [1, 10, 15]. По стратиграфической полноте и особенностям вещественного состава девонских отложений в рассматриваемом регионе можно выделить четыре зоны: полного размыва отложений девона; частичного размыва; наличия в отложениях девона продуктов размыва силурийских(?) и ордовикских отложений (отложения колганской толщи); развития девонских отложений с характерными для Волго-Уральской антеклизы вещественным и стратиграфическим составами. Зона полного размыва отложений девона пространственно совпадает с Северо-Соль-Илецким блоком. Три другие расположены по отношению к ней концентрически.

Стратиграфия и вещественный состав каменноугольных, пермских и мезо-кайнозойских отложений в пределах Северо-Соль-Илецкого блока принципиально не отличаются от разновозрастных отложений, примыкающих с юга и севера участков Соль-Илецкого и Восточно-Оренбургского сводов. По каменноугольно-нижнепермским карбонатным отложениям северной части Северо-Соль-Илецкого блока соответствует крупная антиклинальная структура — Оренбургский вал. Большая амплитуда вала, линейная форма и поперечная асимметрия — черты, не характерные для платформенных структур. Простирание Оренбургского вала широтное. По последней замкнутой изолинии –1750 м кровли карбонатов артинского яруса высота вала 520 м, длина 104 км, ширина 20,5 км. Градиент наклона северного крыла достигает 280 м на 1 км, южного — 40 м. Ось вала имеет в плане изломанную форму. В пределах вала выделяются три самостоятельных купола — западный, центральный и восточный, а также система малоамплитудных поднятий в пределах его крайней восточной части. Осевая плоскость вала наклонена к северу. По данным сейсморазведки МОГТ, в пределах вала прогнозируются многочисленные малоамплитудные



тектонические нарушения, секущие каменноугольно-нижнепермские и ордовикские отложения. По результатам эксплуатации Оренбургского нефтегазоконденсатного месторождения, в продуктивных каменноугольно-нижнепермских отложениях установлены имеющие локально-зональное развитие вертикальная и наклонная трещиноватость пород [11] и латеральный экран, отделяющий углеводородные залежи восточного купола месторождения от остальной его части [3]. Разломам, ограничивающим Северо-Соль-Илецкий блок с юга, по каменноугольно-нижнепермским подсольевым отложениям соответствует система малоамплитудных антиклинальных поднятий и структурных носов, а по надсольевым — флексуры.

В пределах Оренбургского вала отмечено аномально контрастное по сравнению с сопредельными районами проявление соляной тектоники [6]. Простирающиеся в основном широтные, что соответствует простиранию вала. Однако можно выделить и субмеридиональные соляно-тектонические элементы. Установлен активный рост соляных структур в неоген-четвертичное время. Некоторые структуры обладают новейшей активностью [14].

Мезо-кайнозойские и частично верхнепермские отложения в пределах Оренбургского вала размыты [5]. Хотя в новейшем структурном плане и рельефе поверхности земли подсольевая структура вала не находит прямого отображения, имеются признаки ее роста в неоген-четвертичное время. Главные из них — активный рост соляных структур и перемещение тальвега р. Урал из зоны осевой части вала на север на 10—12 км [14].

В эволюции представлений о тектоническом развитии северной части Соль-Илецкого свода можно выделить тенденцию повышения значимости тангенциальных напряжений. По этому критерию существующие представления можно объединить в три модели. Первая объединяет представления, где следствие тангенциальных напряжений — только вертикальные перемещения тектонических блоков относительно друг друга [10, 15]. Согласно ей, в геологическом развитии региона можно выделить пять этапов.

1. Образование в результате растяжения земной коры в протерозойское(?) время глубинных разломов, ограничивающих Северо-Соль-Илецкий тектонический блок. Опускание блока на фоне возвышающихся над уровнем моря участков Жигулевско-Оренбургского свода. Следствие этих процессов — образование по кристаллическому фундаменту грабена и накопление в нем мощной толщи терригенных отложений ордовикского возраста.

2. Региональное опускание юго-востока Восточно-Европейской платформы и формирование эйфельско-нижнефранского комплекса карбонатно-терригенных отложений.

3. Воздымание в период франского тектогенеза тектонических блоков, пространственно соответствующих северной части Соль-Илецкого свода, и размыв эйфельско-нижнефранских, силурийских(?) и частично ордовикских отложений.

4. Региональное опускание с периодами кратковременных инверсий юго-востока Восточно-Европейской платформы. Формирование мощных толщ карбонатных, эвапоритовых и терригенных отложений каменноугольного, пермского и мезо-кайнозойского возрастов.

5. Региональное воздымание Восточно-Европейской платформы. Вертикальная подвижка Северо-Соль-Илецкого блока, обусловленная тангенциальными напряжениями по направлению юг—север. Формирование по подсольевым отложениям Оренбургского вала и размыв в его пределах мезо-кайнозойских и частично верхнепермских отложений. В этот же период сформирован региональный наклон Соль-Илецкого свода к югу.

Эта схема геологического развития региона — основа построения детальных тектоно-седиментационных моделей отдельных стратиграфических интервалов разреза, оценки перспектив их нефтегазоносности и выдачи рекомендаций по направлениям ГРП на нефть и газ. Однако на ее основе не удалось объяснить особенности строения Оренбургского вала и контрастность проявления в его пределах соляной тектоники. Открытым остался вопрос и о характере выклинивания девонских отложений на прилегающих к валу с севера площадях.

Вторая модель тектонического развития северной части Соль-Илецкого свода объединяет представления, в которых следствием тангенциальных напряжений альпийской фазы тектогенеза явилось формирование по докаменноугольным отложениям взбросо-надвига, соответствующего северному склону Оренбургского вала, а по каменноугольным и вышележащим отложениям — собственно Оренбургского вала, генетически представляющего собой надразломную (фронтальную) складку [2, 9, 12]. Эта модель вполне правдоподобно объясняет особенности строения Оренбургского вала. Однако у нее есть одно следствие. Тангенциальные напряжения альпийской фазы тектогенеза имели региональное проявление. Следовательно, их контрастные результаты не могут носить локальный характер. Согласно этому, Оренбургский вал должен быть одной из структур протяженной тектонической системы, имеющей эшелонированное или кулисообразное строение. Но такой системы выявить не удалось. Кроме того, к югу от Оренбургского вала расположена система выступов отложений ордовика, возвышающихся над сопредельными с ними южными тектоническими блоками.

Рассмотренные выше модели не противоречат фиксированной концепции. Третья модель основана на представлении о возможности значительных горизонтальных перемещений (на первые десятки километров) разделенных субгоризонтальными разломами тектонических пластин осадочного чехла. Наиболее детально эта модель проработана Н.Н. Яхимовичем [16]. Согласно ей, для северной части Соль-Илецкого свода основные горизонтальные смещения тектонических пластин проходили по ордовикским отложениям. Эти тектонические движения были конседиментационными по отношению к послеордовикским отложениям. В течение палеозоя смещение составило 20—30 км. Основное направление перемещений тектонических пластин было с юга на север. Причина тектонических движений — сжимающие напряжения, источник — Прикаспийская синеклиза. Рассматриваемая модель объясняет все структурные формы Соль-Илецкого свода. Согласно этой модели, Оренбургский вал по каменноугольно-нижнепермским отложениям представляет собой опрокинутую складку. По отложениям ордовика вала соответствует лобовая часть надвига одной или нескольких тектонических пластин. Система выступов по кровле ордовикских отложений, ограничивающих Северо-Соль-Илецкий блок с юга (Южно-Кардайлковский, Димитровский и Комаровский), образована ретронадвигами.

Возможности конструктивной критики подобных моделей ограничены. Отметим лишь их общее свойство. Введение в тектонические модели, основанные на мобильных концепциях, «неограниченных возможностей» перемещений тектонических блоков и пластин при полном исключении из рассмотрения литолого-стратиграфических особенностей отложений осадочного чехла позволяет объяснить происхождение всех известных структурных форм рассматриваемого региона. Но эти же «неограниченные возможности» при попытках прогноза неизвестных структурных форм, и тем более литолого-стратиграфических особенностей разреза на конкретных площадях, оборачиваются неопределенностями. Другими словами, модели этого типа пока не обладают прогностически-



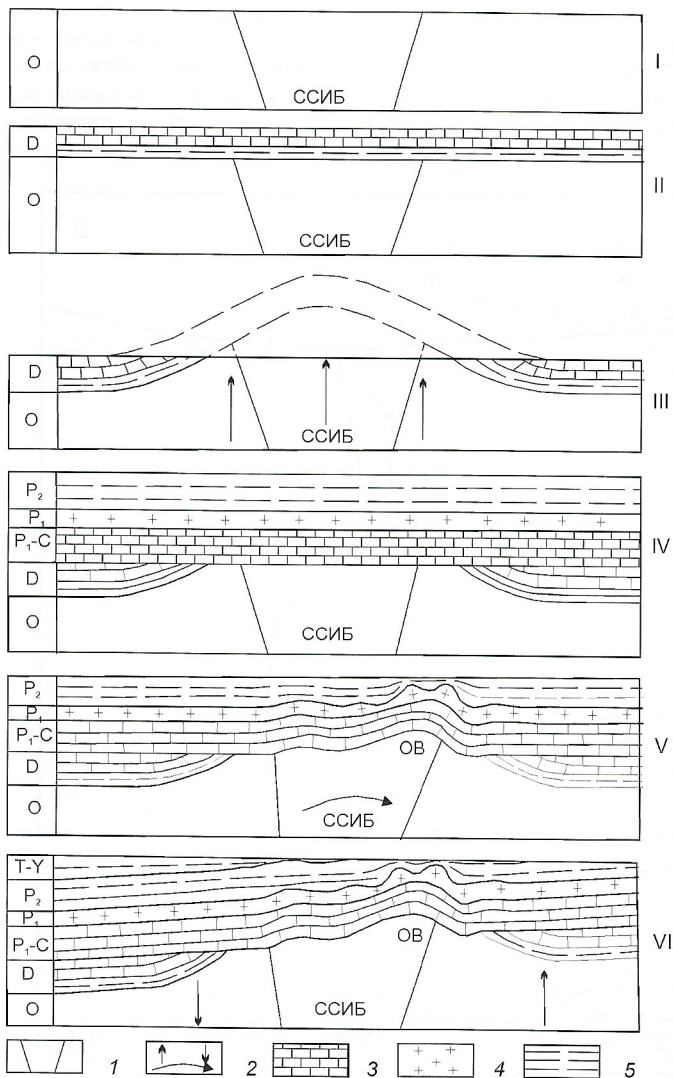


Рис. 1. Этапы геологического развития северной части Соль-Илецкого свода:

1 — разломы, секущие отложения ордовика; 2 — направления перемещений блоков горных пород; 3 — карбонаты; 4 — соль; 5 — терригенные породы; ССИБ — Северо-Соль-Илецкий тектонический блок; ОВ — Оренбургский вал

ми возможностями при решении нефтегазопоисковых задач.

Проведенный анализ системы аргументов, обосновывающих каждую из вышеописанных тектонических моделей, позволил выявить один общий ненадежный элемент — кинематику тектонических процессов. Действительно, современное строение тектонических элементов северной части Соль-Илецкого свода изучено относительно хорошо. Принципиальный выбор тектонических сил, приведших в движение осадочные толщи, ограничен. Это либо вертикальные, либо горизонтальные напряжения в земной коре. Связывается же современное строение рассматриваемого региона со сформировавшимися его тектоническими силами через эвристический элемент — взаимное перемещение блоков горных пород. Именно выбор вида кинематики тектонических процессов определяет различия имеющихся тектонических моделей северной части Соль-Илецкого свода. Первая модель основана только на вертикальных перемещениях тектонических блоков. Вторая — на представлении о возможности в платформенных условиях надвигания тектонических блоков друг на друга. Модель, основанная на мобилистских кон-

цепциях, вообще допускает практически любую кинематику тектонических блоков и пластин. Очевидно, можно построить тектоническую модель северной части Соль-Илецкого свода и на основе других кинематических схем перемещения и деформаций тектонических блоков. Соответственно, изменится результат тектонических реконструкций — схема (модель) геологического развития и современного строения рассматриваемого региона.

Ранее не вводимый в тектонические модели северной части Соль-Илецкого свода кинематический элемент — вертикальный изгиб Северо-Соль-Илецкого тектонического блока. Возможность такого изгиба имеет вполне правдоподобное обоснование. Мощность земной коры в пределах Прикаспийской синеклизы существенно меньше, чем в пределах Волго-Уральской антеклизы [13]. На основе этого можно предположить, что тангенциальные напряжения, действующие в области сопряжения этих тектонических элементов по направлению юг—север, привели к смещению в пределах Соль-Илецкого свода верхней части земной коры в северном направлении. Тектоническая ступень кристаллического фундамента, расположенная в зоне сопряжения Соль-Илецкого и Восточно-Оренбургского сводов, сыграла роль упора, ограничившего это смещение. В этой области возникла специфическая деформация осадочных отложений, приведшая к вертикальному изгибу Северо-Соль-Илецкого тектонического блока. В свою очередь этот изгиб компенсирован вспучиванием ордовикско-нижнепермских отложений, т.е. образованием тектонического элемента, известного как Оренбургский вал.

На основе введения вышеописанного тектонического фактора — вертикального изгиба Северо-Соль-Илецкого тектонического блока, мы предлагаем новую схему геологического развития северной части Соль-Илецкого свода (рис. 1). Первые четыре этапа геологического развития региона не отличаются от вышеописанных. В течение пятого этапа развития проходил вертикальный изгиб Северо-Соль-Илецкого тектонического блока и формирование Оренбургского вала. Начался изгиб в нижнепермское время. Вызванное им локальное воздымание морского дна привело к формированию в пределах Оренбургского вала нижнепермских карбонатных отложений, по фациальному составу отличных от одновозрастных отложений сопредельных районов Соль-Илецкого и Восточно-Оренбургского сводов. Очевидно, к началу мезозойской эры завершилось первичное формирование Оренбургского вала как крупной подсолевой структуры. Продолжение изгибания Северо-Соль-Илецкого блока в течение мезозойской эры привело к увеличению амплитуды подсолевой структуры и началу соляно-тектонических процессов. Процессы, обусловившие формирование Оренбургского вала, протекают и в настоящее время.

Изгибание отдельных участков Северо-Соль-Илецкого блока не было ни синхронным, ни одинаковым. Следовательно, и следствие изгибания — формирование Оренбургского вала — проявлялось на разных участках с разной контрастностью. Можно предположить, что изгибание тектонического блока определялось высотой ступени кристаллического фундамента. Разное по простиранию изгибание Северо-Соль-Илецкого блока компенсировано частично контрастным рельефом Оренбургского вала по подсолевым отложениям, частично горизонтальными перемещениями отдельных сегментов вала друг относительно друга. Горизонтальное сжатие каменноугольно-нижнепермских карбонатных отложений компенсировано не только их вспучиванием в пределах Оренбургского вала, но и образованием цепочки малоамплитудных антиклинальных складок севернее ограничивающего вал синклиналиного прогиба. В пределах южной части Северо-Соль-Илецкого блока его вертикальный изгиб компенсирован подвижка-



ми по разломам, ограничивающим блок с юга. Это привело к формированию на его южном ребре по подсолевым отложениям системы малоамплитудных поднятий и структурных носов.

На шестом этапе развития региона сформировался наклон Соль-Илецкого свода к югу.

На основе изложенных выше представлений обобщены результаты проведенной в 90-х годах сейсморазведки МОГТ и новые данные бурения. Построенная структурная модель северной части Соль-Илецкого свода показана на рис. 2, 3. Схема геологического развития региона проработана пока только на принципиальном уровне. Однако уже

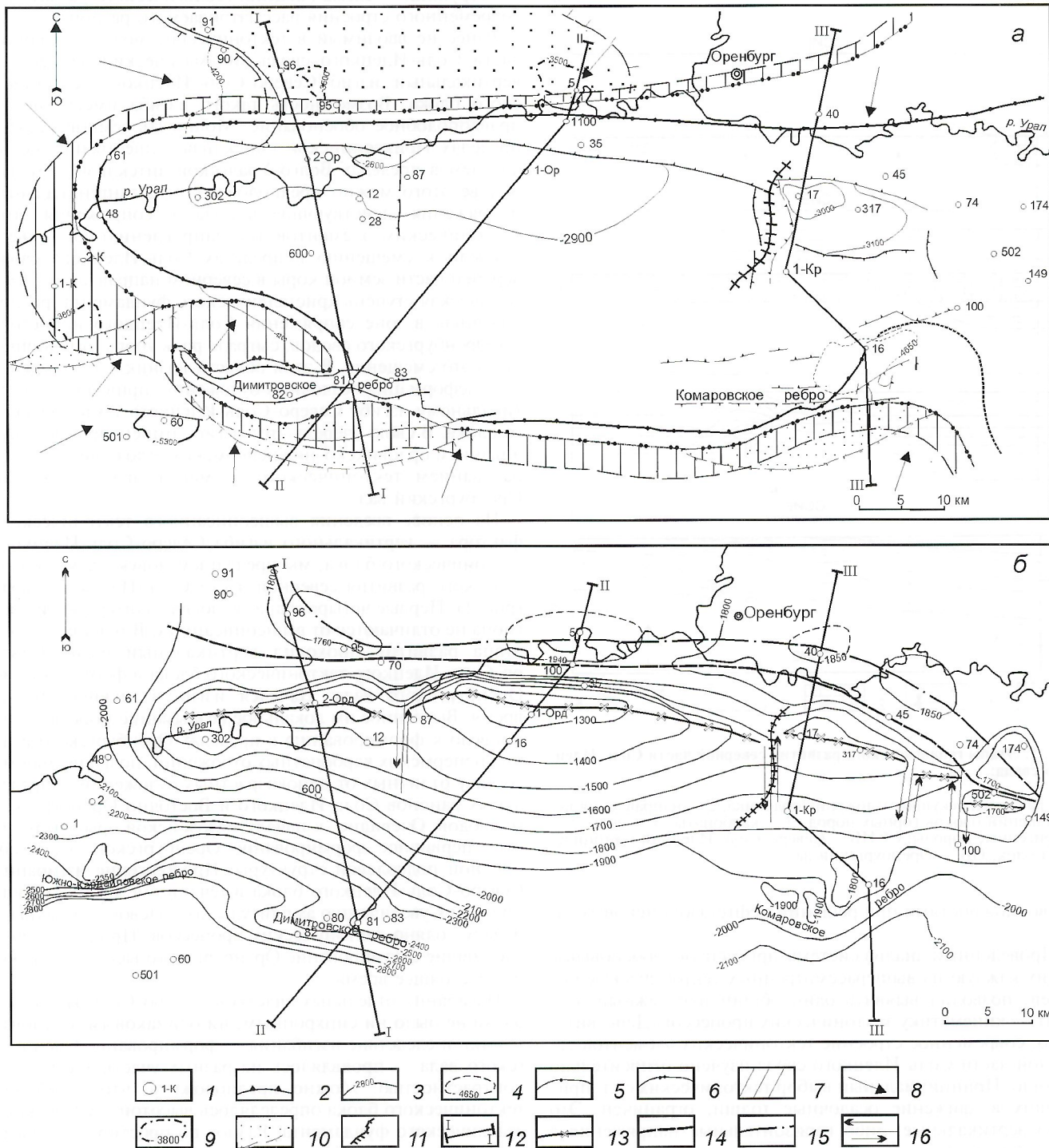


Рис. 2. Схема строения северной части Соль-Илецкого свода по докаменноугольным (а) и докунгурским (б) отложениям:

1 — глубокие скважины (показаны выборочно); 2 — тектонические нарушения по кровле отложений ордовика; 3 — изолинии кровли отложений ордовика; 4 — изолиния, оконтуривающая ордовикскую внутрiformационную структуру; 5 — граница зоны полного размыва отложений девонского возраста; 6 — граница зоны размыва отложений среднедевонского возраста; 7 — зона стратиграфического и углового несогласия отложений среднедевонского возраста с перекрывающими их пластами верхнедевонских или каменноугольных отложений; 8 — направления восстания пластов отложений девонского возраста; 9 — изолинии, ограничивающие локальные поднятия по сейсмическим реперам в девонских отложениях; 10 — границы зон развития терригенных отложений колганской толщи; 11 — положение латерального экрана, отделяющего углеводородные залежи восточного купола Оренбургского НГКМ от остальной его части; 12 — линии геологических разрезов; осевые линии: 13 — Оренбургского вала по кровле карбонатной пачки артинского яруса, 14 — прогиба, ограничивающего Оренбургский вал с севера, 15 — системы антиклинальных складок, расположенных севернее Оренбургского вала; 16 — разрывные нарушения (стрелками показано взаимное смещение сопряженных по нарушениям блоков пород)



сегодня на ее основе можно сделать предварительные геологические выводы.

1. В геологическом развитии северной части Соль-Илецкого свода и сопредельных районов Восточно-Оренбургского сводового поднятия наиболее контра-

стно проявились два тектонических процесса: вертикальное движение в предпозднефранское время и горизонтальное сжатие в течение длительной геологической эпохи. Следствие первого тектонического процесса — размыв девонских отложений; второго — формирование Оренбург-

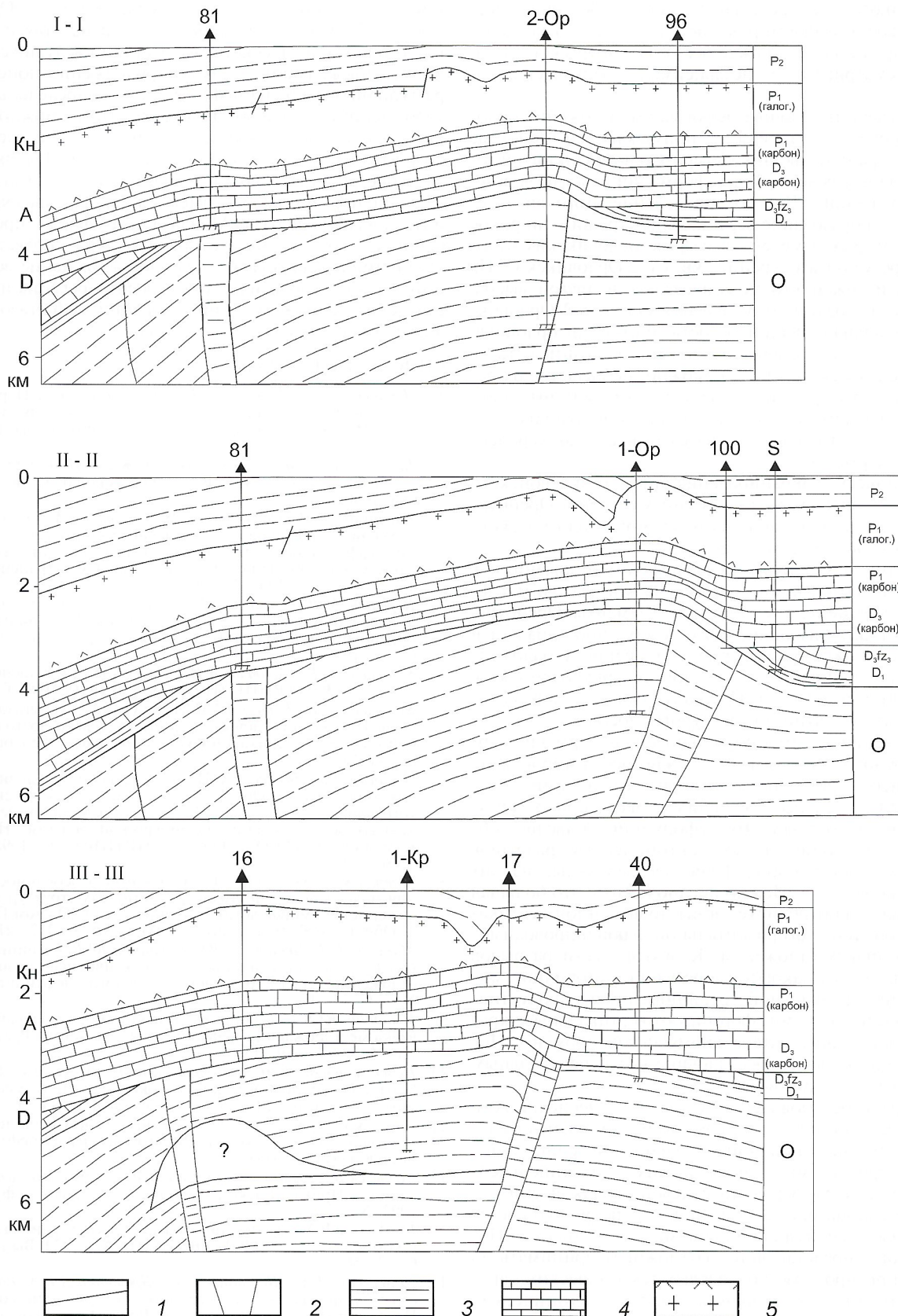


Рис. 3. Геологические разрезы по линиям I-I, II-II и III-III; северная часть Соль-Илецкого свода:

1 — геологические границы, прослеженные по данным сейсморазведки МОГТ; 2 — тектонические нарушения, секущие отложения ордовика; отложения: 3 — терригенные, 4 — карбонатные, 5 — соляно-ангидритовые



ского вала. Эти два процесса можно рассматривать как этапы развития пассивной континентальной окраины. Однако для понимания геологического строения рассматриваемого региона в этом нужды нет. Другими словами, разрыв девонских отложений в северной части Соль-Илецкого и сопредельных районах Восточно-Оренбургского сводов и формирование современного подсолевого рельефа региона (прежде всего, Оренбургского вала) можно рассматривать как независимые геологические события.

2. Наиболее интенсивные деформации отложений ордовика приурочены к узкой зоне, примыкающей к системе разломов, ограничивающих Северо-Соль-Илецкий тектонический блок с севера. Вид деформаций — изгиб в результате вспучивания. Частное проявление этого вида деформаций — образование вертикальных трещин, широкое развитие которых отмечено в разрезе ордовикских отложений по результатам бурения скв. 1 и 2 Ордовикские. На основании изложенного можно сделать и другой вывод. Отмеченная по результатам бурения скв. 1 и 2 Ордовикские вертикальная трещиноватость отложений ордовика, определившая его бесперспективность на нефть и газ в районе Оренбургского вала, возможно, не является их региональной характеристикой. За пределами зон интенсивных тектонических деформаций отложения ордовика юга Оренбургской области следует рассматривать как перспективные на нефть и газ.

3. Тектоническое экранирование отложений девонского возраста на площадях, расположенных севернее Оренбургского вала, предложенной нами схемой геологического развития региона, исключается.

4. По каменноугольно-нижнепермским отложениям в пределах рассматриваемого региона можно выделить следующие пликативные тектонические элементы: Оренбургский вал, ограничивающий его с севера синклиальный прогиб, расположенную севернее него цепочку малоамплитудных антиклинальных складок и приуроченную к южной части Северо-Соль-Илецкого блока систему малоамплитудных поднятий и структурных носов.

5. Продуктивные каменноугольно-нижнепермские карбонаты Оренбургского вала — сложно деформированная толща горных пород. Основные типы деформаций — изгибы и горизонтальные смещения блоков горных пород друг относительно друга. Эти деформации привели к образованию многочисленных тектонических разрывов сплошности горных пород. Наиболее вероятные из них показаны на рис. 2, б. Можно предположить, что большая часть разрывов контролирует зоны повышенной вертикальной и особенно субгоризонтальной флюидопродвижимости продуктивных отложений. К другой части разрывов приурочены зоны с закрытой в результате вторичной минерализации вертикальной трещиноватостью продуктивных отложений. Эти зоны формируют вертикальные экраны, препятствующие латеральному флюидообмену. Подобная зона расположена в седловине между центральным и восточным куполами вала.

6. Контрастное проявление в пределах Оренбургского вала соляной тектоники обусловлено почти исключительно глубинными по отношению к соленосной толще тектоническими процессами. Главные из них — давление на соленосную толщу растущей подсолевой складкой снизу и нарушении сплошности соленосной и перекрывающей ее толщи горизонтальными смещениями сегментов вала. Исходя из этого, представляется возможным принимать во внимание при прогнозе подсолевых тектонических нарушений особенности строения соляно-тектонических структур.

В заключение можно отметить следующее. Сегодня по комплексу фактических геолого-геофизических данных обоснованы четыре модели тектонического развития се-

верной части Соль-Илецкого свода. Основное отличие моделей заключается в выборе вида кинематики тектонических процессов. Ни одна из этих моделей по степени проработки не соответствует требованиям, предъявляемым к геодинамическим моделям. Это сдерживает создание уточненной геолого-промысловой модели Оренбургского нефтегазоконденсатного месторождения и системы геолого-технологического мониторинга ведущихся на нем промысловых работ, а также продолжение поисковых и разведочных работ на нефть и газ на сопредельных с месторождением площадях. Исходя из этого, можно определить одну из актуальных задач дальнейшего изучения геологического строения северной части Соль-Илецкого свода — построение ее геодинамической модели. Сегодня для выполнения этой работы имеются как фактическая, так и интеллектуальная базы. Можно также сформулировать два основных требования, которым должна соответствовать геодинамическая модель: логичное объяснение всех известных фактов геологического строения региона и прогностические возможности при решении нефтегазопромысловых и нефтегазопромысловых задач.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Денисевич И.А., Лукиных Э.Н., Хоментовская О.А. Перспективы поисков неантиклинальных ловушек в девонских отложениях Соль-Илецкого свода // Геология нефти и газа. 1998. № 9. С. 34—37.
2. Камалетдинов М.А., Степанов В.П. Жуков И.М. и др. Шарьяжно-надвиговая тектоника Волго-Уральской области. — М.: Наука, 1990.
3. Карнаухов С.М., Политыкина М.А., Тюрин А.М. О наличии латерального экрана на востоке Оренбургского вала // Повышение эффективности разработки и эксплуатации газоконденсатных месторождений. Решение проблем в транспорте газа: Тез. докл. Ухта, 1998. С. 39—40.
4. Кирсанов М.В., Яхимович Н.Н. Задачи и стадии регионального этапа работ на нефть и газ на юго-востоке Русской платформы (Оренбургская область) // Геология нефти и газа. 1994. № 5. С. 13—19.
5. Коновалов В.В., Кайдалов В.И. О формировании Оренбургского вала // Тр. ЮУО ВНИГНИ. М., 1979. Вып. IV (149). С. 47—51.
6. Коновалов В.В., Кутеев Ю.М. Перспективы нефтегазоносности Соль-Илецкого сводового поднятия и северо-восточной приобортовой части Прикаспийской синеклизы // Геология нефти и газа. 1993. № 3. С. 22—27.
7. Лукиных Э.Н., Беляев А.К. Изучение строения ордовикских отложений в районе Оренбургского вала методами сейсмостратиграфического анализа // Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений Оренбургской области: Научн. тр. Компании ОНАКО и «ОренбургНИПИнефть». 1998. Вып. 1. С. 86—90.
8. Маерин К.А., Колотухин А.Т. О некоторых особенностях влияния подсолевых нефтегазоперспективных структур на расположение и морфологию соляных тел в Южном Приуралье // Общие проблемы галогенеза. М., 1985. С. 212—216.
9. Макаров Г.В., Чекалев О.Ю., Новицкий Ю.В. Глубинное строение Бузулукской впадины и перспективы нефтегазоносности отложений среднего девона // Геология нефти и газа. 1985. № 7. С. 13—17.
10. Новицкий Ю.В. Североприкаспийский горст // Геология и разведка месторождений нефти и газа юго-востока Русской плиты. М., 1990. С. 9—15.
11. Перепеличенко В.Ф., Багринцева К.И., Максимов С.П. и др. О разработке Оренбургского газоконденсатного месторождения // Геология нефти и газа. 1992. № 8. С. 44—50.
12. Светлакова А.Н. Системы разломов земной коры на востоке Восточно-Европейской платформы и их связь с нефтегазоносностью региона. Уфа, 1998.
13. Соловьев Б.А. Этапы эволюции и нефтегазоносность осадочного чехла Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 1992. № 8. С. 13—18.
14. Трофимов В.М. Неотектоническая структура района Оренбургского вала // Тр. ЮУО ВНИГНИ. М., 1979. Вып. IV (149). С. 52—56.
15. Шпильман И.А., Шпильман С.И., Ярошенко А.В. Соотношение структур фундамента и осадочного чехла в зоне сочленения Прикаспийской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы // Советская геология. 1984. № 12. С. 5—15.
16. Яхимович Н.Н. Геодинамика Соль-Илецкого тектонического выступа на юго-востоке Русской платформы // Отечественная геология. 1996. № 7. С. 24—32.



## Минералого-петрохимическая характеристика щелочно-ультраосновных пород Северо-Припятского региона

Л.В.ШТЕФАН, Е.А.НИКИТИН, В.А.ДРОЗДОВ (БелНИГРИ)

На южном окончании Русской плиты, на территории Жлобинской седловины, в районе сочленения последней с Припятско-Днепровско-Донецким авлакогеном установлены трубки взрыва щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтоидного составов, сгруппированные в пять полей: Жлобинское, Уваровичское, Стрешенское, Бобруйское и Светиловичское. Магматиты (трубки взрыва) занимают территорию 100×140 км и залегают под речичскими отложениями верхнего девона на глубине от 100—160 м. Трубки прорывают существенно кварцевые (песчаники) отложения венда и глинисто-карбонатные отложения среднего девона. На сегодняшний день детально изучены магматиты только на Жлобинском поле, и обобщенные результаты этого исследования приведены ниже.

Трубки взрыва сложены ксено- и туфобрекчиями, а также автолитовыми брекчиями ультраосновных со щелочным уклоном пород. Туфобрекчии и автолитовые брекчии имеют в основном литокристаллокластическую структуру и состоят из обломков щелочных—ультраосновных, а также вмещающих пород, редких ксенолитов пород фундамента и верхней мантии и разнообразного кластического материала. Литокласты и кристаллокласты скреплены веществом вулканогенного или гидрохимического типа. По минеральному составу и химическим особенностям среди магматитов Жлобинского поля выделены следующие петрографические типы пород: беспироксеновые оливиновые мелилититы, оливиновые мелилититы, щелочные пикритовые порфириты (мелилит-пироксеновые и фельдшпатоидные пикриты), ультраосновные фойдиты (оливиновые меланефелиниты, меланефелиниты и амфиболсодержа-

щие оливиновые меланефелиниты), лампрофиры (мончикиты, уацититы и альнеиты) [1]. Основные минералы пород щелочно-ультраосновной формации — оливин двух генераций, флогопит и клинопироксен. Последний отсутствует в беспироксеновых оливиновых мелилититах, а в оливиновых мелилититах встречен только во вкрапленниках. В основной массе щелочных пикритов (пикритовых порфиритов) отмечены диопсид-авгит, мелилит, флогопит, оливин и примесь фельдшпатоидов (псевдоморфоз по нефелину и лейциту), апатита и сфена. Рудные минералы представлены в основном титаномagnetитом, но встречаются зерна ильменита и хромшпинелида. Ультраосновные фойдиты отличаются повышенным содержанием в основной массе фельдшпатоидов, в т.ч. и псевдоморфоз, вероятно, по щелочному полевому шпату. Количество оливина уменьшается, и основным минералом становится клинопироксен. Рудные и акцессорные фазы те же, что и в породах щелочно-ультраосновной формации.

Рассмотрим характеристику минералов тяжелой фракции искусственных шлихов исследуемых пород Северо-Припятского региона.

Содержание граната-пироба в вулканических брекчиях щелочных магматитов среди встреченных в тяжелой фракции гранатов довольно низкое. Преобладают зерна, размером менее 1 мм округлой или овальной формы, часто имеющие разную толщину келифитовые каймы. Среди гранатов можно выделить две разновидности: железистые и магнезиальные. Гранаты первой группы обладают железистостью  $f(Fe/Fe+Mg)$  60—75% и содержат 20—30% (редко больше) магнезиального компонента. Так как в этих гра-

### 1. Химический состав гранатов и хромдиопсидов магматитов Жлобинского поля, %

Компонент	Гранаты				Хромдиопсид			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	42,34	41,33	39,98	41,47	54,31	54,48	49,51	54,99
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,24	0,12	0,32	0,27	0,23	0,49	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,76	16,21	15,44	16,749	0,78	0,64	7,78	1,64
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,00	10,73	11,11	9,24	1,71	1,21	2,00	0,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	1,14	0,00	0	0	0	0
FeO	6,54	5,39	5,64	6,03	3,93	3,44	3,35	3,68
MnO	0,21	0,22	0,23	0,22	0,07	0,05	0,08	0,11
MgO	20,09	19,85	19,38	20,48	16,35	16,52	20,55	18,12
CaO	6,24	5,54	6,58	5,28	22,21	22,58	10,12	19,04
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	0,87	0,86	5,20	1,26
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	0	0	0,79	0,09
Сумма	100,34	99,51	99,62	100,029	100,50	100,01	99,87	99,81

Примечание: 1, 5 — беспироксеновые оливиновые мелилититы; 2, 6 — оливиновые мелилититы; 3, 7 — щелочные пикриты; 4, 8 — фойдиты. Аналитик А.А.Вишневский (НТТМ, Киев), микроанализатор «SuperProbe-733».



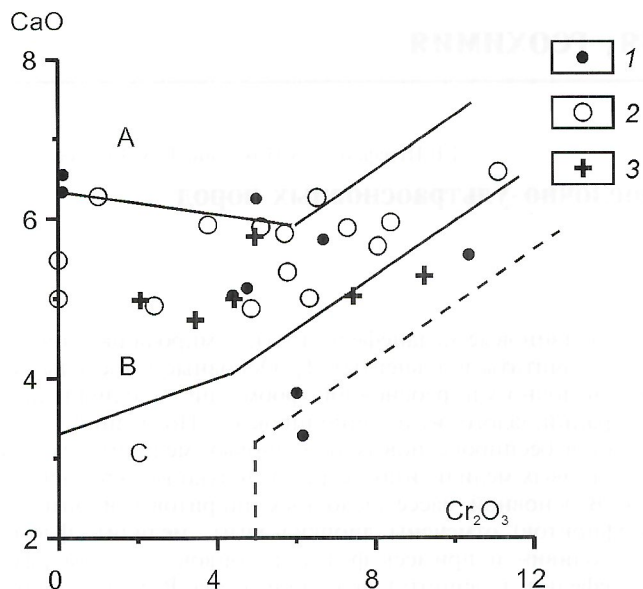


Рис. 1. Особенности состава гранатов (в %) ультраосновного парагенезиса из концентрата трубок взрыва Жлобинского поля:

1 — оливиновые мелилититы; 2 — щелочные пикриты; 3 — ультраосновные фойдиты; пунктиром показана область составов алмазной ассоциации; фации глубинности парагенезисов: А — верлитового, В — лерцолитового, С — гарцбургитового

натах почти полностью отсутствует хром ( $Cr_2O_3 < 0,5\%$ ), то весь магний входит в состав пиропового минала. Более редки магнезиальные гранаты (f 16—20%, 60—75% пироп). Эти гранаты отличаются светло-фиолетовой окраской и низким показателем преломления (1,720—1,730). Промежуточное положение между этими группами занимают магнезиально-железистые гранаты (45—60% магнезиального компонента). В наиболее магнезиальных и высокохромистых разностях при пересчете появляется кноррингитовый минал, содержание которого изменяется от 3 до 20% (табл. 1). Опыты по синтезу пироба с высоким содержанием хрома показали, что последний входит в состав

граната в виде кноррингитового минала в количестве до 20% при температуре 1200—1500°C [2, 6]. Небольшое содержание гранатов — вероятно, следствие их неустойчивости при низких давлениях в результате реакции  $Ru+Ol \rightarrow En+Sp$  [4]. Как показали экспериментальные исследования Б.Дж.Вуда, эта реакция протекает при температуре 1000°C при давлениях 2,2—2,3 ГПа, а при 1100°C — 2,35—2,4 ГПа. На диаграмму Н.В.Соболева нанесены составы гранатов различных трубок Жлобинского поля (рис. 1), где исследуемые гранаты попадают в основном в лерцолитовую и реже дунит-гарцбургитовую область.

Содержание хромшпинелидов, как и других барофильных минералов в магматитах Жлобинского поля весьма низкое. Преобладают кристаллы октаэдрического габитуса, реже встречаются комбинированные формы либо зерна без элементов огранки. Основные особенности химического состава хромшпинелидов заключаются в следующем: 1) преобладают среднехромистые разновидности ( $Cr_2O_3$  40—47%), реже встречаются высокохромистые ( $Cr_2O_3$  50—58%); 2) по содержанию титана они в основном попадают в высокотитанистую разновидность, хотя встречено небольшое количество зерен с содержаниями  $TiO_2$  менее 1%; 3) в хромшпинелидах повышено содержание  $Fe_2O_3$  и понижено  $Al_2O_3$  (1—8%) (табл. 2, рис. 2). Хромшпинелиды, встреченные во всех трубках, можно разделить на две группы, вероятно, принадлежащие разной генерации. Первая группа — это зерна, образующие хромит-шпинелевый тренд и имеющие выраженный изоморфизм  $Cr^{3+}-Al^{3+}$  совместно с низким содержанием титана. А.Д.Харькив с соавторами [8] предложил назвать такую особенность химизма хромшпинелидов перидотитовым трендом. Хромшпинелиды с таким трендом встречены в основном в исследованных породах щелочно-ультраосновной формации (беспироксеновых оливиновых мелилититах, оливиновых мелилититах и мелилит-пироксеновых пикритах) и только sporadически отмечены в породах щелочно-базальтоидной. Вторая (более многочисленная) группа зерен имеет хромит-магнетитовый тренд и отличается повышенным содержанием ультрашпинелевого и магнетитового компонента (см. рис. 2). Такую особенность химизма хромшпинелей называют пикритовым трендом [4].

## 2. Химический состав хромшпинелидов и пикроильменитов из магматитов Жлобинского поля, %

Компонент	Хромшпинелиды				Пикроильменит			
	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO <sub>2</sub>	0,06	1,15	1,08	1,25	54,37	52,03	49,37	52,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,21	8,85	7,71	3,88	0,66	0,10	0,12	0,38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	51,50	50,55	50,78	55,00	0,42	0	2,30	0,18
FeO	1,83	18,47	11,06	27,55	33,80	40,17	40,83	38,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,80	12,01	18,26	—	—	—	—	—
MnO	0,40	0,21	0,29	0,28	0,24	0,54	0,26	0,24
MgO	12,19	10,16	9,93	11,86	10,85	7,29	7,54	8,48
NiO	0,04	0,16	0,10	—	—	—	—	—
ZnO	0,24	0,09	0	—	—	0,11	0,02	—
CaO	0	0	0	0	0,02	0,07	0	0
SiO <sub>2</sub>	0	0	0	0	0,05	0	0,04	0
Сумма	100,27	101,65	99,21	99,82	100,41	100,31	100,48	99,85

Примечание: 1, 5 — беспироксеновые оливиновые мелилититы; 4, 8 — оливиновые мелилититы; 3, 7 — щелочные пикриты; 4, 8 — фойдиты; тире — элемент не определялся. Аналитик А.А.Вишневский (НТТМ, Киев), микроанализатор «SuperProbe-733».



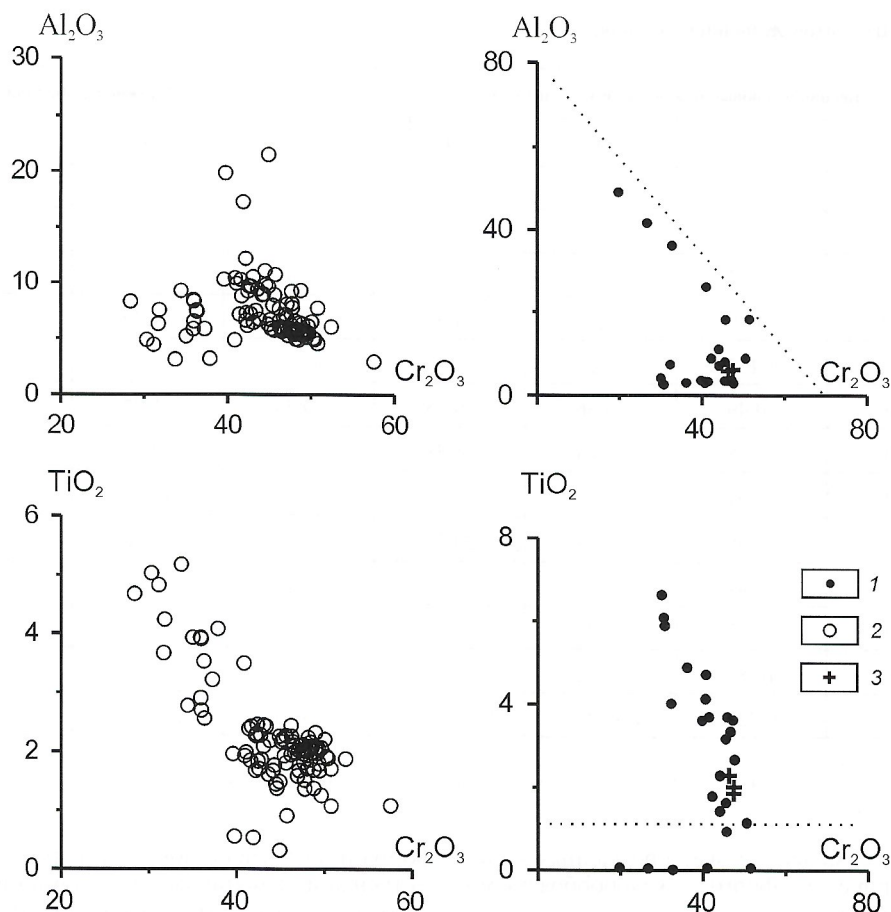


Рис. 2 Химический состав хромшпинелидов из концентрата трубок взрыва Жлобинского поля:

1 — беспироксеновые оливиновые мелилититы и оливиновые мелилититы; 2 — щелочные пикриты; 3 — ультраосновные фойдиты

Ильменит по результатам единичных анализов принадлежит к собственно ильмениту ( $MgO$  1—3%,  $Cr_2O_3$  менее 0,5%). Среди них можно выделить три разновидности: с пониженным содержанием  $Fe_2O_3$  менее 10% и повышенным содержанием марганца (0,5—7,5%  $MnO$ ); с повышенным содержанием  $Fe_2O_3$  (20—43%), очень низким содержанием марганца (менее 0,1%  $MnO$ ) и пониженным содержанием титана и магнезия; пикроильмениты с содержанием  $MgO$  более 5%, которые несколько обогащены марганцем (0,23—0,55%  $MnO$ ) и обеднены  $Fe_2O_3$  (см. табл. 2). Обогащенные марганцем ильмениты и пикроильмениты характерны для щелочных базальтоидов, габброидов и карбонатитов [6].

Большинство проанализированных зерен клинопироксена отнесено к хромдиопсидам, содержание  $Cr_2O_3$  более 0,5%, в среднем 1—2%. Анализируя химический состав хромдиопсидов из отдельных трубок, было установлено, что в пироксенах имеется довольно четкая корреляция  $Cr_2O_3$  и  $Na_2O$ , а также  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ . Эти две характерные черты состава хромдиопсидов свидетельствуют о присутствии в минералах одновременно юриитового и жадеитового компонентов (см. табл. 1). Как отмечено в работе [8], такая закономерность химических составов хромдиопсидов — типоморфный признак клинопироксенов, сформированных в условиях повышенного давления (в парагенезисе с гранатом). Для таких минералов и редких зерен из установленных двупироксеновых и гранатсодержащих парагенезисов были рассчитаны давление и температура их кристаллизации. Для расчета температур использовался в основном двупироксеновый геотермометр Б.Девиса и Ф.Бойда [9], который, как отметил В.И.Ваганов [3], на сегодняшний день представляет собой наиболее простой и точный метод. В основу этого метода положена экспери-

ментально установленная зависимость температуры кристаллизации клинопироксена, ассоциирующего с энстатитом, от кальциевости первого. Как было установлено, содержания  $Ca/(Ca+Mg)$  в исследованных хромдиопсидах составляют 0,32—0,54%. Аналогично и изменения температур составили 870—1380°C. Давление, в связи с тем, что, как правило, присутствовал только клинопироксен, вычислялось по расчетному геобарометру Дж.Мерсье [10] и перекалибровывалось по геобарометру Д.Перкинса, Т.Холленда и Р.Ньютона [11]. Указанный геобарометр, по оценке В.И.Ваганова [3], — наиболее точный и барометр Дж.Мерсье хорошо с ним коррелирует. Полученные таким образом давления изменяются от 2 до 4,7 ГПа. Такие давления и температуры, как установил Ф.В.Каминский [4], вполне реальны для глубинных ксенолитов из щелочных алмазсодержащих базальтоидов. Учитывая, что методы определения  $P-T$  параметров были не совсем корректными, поскольку основывались в основном на составе лишь одного клинопироксена, их можно принять условно. Тем не менее, отчетливо видно, что проанализированные клинопироксены произошли из генетически разных источников, и интервал их образования мог изменяться от глубин, затрагивающих область стабильности алмаза до нижних частей земной коры. О глубинности щелочного магмообразования, как было отмечено выше, свидетельствуют и находки кноррингитсодержащего пироба, что по мнению Н.В.Соболева [7], уже само по себе свидетельствует об определенной мантийной фации глубинности содержащих этот минерал пород. Также в магматитах Северо-Припятского региона отмечено присутствие ортопироксена с содержанием глинозема (0,64—0,72%  $Al_2O_3$ ), хромшпинелида с содержанием 0,07—0,09%  $Al_2O_3$ , пикроильменита с содержанием  $MgO$  до 10,5%, а также находки



### 3. Химический состав магматитов Жлобинского поля, %

Компонент	Беспироксеновые оливиновые меллититы				Оливиновые меллититы			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	33,68	39,41	38,51	40,13	33,38	34,55	39,37	36,90
TiO <sub>2</sub>	2,50	2,39	3,28	2,41	1,65	2,67	1,65	2,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,09	4,07	2,32	2,25	5,47	4,36	7,01	4,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,01	14,08	19,16	14,30	16,82	14,79	12,01	12,83
MnO	0,151	0,152	0,221	0,137	0,120	0,280	0,087	0,130
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,49	0,36	0,35	0,54	1,37	0,46	0,94
S <sub>общ</sub>	0,20	0,18	0,04	1,38	0,36	0,75	0,18	0,19
CaO	6,00	5,51	1,61	7,70	7,88	11,53	8,08	12,67
MgO	25,03	21,96	23,64	20,77	20,70	17,36	15,08	17,44
Na <sub>2</sub> O	0,77	0,44	0,20	0,23	1,16	0,96	1,68	0,76
K <sub>2</sub> O	0,90	0,87	2,26	1,75	2,50	1,30	3,59	2,76
П.п.п.	13,18	10,87	7,62	9,25	9,57	10,65	9,71	8,39
Сумма	98,911	100,422	99,221	100,657	100,15	100,57	98,907	100,31

Примечание: 1, 2, 8 — туфобрекчии; 3—7 — обломки щелочных ультраосновных пород; все железо в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

в пяти трубках мелких (менее 0,3 мм) прозрачных кристаллов алмаза октаэдрической формы с желобообразными впадинами на месте ребер.

Следует отметить, что четкой зависимости химического состава гранатов и клинопироксенов от петрологического типа пород не было установлено. Намечена лишь тенденция к количественному изменению содержания последних и соотношению низко- и высокобарной минерализации в сторону уменьшения в породах, относимых к щелочно-базальтоидной формации. Что касается хромшпинелидов, то нужно отметить, что в породах щелочно-ультраосновной

формации отмечено повышение роли хромит-шпинелевого тренда изменения состава хромшпинелидов при общем преобладании хромит-магнетитового тренда. Такая ситуация может свидетельствовать, например, о несколько уменьшающейся в сторону пород щелочно-базальтоидной формации глубине зарождения магматического расплава.

Вследствие сильной измененности всех без исключения вулканитов и сильной степени их контаминации вмещающим материалом наблюдается большой разброс значений как петрогенных оксидов, так и микроэлементов. Для получения более или менее корректных результатов анали-

### 4. Химический состав магматитов Жлобинского поля, %

Компонент	Щелочные пикриты				Фондиты			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	35,90	37,08	39,19	39,41	43,16	44,10	42,70	41,79
TiO <sub>2</sub>	2,58	1,69	3,44	1,24	1,71	1,71	2,16	1,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,70	7,91	5,95	6,58	13,82	14,75	8,46	12,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	21,01	14,26	18,62	14,99	16,32	13,94	16,32	18,92
MnO	0,11	0,11	0,20	0,09	0,07	0,09	0,08	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,53	0,26	0,50	0,25	0,33	0,04	0,33	0,27
S <sub>общ</sub>	0,04	0,09	0,07	0,07	0,02	0,23	0,03	0,01
CaO	1,75	4,43	2,45	4,82	3,68	2,58	3,51	3,52
MgO	19,95	20,38	21,72	25,40	11,35	17,57	14,21	14,87
Na <sub>2</sub> O	0,27	0,78	0,28	1,01	0,48	0,46	2,31	1,45
K <sub>2</sub> O	1,70	1,54	1,10	1,15	4,09	2,33	2,27	2,45
П.п.п.	10,08	11,98	6,95	5,31	5,05	2,87	6,94	2,02
Сумма	100,62	100,51	100,47	100,32	100,08	100,67	99,32	99,58

\*Все железо в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.



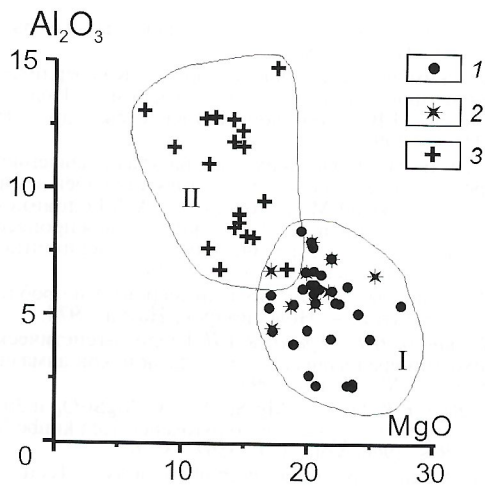
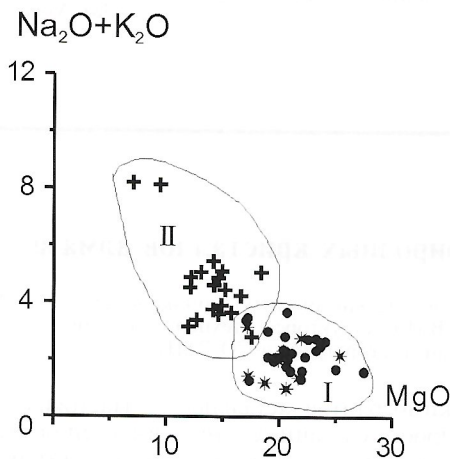
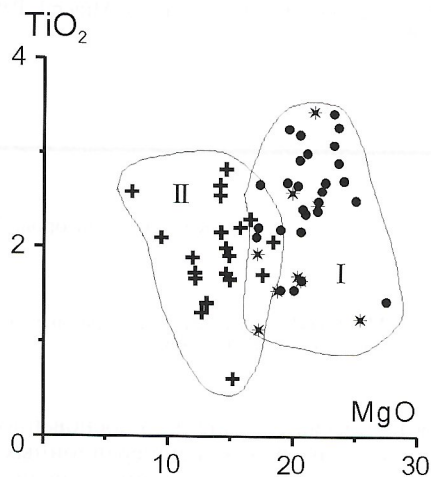


Рис. 3. Петрохимические вариационные диаграммы в координатах  $Al_2O_3$ — $MgO$ ,  $TiO_2$ — $MgO$ ,  $Na_2O+K_2O$ — $MgO$ , %:

1 — беспироксеновые оливиновые мелилиты и оливиновые мелилиты; 2 — щелочные пикриты; 3 — ультраосновные фойдиты; поля составов пород: I — щелочных пикритов, беспироксеновых оливиновых мелилитов и оливиновых мелилитов, II — ультраосновных фойдитов



зировались, по возможности, обломки щелочных магматитов, но в силу высокоэксплозивного механизма образования исследованных пород вероятность механического загрязнения вмещающим материалом остается высокой. Также известно, что ксено- и туфобрекчии наиболее подвержены постмагматическим изменениям, поэтому обломки с явными признаками вторичной минерализации также по возможности отбраковывались. Для выяснения особенностей химизма пород трубок взрыва Северо-Припятского региона были проанализированы все петрографические типы пород. Химические составы наиболее типичных пород приведены в табл. 3, 4. Как видно, петрохимическая направленность щелочного магматизма региона характеризуется снижением в породах содержания магния, никеля, кобальта, хрома и увеличением глинозема, натрия и калия. Содержание кремнезема изменяется не сильно, уменьшаясь в беспироксеновых оливиновых мелилититах, оливиновых мелилититах и мелилит-пироксеновых пикритах и несколько повышаясь в ультраосновных фойдитах. Коэффициент железистости пород (индекс дифференциации) последовательно увеличивается в том же направлении, что происходит фактически на фоне равного либо даже несколько пониженного содержания в щелочно-базальтоидных породах железа. О большой дифференцированности пород свидетельствуют высокие содержания Ti, Ba, Sr, V и низкое Ni/Co, которое последовательно уменьшается от ультраосновной щелочной формации (6—12) к щелочно-базальтоидной (3—4). Основные закономерности в поведении  $MgO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  и  $Na_2O+K_2O$  в процессе магматической дифференциации двух выделенных серий пород хорошо видны на вариационных графиках (рис. 3).

Поведение главных петрогенных элементов в ходе становления пород каждой из магматической формации подтверждает вывод об основном механизме их образования в результате глубокой дифференциации родоначальной магмы.

В соответствии с поведением петрогенных элементов можно предположить, что на ранних стадиях фракционирования происходило преимущественное осаждение остаточного расплава Mg и, вероятно, некоторого обогащения Ca и Al начинают массово кристаллизоваться клинопироксен и мелилит, а в магме, давшей начало щелочно-базальтоидной серии — клинопироксен и щелочной полевой шпат, а в некоторых случаях и лейцит. На завершающих этапах кристаллизации пород обеих серий в основной массе выделяются фельдшпатоиды. Петрохимические особенности щелочно-ультраосновных пород (беспироксеновых оливиновых мелилитов, оливиновых мелилитов и мелилит-пироксеновых пикритов) Северо-Припятского региона ясно указывают на их принадлежность к щелочно-ультраосновной формации. Среди важнейших особенностей химизма

пород ультраосновной серии можно назвать резкую насыщенность их кремнеземом, повышенную щелочность при преобладании калия над натрием, а также обогащенность железом, что отражено высоким коэффициентом железистости ( $K_{Fe}$  0,45—0,65). Петрохимическое сопоставление показало, что лампрофировые породы дайковых и жильных фаций находят петрохимические аналоги среди вулканических пород диатрем.

Щелочно-ультраосновные и щелочно-базальтоидные породы Северо-Припятского региона обнаруживают, несмотря на существенные различия, общие черты: сходный вещественный состав (имеют сквозные минералы — флогопит и оливин), общие петрохимические особенности, а также имеют близкие по химическому составу минералы тяжелой фракции. Такое сходство двух формаций, учитывая их территориальную близость и время образования, предполагает их формирование из единого мантийного источника. В магматитах сочетаются такие признаки, характерные для малоглубинных образований, как высокие содержания железа, титана, стронция, бария, высокий коэффициент железистости и в целом пониженные Ni/Co, также имеются явные признаки их глубинного мантийного образования (присутствие барофильных минералов и наличие ксенолитов глубинных пород). Такие специфические особенности Жлобинских магматитов могут свидетельствовать, с одной стороны, о глубинных мантийных корнях этих пород, а с другой, о вероятной кристаллизации в промежуточных очагах в относительно малоглубинных (субвулканических) условиях.

В целом можно сказать, что исследованные ультраосновные со щелочным уклоном эруптивные породы Жлобинского поля, образующие трубки взрыва, возникли на доста-



точных глубинах, чтобы в них могли кристаллизоваться алмаз и его минералы-спутники. Однако в результате длительной термальной эволюции, которая выразилась в достаточной дифференциации и метасоматических изменениях исходной магмы, был пройден путь, физико-химические и термодинамические параметры которого, вероятно, были противоположены массовому сохранению как большей части барофильных фаз, так и алмаза. Указанные выводы не свидетельствуют о том, что на остальных полях территории Жлобинской седловины не может быть алмазоносных кимберлитов, поскольку петрогенетические процессы, влияющие на алмазоносность тех или иных магматитов, на настоящем этапе развития науки изучены не достаточно.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О.А., Косарев Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород: Справочник. — М.: Недра, 1987.
2. Бывова Ю.М., Геншафт Ю.С. Синтез хромовых гранатов ряда пироп-кноррингит // Геохимия. 1972. № 10. С. 1291—1293.
3. Ваганов В.И., Соколов С.В. Термобарометрия ультраосновных параге-незисов. — М.: Недра, 1988.
4. Каминский Ф.В. Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород. — М.: Недра, 1984.
5. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Кимберлиты — ультраосновная формация древних платформ / Под ред. Б.М.Владимирова, Л.В.Соловьевой, А.И.Киселева и др. — Новосибирск: Наука, 1990.
6. Силикатные системы при высоких температурах и давлениях в связи с петрологией верхней мантии и нижних слоев земной коры / Под ред. И.Ю.Малиновского, А.А.Годовикова, А.М.Дорошева и др. // Физико-химические условия процессов минералообразования по теоретическим и экспериментальным данным. Новосибирск, 1976. С. 135—146.
7. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск, Наука, 1974.
8. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. — М.: Недра, 1995.
9. Davis B.T.C., Boyd F.R. The join  $Mg_2Si_2O_6$  —  $CaMgSi_2O_6$  at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites // J. Geophys. Res. 1966. Vol. 71. P. 3567—3576.
10. Mercier S.C.C. Single — pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. 1980. Vol. 70. № 1—2. P. 1—37.
11. Perkins D. III, Holland T.J.B., Newton R.C. The  $Al_2O_3$  contents of enstatite in equilibrium with garnet in the system  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$  at 15—40 kbar and 900—1600°C // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. Vol. 78. P. 99—109.

УДК 549.211

© Коллектив авторов, 2002

## О проблеме регенерации природных кристаллов алмаза

Е.И.ЖИМУЛЕВ (Конструкторско-технологический институт монокристаллов СО РАН), В.М.СОНИН (Институт минералогии и петрографии СО РАН), Д.Г.БАГРЯНЦЕВ (Конструкторско-технологический институт монокристаллов СО РАН), В.П.АФАНАСЬЕВ (Институт минералогии и петрографии СО РАН)

Кристалломорфология алмаза из кимберлитов детально изучена, но остаются спорными вопросы, связанные с генетической интерпретацией габитуса кристаллов и элементов гранной морфологии. Проблема морфогенеза природных алмазов представляется актуальной, поскольку кристалломорфология — одна из наиболее чувствительных типоморфных особенностей, отражающих условия роста и последующей эволюции алмазов. Решение данной проблемы включает несколько задач. Необходимо выяснить, какие морфологические особенности алмаза — результат роста, а какие — растворения. Если процессы растворения алмазов в кимберлитовом расплаве имели место, то актуальными становятся вопросы сохранности алмазов. Продолжается дискуссия об условиях и месте образования природных алмазов, т.е. о возможности их кристаллизации (или регенерации) в кимберлитовой магме.

Ключевой вопрос в проблеме морфогенеза алмазов — происхождение округлых форм кристаллов алмаза, дискуссия о которых продолжается уже на протяжении столетия. Существуют две противоположные гипотезы об их образовании: как результат роста [31] или растворения [30]. Нерешенность вопроса свидетельствует о том, что феноменологических данных недостаточно, а теоретический базис для его решения отсутствует. Поэтому основное средство решения проблемы — экспериментальное моделирование [14].

Один из весьма важных аспектов дискуссии «рост—растворение» — вопрос о возможности регенерации алмазов в кимберлитовой магме. В работе [25] скульптуры на так называемых протоматематических сколах алмазов из кимберлитов описаны как регенерационные. А.А.Кухаренко относит к регенерационным черепитчатые и шестоватые скульптуры на округлых кристаллах [10]. С другой стороны, Ю.Л.Орлов, анализируя подобные случаи, формулирует противоположные выводы, т.к. считает «регенерационные» скульптуры результатом растворения [12, 13].

Настоящая работа посвящена оценке обоснованности выделения данных скульптур как регенерационных на основе интерпретации их генезиса с позиций экспериментальных исследований. Учитывая альтернативный характер точек зрения на происхождение «регенерационных» скульптур (регенерация или растворение) нами были проведены эксперименты, в которых моделировались условия растворения (в области термодинамической устойчивости графита) и роста (в области термодинамической устойчивости алмаза).

**Методика эксперимента.** Эксперименты по растворению алмазов проводили на аппарате высокого давления типа «поршень—цилиндр» по методике, опубликованной в работах [9, 17, 29], и многопуансонном аппарате высокого давления типа «разрезная сфера» [22]. Давление на аппарате «поршень—цилиндр» определяли по усилию нагрузки за вычетом поправки на трение, вычисленную по разнице усилия нагрузки и расчетного усилия, необходимого для фазового перехода в  $Vi$ . Калибровку давления на многопуансонном аппарате проводили при комнатной температуре по фазовым переходам в  $Vi$  и  $PbSe$ . Температуру измеряли  $PtRh$  30/6-термопарой. Параметры опытов по растворению: 2,5—3 ГПа, 1300°C, время 0,5—2 ч. Охлаждение осуществляли закалкой.

Для опытов использовали обломки природных и синтетических алмазов со свежими сколами, размером 1—2 мм. Травление алмазов осуществляли в расплавах щелочного базальта (состав, %:  $SiO_2$  47;  $TiO_2$  2,20;  $Al_2O_3$  16,3;  $Fe_2O_3$  3,89;  $FeO$  8,12;  $MnO$  0,15;  $CaO$  6,4;  $MgO$  4,55;  $Na_2O$  5,67;  $K_2O$  5; п.п.п. 0,54; сумма 99,82) и кимберлита (состав, %:  $SiO_2$  29,98;  $Al_2O_3$  1,92;  $Fe_2O_3$  (общее) 7,9;  $P_2O_5$  0,20;  $TiO_2$  0,73;  $CaO$  7,71;  $MgO$  34,15;  $MnO$  0,14;  $Na_2O$  0,12;  $K_2O$  0,90;  $H_2O$  0,43; п.п.п. 15,4 ( $CO_2$  6,6); сумма 99,22).

Навеску силикатного порошка, кристаллы алмаза помещали в платиновую ампулу, диаметром 5 мм, толщиной 0,3 мм и высотой 10 мм, которую герметизировали с помо-



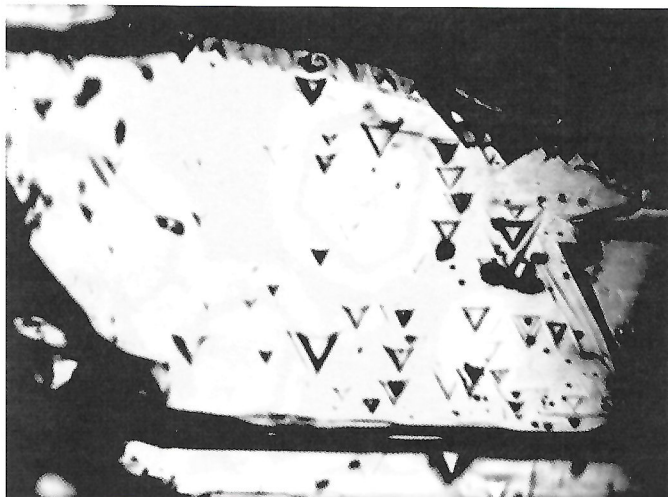


Рис. 1. Обратнo ориентированные треугольные ямки травления на сколе по спайности кристалла алмаза, протравленного в расплаве базальта;  $\times 210$

щью дуговой сварки и опрессовывали в прессформе. В ампулы с порошком базальта добавляли дистиллированную воду в количестве 5–10% по отношению к силикату. Методика подготовки образцов для опытов опубликована в работе [22].

Эксперименты по росту проводили на многоуансонном аппарате высокого давления типа «разрезная сфера». Кристаллы алмаза выращивали на затравку методом перекристаллизации в термоградиентных условиях в системе Fe–Ni–C при давлении 5,5–6 ГПа и температуре 1400–1500°C [22]. В качестве затравок использовали синтетические алмазы кубооктаэдрического габитуса, размером 0,6–0,8 мм, а в виде источника углерода — таблетку графита марки МГ ОСЧ. В первые минуты экспериментов графит превращался в алмаз, который в дальнейшем растворялся, и углерод переносился на затравку, находящуюся при более низкой температуре. Длительность экспериментов составляла до 40 ч. Охлаждение кристаллизационного объема проводили за время от 3 ч до нескольких секунд. Поскольку А.А.Кухаренко [10] и И.И.Шафрановский [23] предполагали возможность регенерации природных алмазов при охлаждении маточного расплава, изучали изменение морфологии кристаллов на стадии снижения температуры в кристаллизационном объеме.

После опытов образцы проходили химическую обработку в  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{HCl}$  для удаления металла и в  $\text{HF}$ ,  $\text{HCl}$  для растворения силикатных фаз. Затем кристаллы алмаза обрабатывали в окислительной смеси  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$  и  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и промывали в дистиллированной воде. Морфологию кристаллов изучали с помощью оптических микроскопов МБС-10, МБИ-15 и электронного сканирующего микроскопа JSM-35.

**Результаты экспериментов.** В экспериментах по растворению на сколах кристаллов алмаза как в расплаве базальта, так и в расплаве кимберлита образовывались различные скульптуры травления. На сколах по спайности появлялись плоскодонные или пирамидальные треугольные ямки травления, обратнo ориентированные относительно контуров октаэдрических граней. Протравленный в базальтовом расплаве скол, соответствующий плоскости {111}, с треугольными ямками травления приведен на рис. 1. На сколах, отличных от плоскостей {111}, образовывались округлые поверхности с субпараллельной штриховкой (шестоватой, занозистой) и черепитчатыми узорами, которые можно классифицировать как аналоги скульптур, характерных для «протомагматических» сколов природных алмазов. Скол на кристалле октаэдрического габитуса, протравленного в расплаве кимберлита, показан на рис. 2.

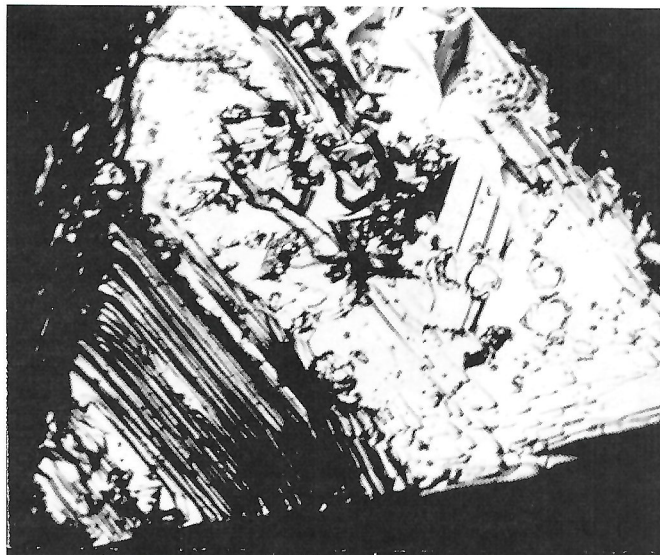


Рис. 2. Скол кристалла алмаза, протравленного в расплаве кимберлита;  $\times 90$

Первоначально скол имел комбинированную морфологию: два фрагмента находились субпараллельно октаэдрической спайности, причем меньший возвышался над большим, и соединялись через поверхность, соответствующей по положению тригон-риоктаэдру. Плоскости по спайности имели относительно неровную поверхность слоисто-ступенчатого строения. После опыта на площадках по спайности сформировался рельеф, элементы которого характерны для октаэдрических граней, и неоднократно воспроизводились при растворении алмазов. Основной элемент строения поверхностей травления — обратнo ориентированные треугольные впадины со ступенчатыми стенками. При слиянии впадин на ступеньках скола и вблизи ребер и вершин образовывался черепитчатый рельеф, а непосредственно на ребрах — округлоступенчатый рельеф. На поверхности тригон-триоктаэдра появилась субпараллельная тонкая штриховка, представляющая собой эшелон микроступеней, верхняя поверхность которых близка по положению октаэдру, а торцы округлены. Штриховка фрагментарно развита и на других участках скола. Кроме того, хорошо видны округлые, но с иррегулярными контурами плоские бугорки травления — результат экранирования поверхности алмаза наростшим графитом (см. рис. 2) [15]. Перечисленные скульптуры образуются в аналогичных условиях травления и на целых кристаллах алмаза октаэдрического габитуса.

В экспериментах по росту кристаллов алмаза получены следующие результаты. При охлаждении кристаллизационного объема в течение нескольких секунд грани выращенных кристаллов алмаза оставались абсолютно гладкими и плоскими без каких-либо поверхностных скульптур. Габитус кристаллов октаэдрический с подчиненным наличием граней куба. В качестве второстепенных присутствовали грани тетрагон-триоктаэдра {311} и ромбододекаэдра. Данная морфология характеризует стадию роста в стабильных условиях.

При охлаждении в течение нескольких минут (до 20 мин) на кристаллах алмаза формировался наростший последний высокодефектный слой в виде «корочки», которая состояла из отдельных пластин роста, начинавшихся на ребрах кристаллов и имевших сложные, до дендритоподобных, конфигурации. В результате некогерентного сочленения отдельных пластин роста на гранях присутствовали провалы и выступы различных размеров и контуров. Наряду с плоскими образованиями в виде пластин на поверхности кристаллов имели место отдельные изометрич-



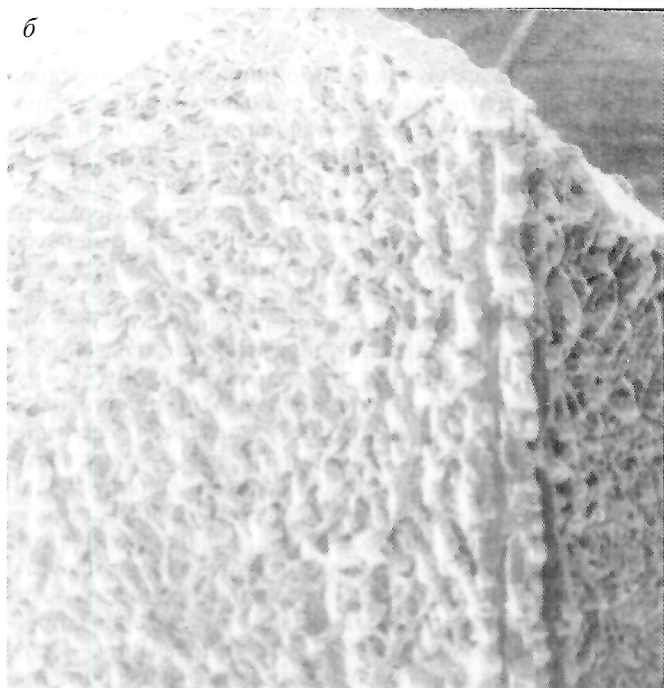
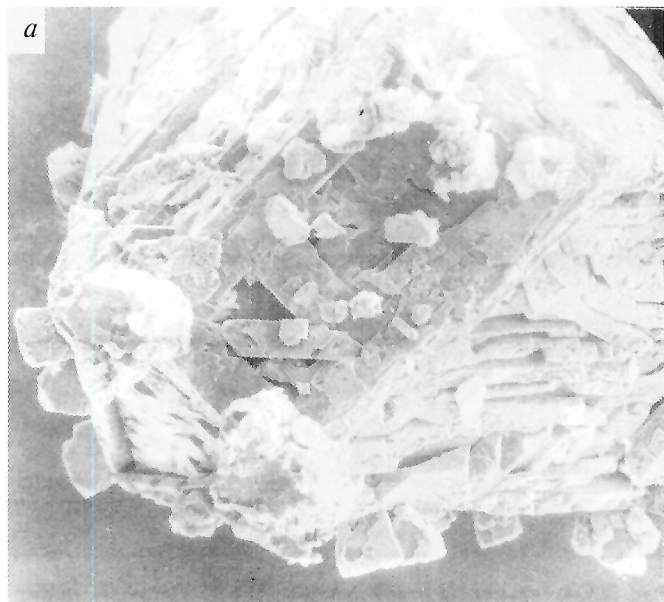


Рис. 3. Скелетное строение выращенных кристаллов алмаза, обусловленное падением температуры в кристаллизационном объеме:

*a* —  $\times 185$ ; *б* —  $\times 150$

ные субиндивиды, размером 0,005—0,2 мм, выросшие в параллельной ориентации относительно граней (рис. 3, *a*). Субиндивиды огранены плоскостями  $\{111\}$  и  $\{100\}$ . На некоторых кристаллах элементы тангенциального роста отсутствовали практически полностью. В результате грани приобретали очень шероховатый микрорельеф, обусловленный развитием мельчайших субиндивидов. Последние преимущественно нарастали на вершинах и ребрах, вследствие чего кристаллы имели выступающие над гранями ребра с зазубренными контурами (см. рис. 3, *б*).

Образование скелетных кристаллов в наших экспериментах, вероятно, связано с резким, но кратковременным увеличением скорости роста вследствие повышения пересыщения углерода в расплаве при уменьшении температуры. При этом тангенциально-слоевой рост, вероятно, konkurировал с ростом посредством присоединения трехмерных зародышей — кристалликов [26].



Рис. 4. Автоэпитаксиальный рост алмаза на кривогранных поверхностях раствора;  $\times 1500$

Во второй серии экспериментов с увеличенной длительностью имело место полное растворение источника углерода. Так как выросшие кристаллы находились в условиях температурного градиента, они начинали локально растворяться на гранях, обращенных в более горячую зону кристаллизационного объема, и расти боковыми гранями. В результате образовывались частично растворенные плоскогранно-кривогранные кристаллы. При охлаждении расплава на контакте округлых поверхностей растворения с плоскогранными ростовыми участками на кристаллах образовывались мелкие плоские субиндивиды алмаза с гранями  $\{111\}$  и  $\{100\}$  (рис. 4). При слиянии отдельных субиндивидов на кривогранных поверхностях алмазов появлялись целые участки плоских ростовых граней  $\{111\}$ .

В общем смысле регенерация — восстановление на объекте утраченных по тем или иным причинам элементов. В науке о росте кристаллов изначально под термином *регенерация* понимался процесс восстановления кристалла после периода прекращения его роста [6]. В минералогии указанный термин подразумевает «процесс превращения кристаллического тела любой формы в стационарную для данных условий» [5, с. 36]. Авторы данной работы предлагали включить в понятие *регенерация* процессы растворения. Более конкретная формулировка дана в работе [2, с. 20]: «Регенерация — процесс превращения кристаллического тела произвольной формы в устойчивую для данных условий гранную форму роста». Под гранной формой роста кристалла понимается полиэдр с плоскими гранями, прямолинейными ребрами и острыми вершинами. Термины *любая*, *произвольная* форма кристалла означают, что до регенерации, т.е. возобновления роста, кристалл не обязательно имел ростовую форму, а мог быть подвергнут тем или иным деструктивным изменениям — растворению, механической обработке, раскалыванию и т. д. С учетом этого в работе [28, с. 241] дано следующее определение: «Под регенерацией кристалла понимается процесс восстановления кристаллической поверхности (граней стационарной формы кристалла), нарушенной по тем или иным причинам». Фактически в онтогенезе природных минералов возможно выделение этапа регенерации только тогда, если отмечена по тем или иным признакам на предыдущем этапе какая-либо форма деструкции минерала; в противном случае возобновление роста после перерыва можно просто не заметить. В экспериментальных исследованиях, посвященных вопросам регенерации, кристаллы либо частично растворяют [27], либо механически готовят поверхность кристалла, придавая ему форму, например, шара [11]. Поэтому регенерированные поверхности отчетливо фиксируются.



На природных алмазах признаки регенерации выделил А.А.Кухаренко, отнеся к ним черепитчато-шестоватую скульптуру на поверхности округлых ромбододекаэдров [10]. Особое внимание он обращал на так называемые ромбододекаэдрические реберники (по терминологии И.И.Шафрановского [24]), т.е. округлые ромбододекаэдры с черепитчатым рельефом, у которых по «ребрам» развиты скульптурированные гребни. «Резкая грубая штриховка на склонах этих гребней-ребер ... подчиняется общему мотиву скульптуры на поверхностях ... Ступеньки на склонах ребер представляют собой как бы вершины треугольных пластин, края которых удалены, образуя предреберные впадины» [10, с. 160]. Необходимо отметить, что А.А.Кухаренко считал округлые ромбододекаэдры формами растворения, поэтому отнес черепитчато-шестоватый рельеф и гребни к скульптурам регенерации, а не просто к аксессуарам роста. Несмотря на исключительную редкость, подобные кристаллы выделены З.В.Бартошинским в морфологической классификации природных алмазов в отдельный тип (6/3) [3]. Образование черепитчато-шестоватого узора на округлых алмазах в результате роста допускал И.И.Шафрановский [23]. Однако Ю.Л.Орлов, анализируя представления А.А.Кухаренко по поводу регенерации алмазов, нашел возможность эти скульптуры интерпретировать как скульптуры растворения [12, 13].

Другой случай проявления «регенерации» на природных алмазах описан в работе [25, с. 348]: «Довольно часто на поверхностях сколов обнаруживаются различные скульптуры, совершенно сходные со скульптурами роста на поверхностях алмаза. Такие сколы мы называем регенерированными». Никакие другие аргументы в пользу регенерации не приведены. Регенерированными, по работе [25], являются сколы со следующими морфологическими особенностями. На сколах по спайности присутствуют черепитчатая скульптура, «впадины роста» (обратно ориентированные треугольные впадины), поверхности с тонким полицентрическим строением. При значительном отклонении поверхности скола от плоскости {111} в сторону ромбододекаэдра формируется шестоватая скульптура, ориентированная по {110}, при наклоне в сторону куба — черепитчатая скульптура. Как особый тип «регенерации» описана дисковая скульптура. Перечисленные морфологические особенности относят к фигурам роста и другие исследователи [1, 3, 8].

Совершенно с других позиций анализировал морфологию сколов Ю.Л.Орлов. Скульптурированные сколы на алмазах он рассматривал не как результат механического раскалывания, а как стенки глубоких «щелей» травления. Соответственно, присутствующие на них скульптуры он интерпретировал как следствие природного растворения [12]. Подобная точка зрения выражена в работах [4, 10].

На феноменологическом материале проблема происхождения «регенерационных» скульптур, как и более общая проблема регенерации алмазов, не находит однозначного решения. Это относится и к интерпретации генезиса большинства форм кристаллов природного алмаза. Тем не менее, результаты экспериментальных исследований, посвященных морфогенезу кристаллов алмаза, позволяют сделать ряд предположений. В наших экспериментах по растворению кристаллов алмаза получены те же скульптуры, что и на скульптурированных сколах природных алмазов. Данные микроморфологические особенности воспроизведены и на целых кристаллах, включая дисковую скульптуру [15, 16, 19, 21]. Отмеченное в работе [25] преимущественное изменение ребер сколов по спайности также соответствует растворению кристаллов, а не регенерации, т.к. в процессе растворения именно ребра октаэдра оказываются наименее устойчивыми. Поэтому скульптурированные, так называемые протоматматические сколы природных алмазов, вероятно, — формы естественного растворе-

ния, а не роста. Согласно наиболее принятому определению [2], они не могут быть регенерационными.

Эксперименты по росту алмазов в условиях относительно быстрого снижения температуры и увеличения пересыщения растворенного в расплаве углерода привели к интересным результатам по морфогенезу кристаллов, особенно в плане возможности появления реберных форм. Однозначно связывать их с регенерацией преждевременно, поскольку не были полностью смоделированы условия останков роста и деструкции кристаллов, за исключением стадии частичного растворения в маточном расплаве.

Сингулярные грани алмаза — {111}, {100}, {110} [18]. Этими же гранями кристаллы алмаза ограничиваются при росте в термодинамически стабильных (стационарных) условиях. Возможно также появление граней тетрагон-триоктаэдра. Но на природных округлых алмазах с черепитчато-шестоватой скульптурой ее элементы, ограненные плоскостями {111}, присутствуют только вблизи осей симметрии третьего порядка, при удалении от которых они ограничены криволинейными поверхностями гексаоктаэдра, тригон-триоктаэдра, пирамидального куба [10]. В связи с этим интересные данные приведены в работе [20], где описаны частично растворенные в расплаве состава Mn-Ni-C при высоком давлении кристаллы алмаза с квадратными пирамидальными ямками на гранях куба. В условиях развития процесса ямки сливались с образованием холмиков растворения, ограненных не плоскими гранями {111}, а поверхностями октаэдроида. То есть округлые поверхности на алмазах в большой степени вероятности — признак растворения кристаллов. Исходя из объема имеющегося в настоящее время материала, кажется, на первый взгляд, возможным предположение А.А.Кухаренко [10] о регенерационном характере поверхности природных округлых алмазов типа «ромбододекаэдрический реберник», но это требует таких сложных допущений в отношении изменения условий среды, включающих неоднократную смену процессов роста и растворения, что становится маловероятным. Растворение алмазов связано в общем случае с попаданием кристаллов в богатый летучими реакционно-способный кимберлитовый расплав при дезинтеграции глубинных ксенолитов и с увеличением «растворимости» углерода вследствие роста окислительного потенциала при подъеме в верхние горизонты литосферы. Поэтому округлые кристаллы алмаза и скульптурированные сколы — вероятно, продукты единого процесса. Возможность роста алмазов непосредственно в кимберлитовой магме после широкомасштабного проявления процессов растворения представляется нам маловероятной.

Вопрос об условиях образования криволинейных кристаллов с выступающими гребнями на месте ребер остается открытым до искусственного воспроизведения их полных аналогов. Тем не менее, употребление определения «регенерационные» для поверхностных скульптур на кристаллах данного типа также представляется неудачным, т.к. в их формировании принимали участие процессы растворения и, кроме того, скелетные кристаллы не попадают под определение гранной формы роста.

С другой стороны, исследования тонкой зональности внутреннего строения по протравленным срезам природных алмазов показывает, что алмазы часто имеют сложную историю с перерывами в росте, сопровождавшимися частичным растворением. В работе [7, с. 117] отмечено, что «обычной является послойно-замкнутая зональность с ярко выраженным ступенчатым характером у вершин (вдоль ребер многогранников) и криволинейными и коррозийными формами линий. Это является прямым указанием на различные нарушения в равновесном или стационарном характере роста и на редкость соблюдения условий, приводящих к образованию кристаллов совершенного габитуса». Например, на рис. 107 в данной работе



## ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

Требования к статьям, представляемым в редакцию

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами.

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц машинописного текста, включая таблицы, список литературы. Текст печатается через два интервала на одной стороне листа. Оставляются поля: сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в Text format (\*.rtf) или 8,0/98 (\*.doc) с использованием шрифта Times New Roman Cyr. (размер 9—10, один межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, таблицы. По окончании работ дискеты по желанию автора возвращаются. Возможна передача статей по электронной почте: E-mail tsnigri@pol.ru.

2. Рисунки и другие графические материалы (не более 4) прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки принимаются на кальке, ватмане, в виде фотоконии (на глянцевой бумаге) или на дискетах с распечаткой на бумаге. Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр должен быть не менее 2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF bitmap (\*.tif), Paint Brush (\*.pcx), Encapsulated Post Script (\*.eps), Corel Draw (\*.cdr), Диаграмма Microsoft Excel (\*.xls). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору. Ксерокопии не принимаются.

3. Математические формулы и химические символы вписываются в текст четко от руки тушью или черными чернилами. Во избежание ошибок следует тщательно писать буквы, имеющие сходные как прописные (подчеркнуть двумя линиями снизу), так и строчные (подчеркнуть сверху) начертания (V, S, O, M, P, Z). Греческие буквы обводятся красным карандашом, латинские — синим (кроме символов химических элементов). Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0.

4. Точность приведенных цитат должна быть заверена подписью автора на полях рукописи, обязательно указывается источник по списку литературы.

5. Список литературы (не более 15 названий) дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не следует включать работы, на которые нет ссылок в тексте статьи, а также неопубликованные.

6. Статья подписывается автором (авторами), в конце приводятся фамилия, имя и отчество (полностью) автора, место работы, занимаемая должность, ученая степень, адрес и телефоны (домашний и служебный).

7. Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами руководством организации или лично автором (авторами).



IDEAS AND PROJECTS  
OF THE CENTURY

*Vartanyan G.S., Kristensen O.V., Gosk E., Tsukuda E.*  
Regional method of short-term forecast of killerquakes . . . . . 3

FUEL MINERAL RESOURCES

*Ushatinsky I.N., Ryl'kov A.V.*  
Lithogeochemistry and petroleum potential of Triassic — Jurassic deposits in the northern regions of West Siberia . . . . . 8

*Kabyshv B.P.*  
Gnosiological criteria for forecasting petroleum potential of the subsurface . . . . . 13

STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY  
AND TECTONICS

*Bluman B.A.*  
Ultramafic-mafic complexes of ophiolitic associations in the continents: model of evolution of composition and structural attitude . . . . . 18

*Sharov V.N.*  
On the main problem of Late-Early Precambrian stratification of the Patom highland and petrochemical criteria for identification of metasedimentary series . . . . . 26

*Tyurin A.M.*  
On the problems of structure and formation of the Orenburg high 29

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY,  
GEOCHEMISTRY

*Shtefan L.V., Nikitin E.A., Drozdov V.A.*  
Mineralogic-and-petrochemical characteristics of alkaline-ultrabasic rocks in the North-Pripyat region . . . . . 35

*Zhimulev E.I., Sonin V.M., Bagryantsev D.G., Afanasiev V.P.*  
On the problem of regeneration of natural diamond crystals . . 40

*Sekerin A.P., Men'shagin Yu.V., Egorov K.N.*  
The Yekheshninsky hyperbasic massif of the Bel'sk-Dugdinsky ophiolite belt, East Sayan . . . . . 45

*Podolsky A.M., Moroshkin V.V.*  
Case record of luminescence application to the study of deposits of glacial genetic series . . . . . 52

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

*Kopilevich E.A., Bakun N.N., Goncharov A.V.*  
Lithologic-and-stratigraphic substantiation of possible existence of inter-Paleozoic reflectors within the Nyurotsky depression . 56

*Filatova V.T.*  
Peculiarities of formation of the Laplandian granulitic belt: intracrustal obduction and formation of collision structure with orogenic phenomena . . . . . 63

Discoverers of national mineral deposits . . . . . 69

Memory of G.A.Mirlin . . . . . 82

Memory of G.N.Shaposhnikov . . . . . 84

Memory of A.K.Bukharin . . . . . 85

List of papers published in OTECHESTVENNAYA GEOLOGIA in 2001 . . . . . 86



приведена фотография протравленного среза одного из кристаллов. Отчетливо видно, как агатоподобная зональность вокруг центральной части кристалла, имевшего кубический габитус, срезается, вероятно, вследствие растворения, а дальнейший рост осуществлялся слоями по октаэдру. В таком контексте регенерация природных алмазов — явление совершенно реальное. Однако прогресс, достигнутый в последние десятилетия как в изучении кимберлитобразования, так и генезиса алмазов, не позволяет делать произвольные допущения, исходя исключительно из наблюдения поверхностных скульптур на природных алмазах. Необходимо сопоставление результатов морфологического анализа природных алмазов с данными, полученными в экспериментальных исследованиях по росту и растворению, и знаниями по эволюции природных магм для оценки возможности тех или иных процессов морфогенеза кристаллов алмаза.

В заключение подчеркнем, что в рамках настоящей работы не изучались собственно процессы регенерации алмаза — экспериментально чрезвычайно сложной задачи. Но приведенные частные примеры по моделированию роста и растворения кристаллов алмаза считаем вполне достаточными для обоснования некорректности использования термина *регенерация* относительно вышеуказанных типов скульптур на природных алмазах.

Выражаем благодарность В.Н.Кваснице за замечания и пожелания, высказанные при прочтении рукописи статьи и Н.В.Суркову за проведение экспериментов на аппарате высокого давления типа «поршень—цилиндр».

*Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (код проекта 97-05-65287).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аргунов К.П., Зуев В.М., Никифорова Т.М., Прищепа В.И. Коррозийная и регенерационная скульптура кристаллов алмаза // Минералогический журнал. 1982. Т. 4. № 3. С. 66—69.
2. Асхабов А.М. Регенерация кристаллов (кинетические и морфологические аспекты). — Л.: Наука, 1979.
3. Бартошинский З.В., Квасница В.Н. Кристалломорфология алмаза из кимберлитов. — Киев: Наукова думка, 1991.
4. Боткунов А.И. Сохранность (целостность) кристаллов алмаза из трубки «Мир» // ЗВМО. 1967. Ч. 96. Вып. 3. С. 312—315.
5. Войцеховский В.Н., Мокеевский В.А. К морфологии тел роста и растворения кристаллов // Зап. Ленинград. горн. ин-та. 1968. Т. 54. Вып. 2. С. 25—37.
6. Вульф Ю.В. Кристаллы, их образование, вид и строение. — М., 1917.
7. Геншафт Ю.С., Якубова С.А., Волкова Л.М. Внутренняя морфология природных алмазов // Исследования глубинных минералов. М., 1977. С. 7—133.
8. Гневушев М.А., Бартошинский З.В. К морфологии якутских алмазов // Матер. по геологии полезных ископаемых Якутии. М., 1959. С. 74—92.
9. Годовиков А.А., Смирнов С.А., Малиновский И.Ю. и др. Аппарат для создания давления до 40 кбар при температурах до 1700°C // Приборы и техника эксперимента. 1971. № 6. С. 159—160.
10. Кухаренко А.А. Алмазы Урала. — М.: Госгеолтехиздат, 1955.
11. Мокеевский В.А. Морфология кристаллов. Методическое руководство. — Л.: Недра, 1983.
12. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. — М.: Наука, 1984.
13. Соболев Н.В., Чепуров А.И., Малиновский И.Ю. Некоторые вопросы экспериментального исследования кристаллизации алмаза // Экспериментальные исследования кристаллизации алмаза в металлических системах. Новосибирск, 1983. С. 3—22.
14. Сонин В.М., Жимулев Е.И., Федоров И.И., Осоргин Н.Ю. Травление кристаллов алмаза в силикатном расплаве в присутствии существенно водного флюида при высоких P-T параметрах // Геохимия. 1997. № 4. С. 451—455.
15. Сонин В.М., Чепуров А.И., Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. О происхождении дисковых скульптур на кристаллах алмаза // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 5. С. 669—672.
16. Сурков Н.В., Кузнецов Г.Н. Экспериментальное исследование устойчивости твердых растворов клинопироксенов в ассоциации  $Srx+Orx+Gt$  системы  $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$  // Геология и геофизика. 1996. Т.37. № 12. С. 18—25.
17. Хонигман Б. Рост и форма кристаллов. — М.: ИЛ, 1961.
18. Хохряков А.Ф., Пальянов Ю.Н. Морфология кристаллов алмаза, растворенных в водосодержащих силикатных расплавах // Минералогический журнал. 1990. № 1. С. 14—23.
19. Чепуров А.И., Пальянов Ю.Н., Хохряков А.Ф., Малиновский И.Ю. Признаки и причины неконтролируемого изменения давления в процессе синтеза алмаза // Экспериментальные исследования в связи с проблемой верхней мантии. Новосибирск, 1982. С. 111—128.
20. Чепуров А.И., Хохряков А.Ф., Сонин В.М. и др. О формах растворения кристаллов алмаза в силикатных расплавах при высоком давлении // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 1. С. 212—216.
21. Чепуров А.И., Федоров И.И., Сонин В.М. Экспериментальное моделирование процессов алмазообразования. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997.
22. Шафрановский И.И. Кристаллография округлых алмазов. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1948.
23. Шафрановский И.И. Кристаллы минералов: кривогранные, скелетные и зернистые формы. — М.: Госгеолтехиздат, 1961.
24. Шеманина Е.И., Шеманин В.И. Регенерация поверхностей сколов на кристаллах алмаза // ЗВМО. 1964. Ч. 93. Вып. 3. С. 348—352.
25. Шефталъ Н.Н. Закономерности реального кристаллообразования и некоторые принципы выращивания монокристаллов // Рост кристаллов. М., 1974. Т. 10. С. 195—220.
26. Шубников А.В., Парвов В.Ф. Зарождение и рост кристаллов. — М.: Наука, 1969.
27. Юшкин Н.П., Асхабов А.М., Куц А.Ф. Регенерация деформированных кристаллов минералов (онтогенетические и кинетические аспекты) // Междунар. геол. конгресс, XXV сессия. Геохимия, минералогия, петрология (докл. советск. геологов), 1976. С. 241—251.
28. Boyd F.R., England J.L. Apparatus for phase-equilibrium measurements at pressures up to 51 kilobars and temperatures up to 1750°C // J. Geophys. Res.. 1960. Vol. 65. № 2. P. 741—748.
29. Fersman A.E., Goldschmidt V. Der Diamant. — Heidelberg, 1911.
30. Rose G., Sadebeck A. Uber die Kristallisation des Diamanten // Abhandl. d. Konig. Akad. Wiss. Berlin, 1876—1877. S. 85—148.



## Ехешигнинский гипербазитовый массив Бельско-Дугдинского офиолитового пояса Восточного Саяна

А.П.СЕКЕРИН, Ю.В.МЕНЬШАГИН, К.Н.ЕГОРОВ (Институт земной коры СО РАН)

Бельско-Дугдинский офиолитовый пояс, расположенный в центральной части Восточного Саяна, включает серию базит-гипербазитовых тел, простирающихся в субширотном направлении от верховьев рек Бий-Хем, Каа-Хем до рек Белая и Урик (рис. 1). Его положение в структурах Восточного Саяна связано с формированием в пределах Билинского и Хойто-Окинского докембрийских выступов протяженной дугообразной мобильной зоны, контуры которой частично затушеваны впоследствии широко проявленным палеозойским гранитоидным магматизмом [14, 15]. Возраст офиолитов, выводимый из обших для региона геологических построений и Rb-Sr датировок гранитов, прорывающих гипербазиты [7, 8], определяется поздним рифеем—вендом. Гипербазиты и ассоциирующие с ними базиты в пределах пояса находятся примерно в одинаковых структурно-формационных условиях. Они залегают в переслаивающихся позднекембрийских толщах, сложенных графитизированными, иногда сероводородсодержащими известняками, черными углистыми сланцами, силицилитами, песчаниками, метаэффузивами основного состава, изредка с прослоями и линзами конгломератов. При близости состава и условий локализации гипербазит-базитовые массивы Бельско-Дугдинского офиолитового пояса имеют различную степень фрагментированности и преобразованности наложенными процессами. Среди них наиболее представительный по разнообразию пород и степени сохранности — Ехешигнинский массив, занимающий в пределах пояса крайнее восточное положение. В геологической литературе он практически не освещался и его описание приведено впервые.

Массив находится в истоках р.Ехе-Шигна (левый приток р.Урик), слагаая высоту с абс. отм. 2126 м. В плане он имеет форму субширотного ориентированного округлого эллипса, тупо выклинивающегося на востоке, с удлинением суженным западным окончанием, площадью около 5 км<sup>2</sup> (рис. 2). В структурном отношении массив приурочен к ядру субширотной антиклинальной складки и погружается на юг под углом 40—50° под карбонатные породы венд-нижнекембрийской боксонской серии в виде пластинчатого тела мощностью около 500 м. В замковой части антиклинальной складки в районе высоты 2126 м гипербазиты имеют субгоризонтальное залегание. Контакты массива, судя по интенсивному расщеплению пород, тектонически нарушены. Несмотря на преобладающее субширотное направление дизъюнктивных и пликтивных дислокаций, немаловажное значение в районе имеют разрывные нарушения северо-западного направления, связанные с зоной влияния Главного Саянского разлома. В общем региональном плане район Ехешигнинского гипербазитового массива интересен тем, что находится в зоне сочленения складчатых структур Восточного Саяна и краевого выступа Сибирской платформы. В бассейне р.Ехе-Шигна метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации рифей-нижнепалеозойские отложения с угловым несогласием примыкают к раннекембрийской Бельско-Китойской глыбе по крутопадающему в северо-восточном направлении разлому. С севера вмещающие массив породы — вулканогенно-терригенные отложения, относимые к ильчирской свите верхнего рифея. Представлены они тесным переслаиванием плейчатых биотит-хлоритовых, хлоритовых, эпидот-хлоритовых магнетитсодержащих сланцев, образованных по метаэффузивам основного состава, с углистыми и слюдисто-кремнистыми сланцами, полимиктовыми песчаниками, содержащими линзы

известняков и конгломератов, общей мощностью около 2500 м. Мощность прослоев основных метаэффузивов достигает 50 м. Углыстым сланцам свойственна вкрапленность сульфидов, образующая иногда повышенные концентрации в виде гнезд, линз, скоплений. Породы свиты интенсивно дислоцированы в ансамбли узких изоклинальных складок, осложненных многочисленными субвертикальными разрывными нарушениями, метаморфизованы в условиях кварц-альбит-эпидот-биотитовой и кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфаций зеленосланцевой фации. По большинству признаков вулканогенно-терригенные отложения бассейна р.Ехе-Шигна сопоставимы с вмещающими породами Оспинско-Китойского гипербазитового массива Восточно-Саянского офиолитового пояса, ранее также относимыми к ильчирской свите. В настоящее время эти образования расчленены на собственно ильчирскую терригенную (верхний рифей) и оспинскую терригенно-вулканогенную (условно средний рифей) свиты. Последняя, подобно рассматриваемым нами отложениям, непосредственно ассоциирует с гипербазитами [2]. В соответствии с этим, возраст вулканогенно-терригенных пород, вмещающих Ехешигнинский массив, принимается нами как средне-позднерифейский. Толща монотонных и неясно слоистых черных и темно-серых известняков с редкими маломощными прослоями хлорит-биотитовых сланцев, распространенная по южному экзоконтакту Ехешигнинского массива, дислоцирована менее значительно. Она отнесена к верхнерифейской монгошинской свите, в ней установлено наличие согласного налегания карбонатных пород на вулканогенно-терригенные отложения. В районе Ехешигнинского массива между этими подразделениями нами наблюдались лишь тектонические контакты взбросо-надвиговой природы. В настоящее время на основании фаунистических данных указанные карбонатные породы относят к венд-нижнекембрийской боксонской серии [2].

Внутреннее строение массива достаточно простое. Центральная его часть сложена в различной степени серпентинизированными дунитами, эндоконтакты — перекристаллизованными серпентинитами. Слабо серпентинизированные дуниты составляют около 10% объема ультраосновных пород и образуют блоки-будины, размером 20—150 м, окаймленные количественно преобладающими расщепленными серпентинитами с реликтами оливина. Ориентировка будин и зон расщепления преимущественно северо-западная (320—330°), совпадающая с направлением Главного Саянского разлома. Перекристаллизованные, без реликтов исходных структур, антигортитовые серпентиниты распространены главным образом по эндоконтактам, а в пределах массива они окаймляют выходы основных пород. По зонам разрывных нарушений и вблизи тел гранитов распространены тальк-карбонатные породы. Мощность зон оталькования и карбонатизации достигает 200 м, протяженность до 1,5 км.

Основные породы в пределах массива занимают подчиненное положение. Представлены они метаэффузивами, метадиабазами, габбро-диабазами. Последние образуют единичные дайковые тела, секущие как гипербазиты, так и базиты. Метаэффузивы, распространенные преимущественно в центральной и южной частях массива, образуют покровы мощностью первые десятки метров. Наиболее полно обнажен покров метаэффузивов в центральной части массива, занимающий более высокое, относительно гипербазитов, гипсометрическое положение. Залегание его



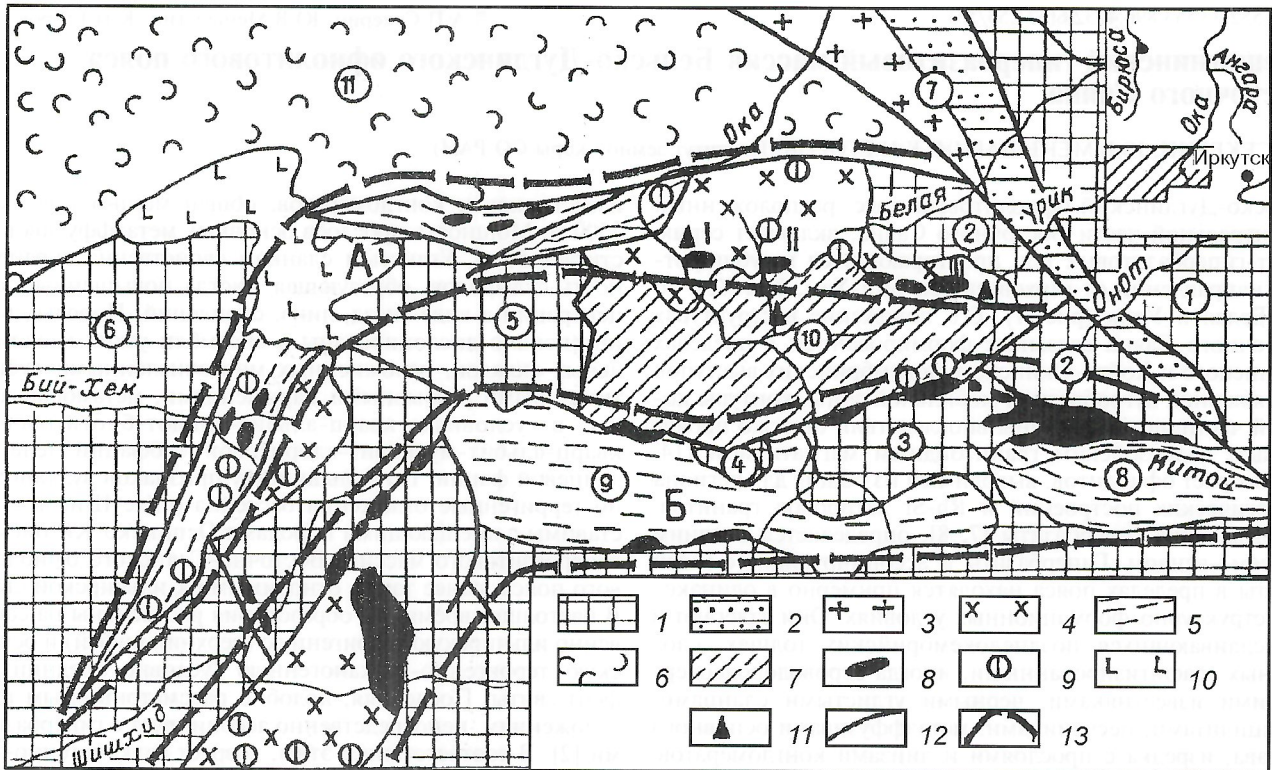


Рис. 1. Схема размещения офиолитов Бельско-Дугдинского пояса в структурах Восточного Саяна:

1 — глыбы и блоки архейско-нижнепротерозойских пород; 2 — складчатые поля раннего протерозоя—раннего рифея; 3 — гранитогнейсовый вал саянского комплекса; 4 — рифейско-кембрийский терригенно-карбонатный чехол на коре континентального типа; 5 — вулканогенно-осадочные комплексы позднекембрийских мобильных зон; 6 — терригенно-вулканогенный комплекс раннего палеозоя; 7 — раннепалеозойская (?) толща Окинского синклинория; 8 — гипербазиты офиолитовых поясов; 9 — среднепалеозойские нефелин-сиенитовые массивы; 10 — Тиссинские базальты плато; 11 — места находок валунов нефрита; 12 — крупные разломы; 13 — контуры мобильных зон и сопряженных с ними офиолитовых поясов (А — Бельско-Дугдинского, Б — Восточно-Саянского); структуры (цифры в кружках): 1 — Шарьжалгайский массив, 2 — Бельско-Китойская глыба, 3 — Гарганская глыба, 4 — Хара-Тологойская глыба, 5 — Шутхулайская глыба, 6 — Билинский массив, 7 — Урикско-Ийский грабен, 8 — Ильчирский синклинорий, 9 — Боксон-Сархойский синклинорий, 10 — Окинский синклинорий, 11 — Хамсаринский синклинорий; отдельные массивы гипербазитов Бельско-Дугдинского пояса: I — Жакнинский, II — Сахиршулутский, III — Ешешигнинский

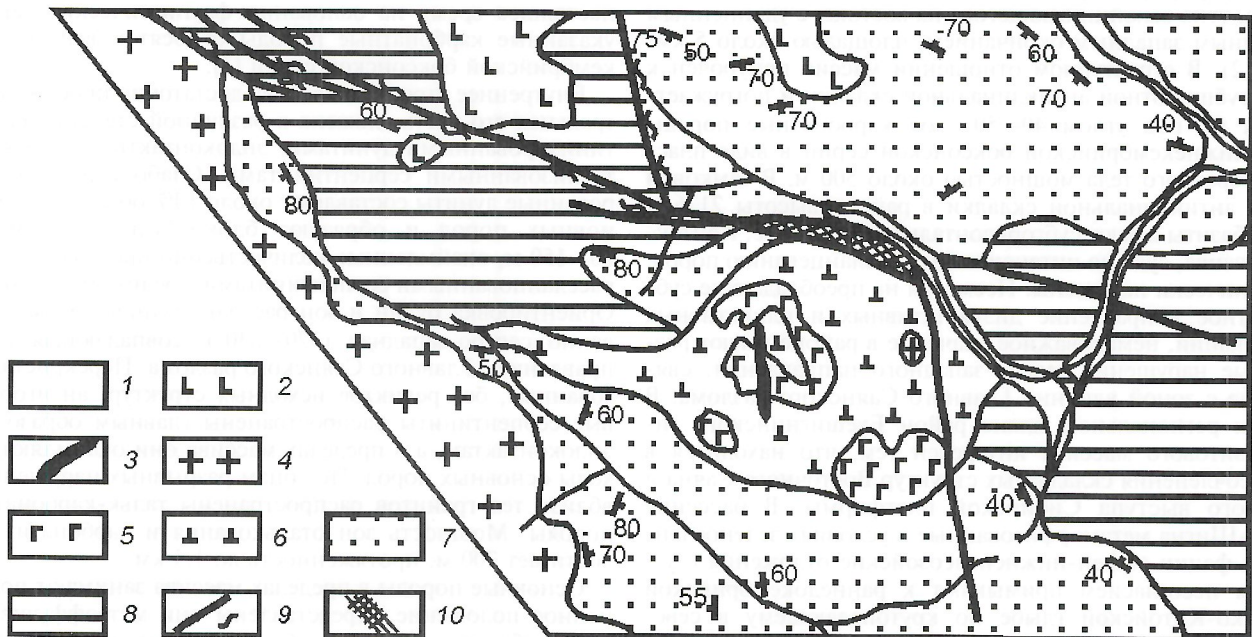


Рис. 2. Геологическая схема района Ешешигнинского базит-гипербазитового массива, составлена с использованием данных ГПП «Иркутск-геология»:

1 — современные русловые отложения; неоген-четвертичные базальты; 2 — покровная фация, 3 — дайковая фация; 4 — нижнепалеозойские мусковит-биотитовые граниты; позднекембрийские основные породы (метаэффузивы, диабазы); 5 — позднекембрийские основные породы (метаэффузивы, диабазы); 6 — позднекембрийские ультраосновные породы (дуниты, серпентиниты, тальк-карбонатные породы); 7 — венд-нижнепалеозойские карбонатные породы; 8 — средне-верхнерифейские вулканогенно-терригенные образования; 9 — разрывные нарушения и расланцевание; 10 — зоны катаклаза и милонитизации



субгоризонтальное, иногда с наклоном на северо-восток под углом 25–30°. В результате пологого залегания при эрозии произошло расчленение единого покрова на отдельные поля округлой и вытянутой формы. Этому способствовали и блоковые подвижки по разломам. Нижние части покрова насыщены слоями и линзами перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов мощностью первые метры, верхние его части гомогенны. Метаэффузивы практически полностью преобразованы вторичными низкотемпературными процессами и представляют собой мелкозернистый агрегат хлорита, тремолит-актинолитового амфибола, эпидота, кальцита, альбита, кварца, лейкоксена, магнетита. На первично магматическую природу метаэффузивов указывают реликты диабазовой и интерсертальной микроструктур, а также наличие дайковых тел того же состава. По петрохимическим особенностям они соответствуют толеитам и сопоставимы с вулканитами офиолитовых комплексов Восточного Саяна и Монголии [6, 12]. Непосредственно на контакте с серпентинитами метаэффузивы преобразованы в неравномернозернистые (от тонкозернистых до пегматоидных) пятнистые, полосчатые, реже массивные амфибол-клиноцоизитовые породы с невыдержанной мощностью от первых сантиметров до 1,5 м. Состоят они из широкопризматического тремолит-актинолитового амфибола и клиноцоизита, содержание которых варьирует в широких пределах. Из второстепенных минералов наблюдаются цоизит, клинопироксен, альбит, в качестве аксессуаров присутствуют сфен, лейкоксен и магнетит. В сторону метаэффузивов амфибол-цоизитовые породы переходят в ветвящиеся полосы и прожилки, заканчивающиеся на расстоянии первых метров от контакта, что указывает на их метасоматическую природу. По серпентинитам при этом участками развиваются маломощные зоны нефритоподобных тремолитов. Клинопироксениты и верлиты, изредка встречающиеся среди эловия в зоне контакта метаэффузивов и серпентинитов, представляют собой более ранние досерпентинитовые образования, поскольку диопсид в них тремолитизирован и присутствует в реликтах, а оливин нацело замещен серпентином. В участках развития по серпентинитам тальк-карбонатных пород метаэффузивы и дайковые тела диабазов интенсивно хлоритизированы, вплоть до образования мономинеральных хлоритов. Формирование описанной гаммы пород на контактах гипербазитов и пород основного состава типично для офиолитовых комплексов Сибири и других регионов [10–12]. В отличие от метаэффузивов, непосредственно ассоциирующих с гипербазитами, метаэффузивы рамы массива, образующие прослой среди кварц-полевошпатовых песчаников и углистых филлитовидных сланцев, имеют несколько иные петро- и геохимические характеристики (табл. 1). Им свойственны повышенное содержание титана, фосфора, стронция, ванадия, пониженные концентрации хрома и никеля. Однако и они по составу и условиям залегания имеют аналоги в офиолитовых комплексах Восточного Саяна и, очевидно, представляют собой наиболее ранние магматические образования офиолитов.

В юго-восточной части массива метаэффузивы и образованные по ним амфибол-клиноцоизитовые породы альбитизированы и окварцованы. В экзоконтактных зонах этих пород серпентиниты подвержены оталькованию. Наиболее интенсивно процессы оталькования, вплоть до мономинеральных талькитов, проявились вблизи распространенных здесь штокообразных и дайковых тел мусковит-биотитовых гранитов. По внешнему облику, наличию шпиров биотит-кварц-полевошпатовых пегматитов, минеральному составу, петро- и геохимическим характеристикам (см. табл. 1) граниты соответствуют третьей фазе урикского комплекса нижнего палеозоя, слагающего в районе многочисленных штокообразных аллохтонных интрузий.

Из кислых по составу пород в центральной части массива, в районе высоты 2126 м, среди метаэффузивов были обнаружены единичные дайковые тела плагиогранит-порфириров. Простирание даек субмеридиональное, мощность 5–10 м, протяженность первые десятки метров. Состоят плагиограниты из кварца, плагиоклаза, который помимо основной массы слагает порфирировые вкрапленники, редких зерен хлоритизированной бледнозеленой роговой обманки. Плагиограниты в отдельных телах альбитизированы и превращены в альбититы. По химическому составу и содержанию элементов-примесей (см. табл. 1) плагиограниты отличаются от гранитоидов урикского комплекса и близки плагиогранитам из офиолитов Монголии, генетически связанным с базитами [12].

В целом, объем вышеописанных пород, участвующих в строении массива, невелик, и главная роль принадлежит гипербазитам. Их особенность — практически полное отсутствие гарцбургитов. Дуниты представляют собой мелкозернистые массивные мономинеральные оливиновые породы серой, зеленовато-серой окраски, содержащие небольшое количество (10–15%) серпентина и аксессуарного хромшпинелида (1–3%). Оливин образует разнозернистые агрегаты с признаками деформации в виде волнистого погасания и наличия двойников скольжения с клиновидными торцами кристаллов. Внутри интенсивно деформированных кристаллов оливина, наряду с хромшпинелидами наблюдаются тонкорассеянные микровключения магнетита. Магнетит микровключений содержит устойчивые примеси MgO (1,71–1,81%), NiO (0,33–0,4%) и отличается повышенной степенью окисления железа (более 69% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Состав оливина в разных частях массива варьирует в узком диапазоне: от 3 до 6% Fa (табл. 2). При высокой магнезиальности оливин имеет невысокие концентрации NiO (около 0,2%) и повышенные MnO (около 0,27%). Содержание примеси кальция в оливине ниже предела чувствительности анализа (менее 0,04%). По составу оливины гомогенны. Примечательная особенность оливинов — отсутствие какой-либо корреляции между MgO и NiO, FeO и NiO.

Кроме оливина и продуктов его замещения в дунитах присутствуют редкие выделения хромшпинелидов. Они представлены ксеноморфными, частично корродированными или фуллярновидными зёрнами, расположенными в интерстициях оливинового агрегата. По составу хромшпинелиды образуют широкий ряд от глиноземистых, магнезиальных до высокохромистых с повышенным содержанием железа разновидностей (см. табл. 2). Железистость хромшпинелидов возрастает параллельно с увеличением в них количества хрома. Для хромшпинелидов характерно постоянное преобладание FeO над MgO, а также низкие концентрации титана. Хромшпинелиды подобного состава характерны для альпинотипных гипербазитов [11, 13]. Редкие зёрна хромшпинелидов из неизмененных дунитов имеют зональное строение. От центра к периферии зёрен происходит заметное снижение содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, NiO и повышение концентраций Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MnO. Такой тип строения хромшпинелидов указывает на их магматический сингенетический характер, т.к. при образовании метаморфической наложенной зональности в хромшпинелидах из гипербазитов сначала выносятся Al и Mg, а затем Cr и Ni [9]. Вариации составов отдельных хромшпинелидовых фаз и определенная схема первичной зональности хромшпинелидов свидетельствуют об их последовательной кристаллизации из эволюционирующего по химизму магматического расплава. Выделение ранних фаз хромшпинелида с концентрацией Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> менее 2,73% осуществлялось в условиях пониженной  $f_{O_2}$ . Возникновение вторичной зональности в хромшпинелидах связано с процессами серпентинизации, в частности с антигоритизацией. При этом центральные части хромшпинелидов также однородны по со-



1. Средние химические составы (в %) и содержание элементов-примесей (в г/т) в породах Ехешингинского гипербазитового массива

Оксид, элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	38,50	39,13	41,41	27,58	50,48	47,90	44,39	29,34	56,76	67,80	62,42	72,38	71,90	44,73
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,03	0,03	0,01	0,08	0,52	0,20	0,07	0,81	0,36	0,28	0,14	0,26	3,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	1,26	1,74	0,48	3,35	17,89	21,15	21,00	17,58	15,20	19,05	14,77	13,75	14,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,57	6,27	2,52	2,36	2,05	2,40	2,56	1,24	1,74	1,06	Сл.	0,10	0,54	5,02
FeO	3,20	3,53	4,08	4,62	5,93	6,32	4,13	2,81	6,00	3,10	1,62	1,86	2,23	8,46
MnO	0,12	0,11	0,12	0,10	0,13	0,17	0,11	0,13	0,11	0,06	Сл.	0,04	0,04	0,18
MgO	43,27	36,39	37,20	36,20	21,64	8,19	7,46	30,56	3,08	1,54	1,45	0,50	0,71	6,46
CaO	0,38	0,62	0,36	0,31	11,36	9,23	15,07	0,66	6,37	3,74	3,20	1,76	2,22	10,30
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,07	0,04	0,02	0,18	3,05	1,23	0,12	4,55	5,53	9,67	3,86	3,98	2,58
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,15	0,06	0,02	0,17	0,18	0,13	4,02	3,19	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Н.о.	0,01	Н.о.	Н.о.	0,01	0,05	0,02	0,01	0,08	0,09	0,06	0,06	0,09	0,43
H <sub>2</sub> O-	0,06	0,14	0,11	0,05	0,27	0,21	0,10	0,60	0,11	0,06	0,08	0,07	Сл.	0,28
H <sub>2</sub> O+	7,67	11,08	12,23	11,35	3,92	3,13	3,14	13,37	1,69	1,38	0,93	0,75	1,10	3,27
CO <sub>2</sub>	1,25	1,18	1,02	16,80	0,22	0,48	0,38	0,44	0,51	Н.о.	1,54	Сл.	Сл.	1,65
Сумма	99,45	99,83	99,87	99,89	99,63	99,69	100,00	100,07	99,92	100,10	100,46	100,31	99,51	99,96
Li	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	3	4	3	5	4	4	17	26	1
Rb	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	2	2	1	2	2	2	135	110	2
Sr	Н.о.	7	64	51	10	208	350	17	140	226	Н.о.	145	220	400
Ba	43	47	41	40	53	120	69	22	68	112	240	810	100	96
Cr	1982	2300	1820	2166	2100	183	184	11	33	182	34	49	60	87
Ni	2000	1780	2080	1696	500	80	75	167	19	18	Н.о.	8	14	52
Co	115	107	104	93	73	53	46	64	28	9	3	6	2	42
V	28	24	28	14	81	196	176	11	230	70	8	18	15	350

Примечания: 1 — серпентинизированные дуниты (п5); 2 — серпентиниты с реликтами оливина (п7); 3 — серпентиниты (п5); 4 — тальк-карбонатные породы (п3); 5 — тремолитизированный верлит (обр.с-128/88); 6 — метадиазы (п8); 7 — аллодиазовые амфибол-клиноцимитовые породы (п3); 8 — хлорит (обр.с-117/88); 9 — окварцованные и альбитизированные амфибол-клиноцимитовые породы (п3); 10 — плагиограниты; 11 — альбитит (обр.с-170/88); 12 — биотитовые граниты (п2); 13 — граунт-порфир (обр.с-156/88); 14 — метаэффузивы рамы массива (обр.с-128/88); анализы выполнены в Институте земной коры СО РАН, аналитики Т.В. Бобровская, Т.И. Елизарьева.



2. Составы минералов пород Ехешингинского массива, %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	44,49	41,97	—	—	—	—	44,36	43,04	43,04	42,76	39,72	—	—	37,90
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,10	0,07	0,03	0,06	—	—	—	—	—	<0,02	0,04	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	15,96	17,42	0,93	0,15	0,46	1,06	1,10	1,77	5,65	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	6,54	6,54	28,85	59,31	—	—	—	—	—	67,55	67,56	—
FeO	2,78	5,93	20,24	19,95	24,13	26,78	1,29	1,29	1,49	4,40	4,82	28,24	28,49	3,95
MnO	0,29	0,27	0,62	1,45	2,49	0,48	<0,06	<0,06	<0,06	<0,06	<0,06	0,45	0,74	0,17
MgO	52,36	51,58	8,76	8,72	3,56	2,29	40,08	40,28	40,18	37,93	36,56	1,53	1,74	43,84
NiO	0,12	0,20	0,22	0,17	0,13	0,39	<0,08	<0,08	<0,08	0,20	0,68	0,24	1	0,28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	47,99	46,01	40,80	10,13	<0,07	0,39	0,12	0,10	0,14	2,21	0,62	—
Сумма	100,13	99,95	99,98	100,33	100,79	99,82	86,19	86,06	85,93	87,16	87,57	100,22	100,19	86,14
f	2,90	6,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg/Mg+Fe	—	—	—	—	—	—	98,26	98,23	97,96	93,88	93,11	—	—	95,19

Примечание: 1, 2 — оливины из дунитов; 3, 4 — хромшпиннелид из дунита (соответственно центр и край зонального зерна); 5 — железистый хромшпиннелид из дунита; 6 — хроммагнетит по хромшпиннелиду из дунита; 7 — игольчатый антиторт из дунита; 8 — пластинчатый антиторт из серпентинизированного дунита; 9 — микрочешуйчатый антиторт из серпентинита; 10 — крупнопластинчатый антиторт из серпентинита, пойкилчески включенный в криптокристаллическую основную массу антиторта; 11 — криптокристаллический антиторт из серпентинита; 12 — идиоморфный магнетит из дунита; 13 — магнетит сплошных прожилков из антитортного серпентинита; 14 — ливардит из серпентинизированного дунита; анализы выполнены на микроанализаторе MAP-2 (аналитики Г.В.Богданов, К.Н.Егоров, ИЭК СО РАН).



ставу и сопоставимы со шпинелидами из слабо серпентинизированных дунитов. Периферийные же зоны представлены хромистым магнетитом (см. табл. 2). В редких случаях хромшпинелиды характеризуются сложной зональностью типа хромшпинель→железистая хромшпинель→хромистый магнетит. Близкое зональное строение в хромшпинелидах из метаморфизованных гипербазитов было описано ранее [1]. Железистая хромшпинель, слагающая промежуточную зону зерен, встречается в виде самостоятельной фазы в дунитах и частично серпентинизированных дунитах Ехешигнинского массива. По сравнению с неизменной хромшпинелью в ней значительно возрастает содержание FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO и отчетливо уменьшается Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO. В данном случае наличие феррихромита в гипербазитах указывает на преобразование пород в температурных условиях амфиболитовой фации, возникающих локально вблизи интрузий кислого или основного состава. Наиболее же распространенный тип преобразований хромшпинелидов — частичное или полное замещение (без промежуточных зон) шпинелидов магнетитом с невысокой концентрацией хрома (см. табл. 2).

Ряд особенностей установлен и для продуктов преобразования гипербазитов. Процесс серпентинизации в дунитах начинается с появления среди оливинов рассеянных пластинчатых и игольчатых кристаллов антигорита. По мере увеличения количества антигорита в породе происходит укрупнение отдельных пластинок (до 0,5—1 мм), образующих при скоплении сноповидную или спутанно-пластинчатую микроструктуру. Беспорядочно ориентированные пластинки антигорита, прорастающие зерна оливина характеризуются низкой железистостью (f 2,24—4,52%) и незначительной примесью Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,02—0,57%), NiO (менее 0,08%). В антигорите встречаются мелкие включения клиновидных зерен магнетита. Однако чаще кристаллики магнетита образуют дискретные цепочечные прожилки, фиксирующие границы пластинок. Магнетит отличается небольшими содержаниями оксидов магния (0,72—1,53%), марганца (0,37—0,45%), никеля (0,24—0,26%) и варьирующей примесью хрома (0,07—3,36%) (см. табл. 2). Антигорит наиболее серпентинизированных пород образует крупнопластинчатые, брусчатые агрегаты с большим содержанием магнетита. Последний формирует неправильные обособления в интерстициях скоплений антигоритовых чешуек. По составу этот магнетит практически не отличается от вторичного магнетита из дунитов. В антигорите из серпентинизированных дунитов происходит повышение концентраций Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. При полном развитии процесса серпентинизации в наиболее проницаемых зонах, приуроченных к контактам гипербазитов с вмещающими породами и базитами, возникают практически мономинеральные антигоритовые серпентиниты с разнообразными микроструктурами. Среди них часто наблюдаются серпентиниты с тонкочешуйчатым, радиально-лучистым либо криптокристаллическим строением. Микрочешуйки антигорита обогащены Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,1—2,01%), никелем (0,08—0,38%) и обеднены хромом. В отдельных участках перекристаллизации тонкодисперсной массы серпентинитов образуются небольшие скопления крупных пластинок антигорита. Состав бесструктурной антигоритовой массы, пойкилитически включающей удлиненные кристаллы антигорита, отличается от них аномально высокими концентрациями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, NiO. По составу и содержанию примесей антигоритовая основная масса породы сходна с железистыми антигоритами с высокой концентрацией глинозема (до 5% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) из прожилков Сарановского хромитоносного массива [3]. Магнетит в антигоритовых серпентинитах наблюдается в виде единичных крупных зерен, неправильных обособлений, прожилков и характеризуется высокими содержаниями NiO и MnO. Магнетитовые каймы вокруг

редких реликтов хромшпинелидов из серпентинитов в сравнении с аналогичными реакционными образованиями из дунитов и серпентинизированных дунитов имеют пониженные концентрации Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и высокие MnO, NiO (см. табл. 2).

Статистическое исследование содержаний оксидов элементов в антигоритах из гипербазитов (86 анализов) позволило установить значимую прямую корреляцию FeO с Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $r_{\alpha}$  0,78 при уровне вероятности 99%), FeO с NiO ( $r_{\alpha}$  0,81) и обратную FeO с SiO<sub>2</sub> ( $r_{\alpha}$  0,83) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с SiO<sub>2</sub> ( $r_{\alpha}$  0,87). Выявленные особенности распределения элементов в антигоритах могут отражать изоморфное замещение в тетраэдрических позициях кремния как алюминием, так и железом (в виде Fe<sup>3+</sup>) [15]. Корреляционные зависимости указывают на то, что в процессе возрастания степени серпентинизации гипербазитов от дунитов до антигоритовых серпентинитов происходит кристаллизация более железистых антигоритов с высокими концентрациями алюминия и никеля.

Термовесовой анализ антигоритов из гипербазитов, в разной степени затронутых процессом серпентинизации, определяет эндотермический пик при 765—780°C, что полностью соответствует термическим свойствам антигоритов из других ультрабазитов [3].

Процесс антигоритизации гипербазитов сменяется регрессивной стадией развития петельчатого лизардита. Лизардит замещает только оливин по тонкой сети трещин с образованием типичной метельчатой структуры. Замещение оливина не сопровождается выпадением магнетита, поэтому оливин и лизардит имеют близкую железистость (см. табл. 2). Более того, существует прямая корреляция по составу и содержанию никеля между реликтами оливина и псевдоморфно замещающим его петлевидным лизардитом. Дефицит кремния в составе петельчатого лизардита компенсируется, по-видимому, железом, представленным в основном в трехвалентной форме. Лизардит характеризуется высокой основностью (около 1,781), что представляет собой важную кристаллохимическую особенность раннего петельчатого серпентина ( $\alpha$ -лизардита). Для изученного лизардита четко фиксируется эндотермический эффект в пределах 660—700°C, аналогичный температурным максимумам  $\alpha$ -лизардита [3]. Следует отметить, что в лизардитсодержащих гипербазитах обнаруживается отчетливый эндотермический пик с максимумом 410°C, указывающий на присутствие в породе брусита. Наблюдаемый под микроскопом брусит, размером 0,01—0,2 мм, развивается преимущественно по границе реликтов оливина и лизардита, расположен внутри лизардитовых петель в виде крупных пластинок, а также непосредственно выполняет тонкую сеть прожилков в оливине. Регрессивная стадия лизардитизации в гипербазитах массива проявлена только в частично серпентинизированных дунитах и совершенно не характерна для антигоритовых серпентинитов.

Наиболее поздний процесс преобразования гипербазитов — формирование по зонам разрывных нарушений тальк-карбонатных пород. Судя по особенностям их химизма и содержанию элементов-примесей (см. табл. 1), оталькование и карбонатизация развивались только по ультраосновным породам и не распространялись за пределы массива.

Таким образом, по особенностям локализации, геологическому строению и вещественному составу пород Ехешигнинский массив — типичный представитель базит-гипербазитовых интрузий офиолитовых комплексов. Формирование всей гаммы пород массива проходило на месте его современного залегания и коррелируется с эволюцией эндогенных режимов для района в целом. Детальное изучение вещественного состава ультраосновных пород дает дополнительную информацию в этом направлении. Так,



по мнению многих исследователей [3, 4, 9, 11], альпинотипные гипербазиты складчатых областей при внедрении в земную кору были уже интенсивно преобразованы фреатической низкотемпературной серпентинизацией. В дальнейшем тектонические процессы, контактовый и региональный метаморфизм в районах их локализации формировали серии вторичных пород. Это справедливо для многих регионов, где происходит преобразование океанской коры в континентальную. Однако, согласно проведенной Н.Л.Добрецовым [5] типизации офиолитов, их формирование возможно и при внутриконтинентальном рифтогенезе, в обстановке которого сформировались офиолиты Бельско-Дугдинского пояса [14]. Становление Ехештинского массива проходило в пределах долгоживущей мобильной зоны с дополнительным влиянием на преобразование ультраосновных пород повышенного теплового потока и полигенной флюидно-магматической деятельности по Главному Саянскому разлому. В связи с этим процессы массовой серпентинизации имеют свою специфику, в частности, в антигоровом составе серпентина начальных стадий и появлению в ряде случаев вторичного высокомагнезиального оливина. Формирование последнего, по-видимому, связано с локальным повышением температуры в ходе серпентинизации выше предела устойчивости антигорита. Возможно, высокомагнезиальные оливины образованы при воздействии на антигоровые серпентиниты гранитных интрузий и эта связь затухает вторичными процессами, в частности оталькованием и карбонизацией. В слабо измененных дунитах характер взаимоотношений оливина с редкими пластинками и иголочками антигорита не всегда однозначен, и уже в частично серпентинизированных дунитах достаточно уверенно фиксируется процесс замещения оливина антигоритом. При антигоровизации гипербазитов высвобождается значительное количество железа, связываемого в магнетите. Кроме образования магнетита за счет гидратации и распада магнезиально-железистых силикатов происходит кристаллизация магнетита и хроммагнетита в процессе замещения хромшпинелидов. На ранних стадиях антигоровизации гипербазитов отмечено перераспределение хрома в антигориты и магнетит реакционных кайм. Никель концентрируется главным образом в новообразованном магнетите, а алюминий накапливается в антигорите. От слабо серпентинизированных дунитов к антигоровым серпентинитам наблюдается заметное повышение уровня содержания  $\text{NiO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в антигоритах. В этом же направлении происходит резкое повышение содержания марганца и никеля в крупных зернах и жильных скоплениях магнетита. Лизардитизация проявилась незначительно на заключительной стадии массовой серпентинизации по оливину оливин-антигоровых пород. Для этого процесса характерен вынос магния и перераспределение железа и

никеля в структуру серпентина. Накопление магния во флюидах обусловило кристаллизацию брусита на заключительной стадии. Последующие преобразования серпентинитов (перекристаллизация, оталькование, карбонизация), имеющие локальный характер, приурочены к ослабленным зонам и связаны с гидротермально-метасоматической деятельностью гранитных интрузий.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-64499).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Банников О.Л., Королук В.Н., Павлов А.Л. Вторичные магнетиты в серпентинитах Чукотки и Камчатки // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск, 1980. С. 74–98.
2. Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (Проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). — Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН, 1996.
3. Варлаков А.С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. — Свердловск: Изд. УНЦ АН СССР, 1986.
4. Велинский В.В., Банников О.Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. — Новосибирск: Наука, 1979.
5. Добрецов Н.Л. Петрологические модели: паратексис и генезис офиолитов // Петрология и минералогия земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1981. С. 109–124.
6. Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляр Е.В. Офиолиты и олигостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, 1985. С. 34–57.
7. Кожевников О.А., Захаров А.А., Кухринкова Н.В. Литий-фтористые граниты в Восточном Саяне // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220. № 4. С. 945–948.
8. Кожевников О.А., Глебов Н.П., Герасимов Н.С. и др. Абсолютный возраст гранитов Сорокских гольцов (Восточная Сибирь) // Геологическая интерпретация данных геохронологии. Иркутск, 1977. С. 59–62.
9. Магматические породы. Т. 5. — М.: Наука, 1988.
10. Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. — М.: Наука, 1966.
11. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадыро-Корякской складчатой системы. — Новосибирск: Наука, 1973.
12. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. — М.: Наука, 1984.
13. Плаксенко А.Н. Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. — Воронеж: ВТУ, 1989.
14. Секерин А.П., Лащенков В.А., Меньшагин Ю.В. О тектоническом положении офиолитов в структурах Южной Сибири // Бюлл. МОИП. Отд.геол. 1991. Т. 66. Вып. 5. С. 23–27.
15. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенков В.А., Секерина Н.В. О выделении нового офиолитового пояса в Восточном Саяне // Бюлл. МОИП. Отд.геол. 1998. Т. 73. Вып. 1. С. 12–16.
16. Юркова Р.М., Дриц В.А., Слонимская М.В. и др. Типы серпентинитов и стадийность процессов серпентинизации ультрабазитов офиолитовых комплексов Сахалина и Корякского хребта // Минеральные преобразования горных пород океанической коры. М., 1984. С. 102–119.



## Опыт применения люминесценции при изучении отложений ледникового генетического ряда

А.М.ПОДОЛЬСКИЙ, В.В.МОРОШКИН (ВИМС)

На территории России в плейстоцене возникли сложные по составу отложения ледникового генетического ряда [3, 14]. Сформировался комплекс традиционных методов их изучения [2, 5, 10]. До настоящего времени из различных видов люминесцентного метода анализа для изучения отложений ледникового генетического ряда использован лишь термолюминесцентный [5]. Фотолюминесценция минералов, пород и руд уже многие годы широко применяется при поисках, разведке и оценке месторождений полезных ископаемых, металлогенических исследованиях и в других областях прикладной минералогии [1, 6].

В статье освещен первый опыт применения рентгено- и фотолюминесценции\* при комплексном изучении отложений неоплейстоценового покровного оледенения на примере двух холмисто-грядовых систем к югу и юго-западу от оз.Баклановское на территории национального парка «Смоленское Поозерье».

Люминесцентный анализ проведен нами в двух вариантах: макроскопическом — применен источник ОИ-18М с ртутно-кварцевой лампой ДРК-120 и светофильтром УФС-2, и микроскопическом — использована установка на базе комплекса «Гармоника» с освещением азотным лазером ЛГ-505. Кроме того, измерены спектры рентгено- и лазеролюминесценции некоторых минералов. Геологический материал собран А.М.Подольским летом 1999 г.

Холмисто-грядовая система, расположенная к юго-западу от оз.Баклановское, в статье условно названа Малая. Она вскрыта песчаными карьерами, искажившими ее конфигурацию. Холмисто-грядовая система, расположенная к югу от оз.Баклановское, условно названа Большая. Обе системы имеют субширотное простирание.

Большая — со сложным строением, имеет основное поднятие в виде почти непрерывной гряды с северной стороны с коленообразным изгибом и постепенным распадением единой вершинной поверхности на многочисленные изолированные холмы по мере перехода к югу. В том же направлении под уклоном ориентирована общая поверхность выравнивания (тренд высших точек вершинных поверхностей) Большой системы. Длина основного холмисто-грядового поднятия Большой системы — примерно 2250 м, ширина от 45 до 600 м. Максимальное превышение над уровнем соседних заболоченных низин 35 м. Склоны с северной стороны чаще крутые с наклоном до 40°. Длина Малой холмисто-грядовой системы около 2400 м, ширина от 160 до 300 м. Максимальное превышение над уровнем соседних заболоченных низин около 18 м. Склоны — пологие.

Из предшествующих исследований (по А.С.Кочергину, 1999) известно, что отложения, составляющие указанные выше холмисто-грядовые системы, отнесены к флювиогляциальному генетическому типу. Краевые морены Валдайского ледника ранее фиксировались только к северу от оз.Баклановское. Нами впервые обнаружены моренные отложения на южном берегу этого озера. Они входят в состав удлиненного холма субширотного простирания, который включен в Большую холмисто-грядовую систему. Длина холма до подножья примерно 250 м, ширина 90 м, высота 15 м. Северный склон имеет наклон около 32°, южный до 25°.

Результаты гранулометрических исследований систематизированы в табл. 1, 2. Различия отложений, а, следовательно, и геодинамического режима формирования Малой и Большой холмисто-грядовых систем видны при рассмотрении данных этих таблиц. В частности, хорошо отсортированные отложения чаще устанавливаются в Малой системе (например, с массой песчаных зерен более 90%). Разнообразие отложений с преобладанием сложных смесей характеризует Большую систему, в состав которой включен и останец с мелковалунной мореной (см. табл. 2). Однако обнаружены и черты гранулометрического сходства, например, суглинков с алевроитовыми частицами, гравием и галькой.

Применение традиционных минералогических методик исследований привело к обнаружению сквозных (кварц, полевые шпаты, биотит и за редким исключением магнетит) и спорадических минералов (мусковит, лимонит, гематит — с весьма высокой миграционной прочностью\*\*; альмандин — с высокой; амфиболы, пироксены — с умеренной; гипс, доломит, кальцит\*\*\* — с низкой миграционной прочностью).

Важную дополнительную информацию мы получили с применением люминесцентных методов анализа минералов и пород. Данные люминесцентных исследований систематизированы в табл. 3. Ниже приведено их обсуждение.

*Полевые шпаты* (ПШ): калиевые (КПШ) и кислые плагиоклазы (Р<sub>1</sub>). В изученных отложениях ПШ по фотолюминесценции (ФЛ) разделены нами на две группы: с фиолетово-синей ФЛ центров Eu<sup>2+</sup>; вторая — без ФЛ. В первой группе ПШ по яркости ФЛ разделены на три типа: 1 — с «сильным», 2 — со «средним», 3 — со «слабым» свечением. Соотношение интенсивностей свечения между типами ПШ и с эталоном выражено пропорцией [6]: 1 эталон:1 сильный:1 средний:1 слабый=75:8:2,5:1.

За стандарт (эталон) интенсивности свечения взят синий люминофор Р-420. Свечение ПШ отражает содержание Eu<sup>2+</sup> в пределах всей первой группы порядка 10—4% (8,9). В обеих Баклановских холмисто-грядовых системах присутствуют ПШ первой и второй групп по ФЛ, но распределение их, особенно с учетом трех разных типов, далеко не одинаково (см. табл. 3), что будет обсуждено ниже.

*Карбонаты* присутствуют в изученных отложениях как в составе осадочных горных пород (мергелей, известняков, доломитов), так и в виде обломков эндогенных кальцита. Известняки, окаменелые остатки фауны и, в меньшей степени, доломиты обладают палевым, реже лимонно-желтым свечением, обусловленным неструктурными примесями органических и неорганических веществ [1]. Эндогенный кальцит с оранжево-красной ФЛ центров Mn<sup>2+</sup> встречен редко и распространен, на первый взгляд, закономерно. Неравномерность распределения в изученных отложениях осадочных карбонатных пород и кальцита будет также обсуждена ниже.

*Акцессорные минералы* (менее 0,1%), обладающие ФЛ (см. табл. 3) рассмотрены в порядке убывания миграционной прочности. В исследованных отложениях обнаружены следующие акцессорные минералы: рубин с красной ФЛ

\* Далее люминесценция

\*\* По А.А.Кухаренко и В.П.Батурину (1946).

\*\*\*В каждой группе порядок перечисления минералов: от более высокой к низкой миграционной прочности.



1. Гранулометрический состав флювиогляциальных отложений Малой холмисто-рядовой системы, %

Обломки	Размер, мм	Нижняя толща		Верхняя толща											
		Песок 6—5*	Гравийно-песчаная смесь 5—5	Песчано-гравийно-галечная смесь** 4—5	Гравийно-песчаная смесь 3/2—5	Песчано-гравийная смесь с галькой 1—5	Суглинок с гравием и галькой 3'—3	Песок с алевроитом и гравием 2'—3	Песок с алевроитом 1'—3	Песчано-гравийно-галечная смесь** боковые зоны 3					
											2	1	2	2	1
Валуны	250—100	—	—	Есть	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Есть
Галька	100—10	—	—	64,62—69,69	—	4,44	2,15—1,93	—	—	—	—	—	—	—	41,92—66,75
Гравий	10—1	3,34—5,06	33,3	16,88—27,23	11,87—29,54	57,4	3,86—4,8	3,07—14,12	0,73—1,15	9,52—27,3					
Песчаные зерна крупные	1—0,5	40,54—57,76	34,93	5,45—5,88	29,8—31,66	17,11	2,71—2,89	18,67—43,95	18,74—16,98	6,27—26,75					
	0,5—0,25	35,56—46,47	28,17	2,36—4,68	26,6—34,3	11,93	3,88—3,59	31,95—46,49	26,35—36,32	1,7—14,4					
	0,25—0,1	3—5,76	3,14	0,3—2,59	11,68—23,23	8,12	14,93—4,53	8,23—20,4	51,1—25,61	3,8—4,36					
Сумма	1—0,1	94—96,48	66,24	8,51—13,15	69,94—87,33	37,16	21,53—11,01	84,13—93,77	96,19—78,91	16,92—44,99					
Частицы алевроитовые	0,1—0,001	0,39—2,38	0,46	0,24—0,28	0,52—0,8	0,8	22,85—25,12	1,75—11,87	3,05—18,72	0,38—4,22					
	Менее 0,01	—	—	—	—	0,25	49,61—57,14	0—0,84	0,03—1,22	0—1,74					
Число проб		2	1	2	2	1	2	3	2	2	3	2	2	3	

\* Первая цифра — номер слоя, вторая — номер точки наблюдения.

\*\*С разрозненными группами валунов.

центров  $\text{Cr}^{3+}$ , циркон I с желтой ФЛ, циркон II с зеленой ФЛ центров  $[\text{UO}_2]^{2+}$  (уранильная группа), апатит I с ФЛ желто-розовых тонов центров  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Dy}^{3+}$ , апатит II с фиолетово-синей ФЛ центров  $\text{Ce}^{3+}$  и  $\text{Eu}^{2+}$ . При этом в апатитах  $\text{II TR}_{\text{Ce}} \gg \text{TR}_{\text{Y}}$ .

Совместное рассмотрение минералов с ФЛ, указанных выше, показывает, что намечаются некоторые закономерности распределения их в пространстве как при смене пород по вертикали, так и по латерали.

Если в единую — первую совокупность ПШ включить полевые шпаты 1 и 2 типов первой группы с сильным и средним свечением, а во вторую — без свечения объединить с ПШ третьего типа — со слабым свечением, то вырисовываются достаточно четкие закономерности распределения этих двух совокупностей ПШ. За редким исключением там, где присутствуют ПШ первой совокупности (по ФЛ), обнаруживаются осадочные карбонатные породы и эндогенный кальцит. В тех пробах (и даже группах слоев), где преобладают ПШ второй совокупности (по ФЛ) — без свечения или со слабым ФЛ свечением, осадочные карбонатные породы и эндогенный кальцит, как правило, отсутствуют. С учетом указанной выше корреляции два последовательно отлагавшихся нижних слоя (6—5) в 5-й точке наблюдения Малой системы (см. табл. 1, 3) объединены нами в самостоятельную нижнюю толщу, а остальные, вышележащие слои (4—1 в том же разрезе) — слагают верхнюю толщу. Без люминесцентных исследований это разделение на толщи провести невозможно. Разделение на указанные две толщи позволяет заметить, что Малая система сложена преимущественно отложениями верхней, а Большая (вне зависимости от генотипов) — нижней толщи. Исключения из такого правила редки, но есть. Они относятся к крупным обломкам (от валунов до крупного, реже среднего гравия). Характерно также, что циркон II с зеленой ФЛ центров  $[\text{UO}_2]^{2+}$  преимущественно тяготеет к отложениям нижней толщи (10:3)\*.

Для выяснения природы выявленных закономерностей были изучены глыбы, валуны и галька не только из проб, но и развалов на дне и вблизи карьеров Малой системы. При этом комплексовался традиционный петрографический метод с новым фотолюминесцентным. Установлено, что среди крупных обломков преобладают сиалические породы группы гранитовых формаций, включая мигматит-плагиигранитовую, мигматит-гранитовую (по Г.М.Беляеву и др.), а также гранитовую по Е.К.Станкевичу [4]. Кроме того, нередко в валунах и гальке встречаются различные гнейсы и кристаллические сланцы. Остальные породы присутствуют в подчиненном количестве.

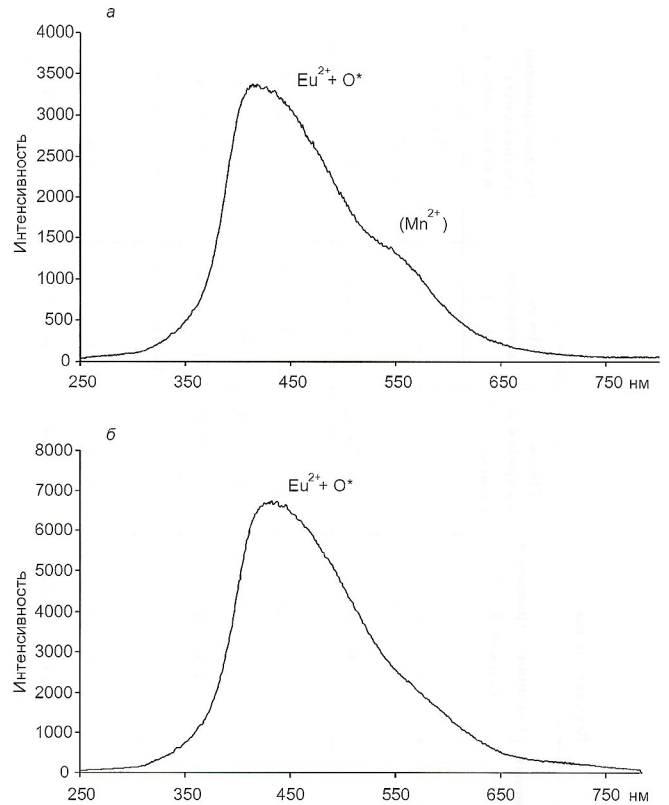
Породы валунов и гальки с ПШ, обладающими сильным и средним свечением центров  $\text{Eu}^{2+}$ , составляют в отложениях изученных холмисто-рядовых систем ряд от слюдоносных мусковитовых пегматитов через мигматиты и двухслюдяные полевошпатовые гнейсы до плагимикроклиновых гранитов. Подобный зона-

\* Отношение числа проб с цирконом II в нижней толще (первая цифра) к числу проб в верхней (вторая цифра).



2. Гранулометрический состав отложений Большой холмисто-грядовой системы, %

Обломки	Размер, мм	Морена		Ледниково-озерные отложения		Флювиогляциальные отложения			
		Валуник мелкий	Валуночисто-песчаная смесь	Суглинок с элевритовыми частицами	Алеврит	Алевритопесчаная смесь	Песок и гравийно-песчаная смесь	Гравийно- или песчано-галечная смесь	
Валуны	250—100	51,25—52,96	—	—	—	—	—	—	—
Галька	100—10	8,14—20	22,03	2,2—24,44	—	—	—	50,42—59,3	—
Гравий	10—1	4,36—18,07	12,12	1,44—8,2	1	0,55—1,3	1,5—20,66	9,48—24,5	—
Песчаные зерна крупные	1—0,5	5,95—10,91	15,62	2,9—6,84	1,48	4,16—6,58	6,58—29,97	7,75—13,36	—
	0,5—0,25	5,15—8,34	18,28	3,77—17,45	3,05	21,59—25,52	27,17—47,63	4,58—15,73	—
	0,25—0,1	2,12—4,2	14,95	9,72—10,1	5,58	30,84—38,3	16,02—41,33	2,01—5,72	—
Сумма	1—0,1	15,3—21,37	48,86	16,77—23,25	10,11	56,59—70,4	74,99—87,99	14,34—34,81	—
Частицы алевритовые глинистые	0,1—0,001	0,8—1,48	13,82	17,04—24,88	88,89	28,3—42,43	3,3—23,42	0,86—2,61	—
	<0,001	1,54—4,73	3,17	32,47—49,31	—	0,0—0,43	0,0—1,22	1—2,68	—
Число проб		2	1	2	1	2	5	2	



Спектр рентгенолюминесценции кислого плагиоклаза с сильным свечением центров  $\text{Eu}^{2+}$  из фрагмента слюдоносного мусковитового пегматита в валуне со дна Ближнего карьера, Малая Баклановская холмисто-грядовая система на территории национального парка «Смоленское Приозерье» (а) и палингенного плагиомикроклинового гранита в пределах полей промышленных слюдоносных пегматитов Северо-Карельской слюдоносной провинции (Небла-Гора) (б)

льный ряд пород с ПШ, обладающими также сильным и средним свечением центров  $\text{Eu}^{2+}$ , характерен для Северо-Карельской промышленной провинции слюдоносных пегматитов [6—8, 12]. Наиболее полно такой ряд пород проявлен в валунах, гальке и глыбе Малой системы. Для сравнения были сняты спектры ФЛ и РЛ кислых плагиоклазов из фрагмента пегматитов в валуне (рисунок, а) и из плагиомикроклиновых гранитов в пределах одного из месторождений мусковитовых пегматитов Северо-Карельской провинции (см. рисунок, б). Как видно, сравниваемые спектры РЛ кислых плагиоклазов с сильным свечением центров  $\text{Eu}^{2+}$  совпадают почти идеально.

Таким образом, можно с большой долей вероятности утверждать, что первоначальной, самой северной, питающей провинцией, по крайней мере, для отложений Малой холмисто-грядовой системы служила Северо-Карельская промышленная провинция слюдоносных пегматитов. Она расположена в Лоухском районе Северной Карелии и приурочена к Беломорскому поясу — главной рифтовой зоне протерозойской рифтовой системы Фенноскандинавского щита [11].

Развитие Беломорского пояса началось с рубежа примерно 2,5 млрд. лет и проходило длительное время, в течение которого сформировалась линейная зона длиной более 1000 км и шириной 100—200 км. В геологическом строении пояса принимал участие Беломорский комплекс, в составе которого наиболее важную роль играют различные гнейсы, гнейсограниты, интрузивные гранитоиды и гранулиты разного состава позднеархейского и раннепротерозойского возрастов. Они сформировались частично в лойский, но в основном в карельский тек-



3. Люминесценция минералов и пород в отложениях Малой и Большой Баклановских холмисто-грядовых систем

Минералы и породы	Малая холмисто-грядовая система						Большая холмисто-грядовая система						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Калиевые полевые шпаты (КПШ)	0	1	8	8	0	2,5	8	8	8	1	0	0	1
Кислые плагиоклазы (Р1)	0	1	8	8	8	8	8	1	2,5	1	0	0	0
Карбонатные породы	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	+
Эндогенный кальцит	-	-	+	-	+	-	+	-	-	-	-	-	-
Рубин	+	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-
Циркон I	+	-	+	+	+	-	+	+	-	+	+	-	-
Циркон II	+	-	-	-	-	-	+	+	+	-	+	-	-
Апатит I	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-
Апатит II	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-
Число проб	3	2	3	1	6	1	3	2	1	4	4	5	2

Примечание: флювиогляциальные отложения: 1 — нижняя толща, 2—7 — верхняя, 8 — морена, 9, 10 — ледниково-озерные отложения, 11—13 — сопоставимые с нижней толщей; яркость ФЛ свечения  $\text{Eu}^{2+}$  КПШ и Р1 приведена в цифрах отношения к эталону — I (слабое):2,5 (среднее):8 (сильное):75 (эталон), 0 — без свечения; наличие остальных минералов с ФЛ свечением обозначено знаком плюс (+), отсутствие знаком минус (-).

тономагматический мегацикл (2,5—1,95 млрд.лет). Большинство петрографических разностей пород этого комплекса (за исключением гранулитов) подобны тем, которые преобладают в валунах, гальке, гравии обеих изученных холмисто-грядовых систем и могут быть отнесены к категории руководящих.

Из работ [11, 13] известно, что плагиомикроклиновые граниты и слюдоносные мусковитовые пегматиты Северной Карелии возникли в процессе активизации пород Беломорского комплекса на позднем этапе (1,85±0,5—1,65 млрд.лет) Свекофеннского тектономагматического мегацикла (1,95—1,65 млрд.лет). Они входят в состав поздне-постороженного магматического комплекса плагиомикроклиновых гранитов (около 1850 млн.лет) и слюдоносных пегматитов (1700—1850 млн.лет), породы которого тяготеют к осевой части Беломорской рифтовой зоны.

Полученный нами геолого-минералогический материал с учетом сведений о Беломорской зоне определенно свидетельствует о том, что для отложений обеих Баклановских холмисто-грядовых систем общей начальной питающей провинцией служила Беломорская зона. В ее пределах частной, более локальной, начальной питающей провинцией преимущественно для Малой холмисто-грядовой системы (верхней ее толщи) была Северо-Карельская промышленная провинция слюдоносных мусковитовых пегматитов, тяготеющая к приосевым частям Беломорской рифтовой зоны в пределах Фенноскандинавского щита.

Более южные (по отношению к Фенноскандинавскому щиту) питающие провинции, условно названные нами промежуточными, вероятно, служили источниками большей части осадочных карбонатных пород в обломках, преимущественно попавших в отложения Малой холмисто-грядовой системы. Собранный нами окаменевшая фауна (преимущественно брахиоподы) по предварительным данным — характерному видовому спектру\* и литологии пород (глауконитсодержащие мергели и красноцветные известняки) позволяет предполагать следующие промежуточные питающие провинции.

Территории современной Прибалтики и Ленинградской области (карбонатные породы среднего ордовика с *Platystrophia* sp.).

Территории современных Новгородской и Псковской областей (карбонатные породы верхнего девона с *Cyrtospirifer schelonicus*, *Anathyris* sp., *Spinatrypa* sp.).

Приведенные в статье сведения и их интерпретация позволяют сделать следующие выводы.

1. Применение в комплексе с традиционными также и новых люминесцентных (рентгено- и фотолюминесцентных) методов исследования отложений ледникового генетического ряда позволяет расширять доказательную базу при решении сложных геолого-минералогических задач.

2. С использованием данных о ФЛ кислых плагиоклазов и микроклина удалось впервые установить, что для краевых отложений Валдайского ледника в пределах современной территории национального парка «Смоленское Приозерье», слагающих Малую (в меньшей мере Большую) холмисто-грядовую систему начальной (самой северной) питающей служила Северо-Карельская провинция слюдоносных мусковитовых пегматитов на Фенноскандинавском щите. Для отложений обеих изученных Баклановских холмисто-грядовых систем начальной питающей провинцией послужила Беломорская рифтовая зона в пределах указанного щита.

\* Определение и интерпретация П.Е.Морозова, 1999.



3. Слоистые отложения изученного района с использованием люминесцентных методов впервые удалось разделить на две толщи. Их пространственная разобщенность, разный вклад в формирование Малой и Большой систем, обусловленный, видимо, заметными различиями в начальных и промежуточных питающих провинциях, позволяют предполагать, что на изученную территорию ледник «приходил» дважды. Оба продвижения, вероятно, проходили в одну и ту же фазу — максимального распространения неоплейстоценового покровного оледенения в России. Она, по-видимому, отвечает едровской стадии Валдайского оледенения.

4. Для окончательного выяснения того, сколько раз (один или несколько) ледник «приходил» на изучаемую территорию нужны дополнительные исследования с помощью комплекса методов, включая люминесцентные, палеонтологические и др.

Для решения этой задачи наиболее информативны, по нашему мнению, неоплейстоценовые флювиогляциальные отложения Малой, а также моренные и ледниково-озерные Большой Баклановских холмисто-грядовых систем.

Благодарим А.А.Рыжову за полезные советы, Л.М.Родионову и А.А.Рогожину за содействие в выполнении исследований.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горобец Б.С., Гафт М.Л., Подольский А.М. Люминесценция минералов и руд. — М.: ИПК Мингео СССР, 1989.
2. Кизевальтер Д.С., Рыжова А.А. Основы четвертичной геологии. — М.: Недра, 1985.

3. Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР. — М.: Изд. МГУ, 1980.
4. Магматические формации СССР. Т. 2 / В.Л.Масайтис, В.Н.Москалева, Н.А.Румянцева и др. — Л.: Недра, 1979.
5. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений / А.К.Агаджанян, Б.А.Борисов, О.А.Брайцева и др. — Л.: Недра, 1987.
6. Морошкин В.В. Люминесцентные методы изучения минералов при поисково-оценочных работах // Минеральное сырье. 1997. № 1.
7. Морошкин В.В., Бушев А.Г., Горобец Б.С. Люминесценция — индикатор плагиоклазов из мусковитовых пегматитов // Минералогический журнал. 1984. № 4.
8. Морошкин В.В., Горобец Б.С., Бушев А.Г. Поисковое и генетическое значение люминесценции микроклина и плагиоклазов из слюдоносных мусковитовых пегматитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 10.
9. Пишграм К. Окраска и люминесценция минералов. — М.: ИЛ, 1959.
10. Руководство по изучению новейших отложений. 2-е изд. / Под ред. П.А.Каплина. — М.: Изд-во МГУ, 1987.
11. Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Докембрийский рифтогенез и современная структура Фенноскандинавского щита // Отечественная геология. 1999. № 5.
12. Соколов Ю.М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. — М.: Наука, 1970.
13. Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. — Л.: Наука, 1989.
14. Стратиграфия СССР. Четвертичная система / Отв. ред. Е.В.Шанцер. Полутом. — М.: Недра, 1982.
15. Хаберландт Х. // Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., 1952.

## Геофизика и глубинное строение

УДК 550.3:551.7

© Е.А.Копилевич, Н.Н.Бакун, А.В.Гончаров, 2002

### Литолого-стратиграфическое обоснование реальности внутрипалеозойских отражающих горизонтов Нюрольской впадины

Е.А.КОПИЛЕВИЧ, Н.Н.БАКУН, А.В.ГОНЧАРОВ (ВНИГНИ)

Палеозойские отложения Нюрольской впадины представляют собой необычайно сложный объект для изучения их сейсмическим методом. Трудности изучения палеозойского комплекса сейсморазведкой МОГТ связаны с наличием многочисленных тектонических нарушений, шероховатости внутрипалеозойских границ раздела; резких отражающих горизонтов (ОГ) в верхней мезозойской части разреза и в связи с этим интерференцией однократно и многократно отраженных волн; регистрацией боковых и дифрагированных волн, значительно усложняющих волновую картину [2, 3, 5, 6].

Многолетние усилия геофизических организаций, работавших в этом регионе, не привели к получению основополагающих сейсмических материалов — временных разрезов МОГТ, — характеризующихся качеством, адекватным сложности сейсмогеологических условий. Весь результат заключался, как правило, в выделении и прослеживании ОГ  $\Phi_2$ , приуроченного к подошве юрских отложений, по которому строилась структурная карта, внутрипалеозойские же ОГ не выделялись и не изучались. На отдельных площадях эпизодически отмечались неявные рифовые сейсмофации, а на Тамбаевской площади была сделана попытка выделения и прослеживания глубинного внутрипалеозойского ОГ [5].

Проведенные во ВНИГНИ исследования по разработке методики обработки и интерпретации сейсморазведочных данных МОГТ для изучения палеозойских отложений имели целью получение принципиально нового качества

сейсмических материалов [3], которые в совокупности с данными уже имеющихся глубоких скважин позволили бы, с одной стороны, составить более точное представление о геологическом строении палеозойских отложений [9, 10], а с другой, — обеспечили бы выделение новых перспективных объектов [11].

Такая методика была разработана и на базе ее внедрения на южных площадях Нюрольской впадины — Калиновой, Северо-Калиновой, Хатчинской, Нижне-Табганской, Арчинской, Урманской, Кулгинской, Еллей-Игайской, Хылькинской, Лосинской, Водораздельной, Тамбаевской. Были выделены и прослежены новые внутрипалеозойские ОГ, сеймостратиграфические комплексы (ССК), сеймофации (рифовые РС и вулканогенные ВС, рифовые шлейфы СРШ), типы разреза, проведена скоростная и спектрально-временная параметризация сеймостратиграфических элементов [3]. Этот набор результативных сейсмических материалов оказался вполне достаточным для разработки новой структурной [9] и литолого-фациальной [10] моделей палеозоя юга Нюрольской впадины и определения новых направлений поисков залежей углеводородов в палеозойском карбонатном комплексе [11].

Принципиальный момент во всей этой работе и новых геолого-геофизических результатах — обоснование реальности новых внутрипалеозойских ОГ. Всего получены пять новых внутрипалеозойских ОГ, снизу вверх:  $\Phi_0$ , Pzk, TC, D,  $\Phi_1$  (рис. 1).



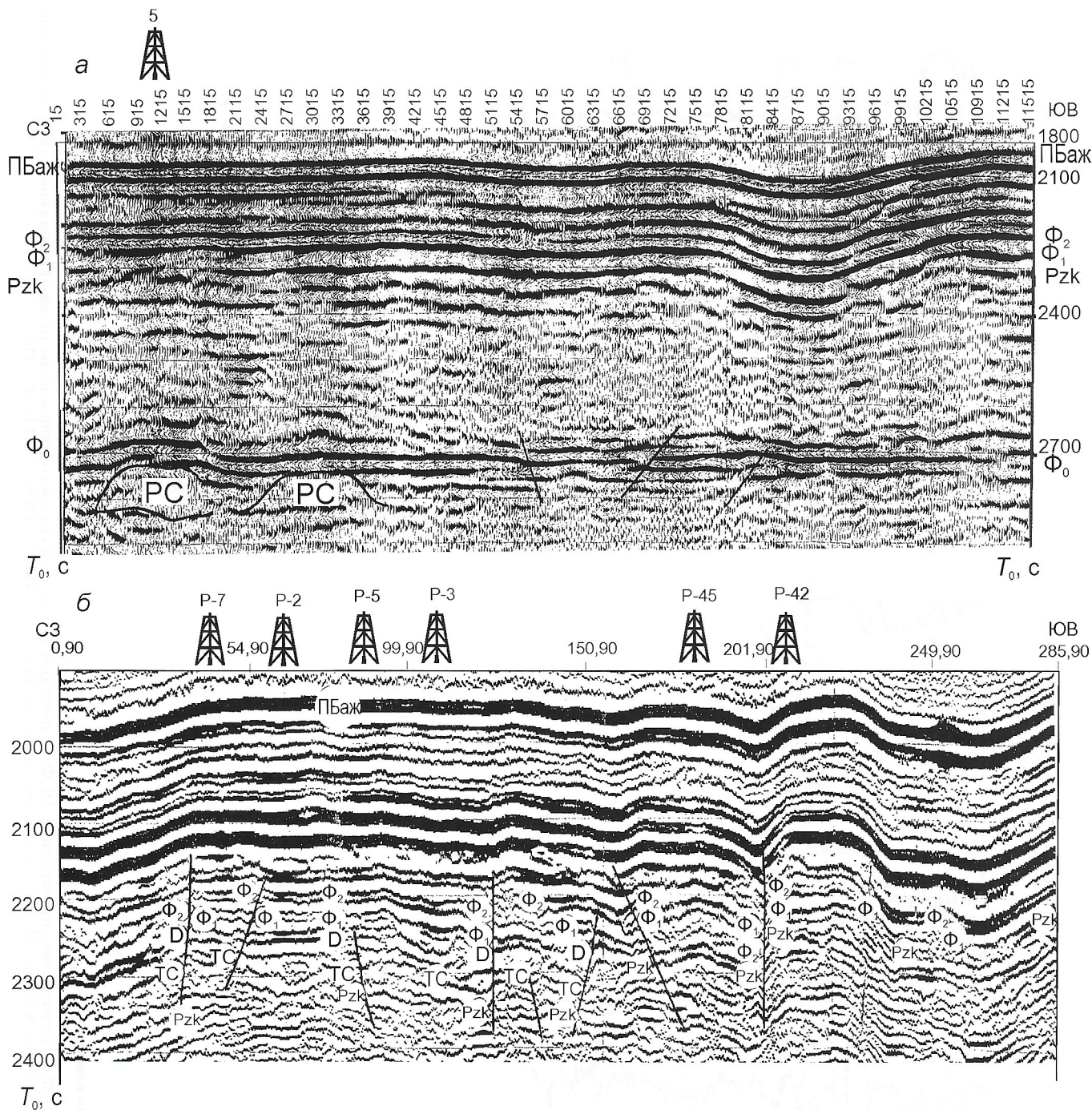


Рис. 1. Временной разрез по профилю 87.6.19, Арчинская площадь (а) и разрез эффективных коэффициентов отражения (ЭКО) по профилю 87.06.15, Урманская площадь (б)

Стратиграфическая привязка палеозойских ОГ выполнена по данным СК 27 скважин за исключением глубинного ОГ  $\Phi_0$ , который увязан с поверхностью лесной толщи нижнего девона по данным имеющихся пяти глубоких параметрических скважин: 13 и 16 Калиновые, 6 Урманская, 2 Еллей-Игайская и 3 Тамбаевская (рис. 2, 3).

Точность стратиграфической привязки ОГ, по данным СК, 5–8 м/с, в т.ч. и ОГ  $\Phi_0$  (см. рис. 3).

Такой же примерно результат получен при использовании данных АК по  $\Delta T$  между ОГ ПБаж,  $\Phi_2$ , приуроченных к подошве баженовских и в целом юрских отложений, и новыми внутрипалеозойскими ОГ  $\Phi_1$ , D, TC, Pzk,  $\Phi_0$ .

Помимо кинематических критериев ( $t_0$ ,  $\Delta t_0$ ) для стратиграфической привязки ОГ использованы динамические признаки при сопоставлении синтетических и экспериментальных трасс. Эта процедура выполнена по всем про-

филям при проведении импульсной деконволюции (ЭКО) с помощью программного комплекса ИНТЕГРАН.

КВК расчетных и экспериментальных данных составил 0,77–0,92 без принудительного сдвига трасс относительно друг друга. При этом временные сдвиги  $\Delta t$  для наилучшего совмещения трасс находятся в тех же пределах 5–8 м/с.

Помимо конкретной привязки ОГ по кинематическим и динамическим параметрам с использованием данных сейсмо- и акустического каротажа для обоснования реальности новых палеозойских ОГ привлечена литолого-стратиграфическая информация в виде разрезов скважин, региональной схемы возрастной последовательности литостратиграфических подразделений [12] и даже результаты анализа палеонтологических материалов [4, 7].

Среди новых палеозойских ОГ принципиально важный, имеющий большое значение в деле познания геологиче-



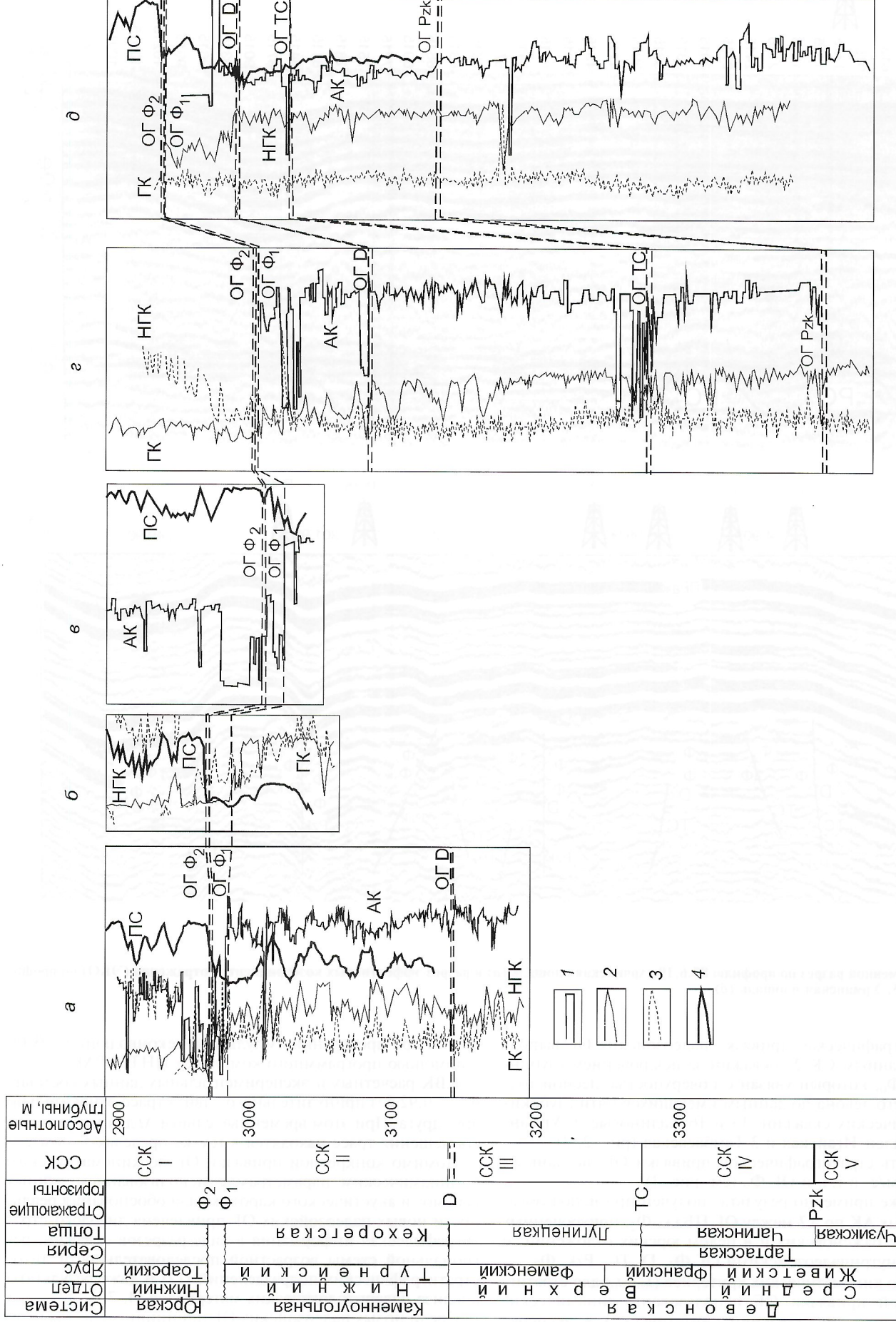


Рис. 2. Схемы привязки и корреляции пластов Урманской площади:

а — скв. 5, б — скв. 2, в — скв. 6, г — скв. 9, д — скв. 6; ОГ Ф<sub>2</sub> — подошва юрских отложений; ОГ Ф<sub>1</sub> — поверхность палеозойских консолидированных отложений (нижний карбон, турнейский ярус); кровля отложений: ОГ D — девонских, ОГ TC — тартасская серия, ОГ Pzk — чузикской толщи, графиты: 1 — АК, 2 — НГК, 3 — ГК, 4 — ПС



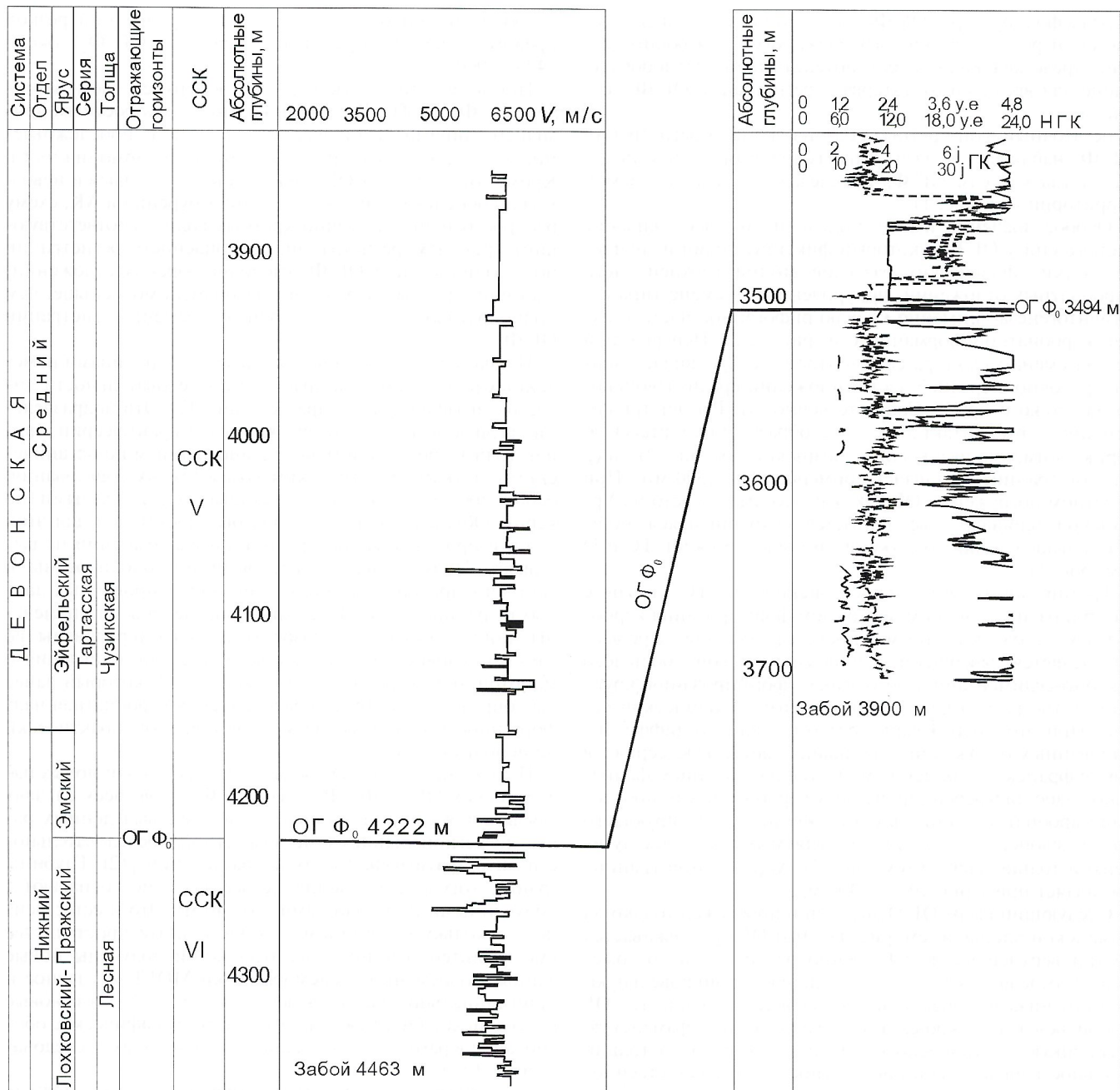


Рис. 3. Схема привязки и корреляции ОГ  $\Phi_0$

ского строения палеозойских отложений Нюрольской впадины — глубинный ОГ  $\Phi_0$ , существование которого обосновано наличием перерыва в осадконакоплении, приуроченного к основанию тартасской серии. Эта поверхность разделяет две карбонатные рифогенные формации: нижнюю — нижнедевонскую и верхнюю — ниже-среднедевонскую (см. рис. 3). Залегаящая на поверхности перерыва трансгрессивная часть разреза включает в своей нижней части пачку глинистых отложений, толщина которой составляет 65—100 м.  $\Delta v_{AK}$  на подошве этой пачки и нижнедевонских карбонатов лесной толщи составляет примерно 1000—1500 м/с.

Ориентировочно ОГ  $\Phi_0$  — граница пражского и эмского ярусов нижнего отдела девона. Соответственно это кровля лесной толщи, возможно, местами связанная с кровлей сохранившейся части постлесной — мирной толщи. Одновременно это подошва тартасской серии и ее нижней чузикской толщи. Картирование ОГ  $\Phi_0$  имеет

особую важность, поскольку мощная глинистая пачка может служить региональной покрывкой для нижнедевонских рифогенных карбонатных отложений.

Особый интерес представляет природа внутрипалеозойских ОГ и, прежде всего, глубинного ОГ  $\Phi_0$ , который является однократным по следующим признакам:

$v_{OG}$  ОГ  $\Phi_0$  по вертикальным и горизонтальным спектрам скоростей находятся в пределах 2,9—3,7 км/с с преобладанием 3,1—3,7 км/с. Средняя скорость до ОГ  $\Phi_0$ , по данным СК скв. Калиновая Р-13, Урманская Р-6, Тамбаевская Р-3 и Еллей-Игайская Р-2, составляет в среднем около 3200 км/с, т.е. по скоростному признаку ОГ  $\Phi_0$  — однократная волна (см. рис. 3);

отражающий горизонт  $\Phi_0$  с высокой точностью ( $\leq 10$  м) приурочен к литолого-стратиграфической границе глинистых и карбонатных отложений, являющейся потенциально жесткой, и это хорошо объясняет динамическую выразительность и прослеживаемость ОГ  $\Phi_0$  (см. рис. 1);



рельеф (структура) ОГ  $\Phi_0$  в большинстве случаев отличается от рельефа резких вышележащих отражающих границ, представляющих собой потенциально кратнообразующие для временного интервала регистрации ОГ  $\Phi_0$  (см. рис. 3);

остаточный фон кратных волн на времени регистрации ОГ  $\Phi_0$  наблюдается на отдельных непротяженных участках, тогда как сам ОГ  $\Phi_0$  прослежен на всей изучаемой территории (см. рис. 1).

Особое значение имеют выделение и прослеживание второго снизу ОГ Pzk, который фиксирует один из наиболее четких физических разделов внутри верхней части карбонатных отложений, приуроченный к смене типа седиментогенеза, а именно кровлю рифогенной части верхней карбонатной формации (см. рис. 1, 2). Перерыв или резкая смена характера седиментогенеза проявилась ориентировочно в средней части отложений среднедевонского живетского яруса. Соответственно ОГ Pzk внутриживетский — это контакт двух толщ, образующих тартасскую серию, а именно чузиковской и чагинской (см. рис. 2).  $\Delta v_{AK}$  на этой границе составляет примерно 900—1300 м/с. При заметном погружении ОГ Pzk, как это имеет место на Урманской площади, увеличивается сохранившаяся мощность вышележащих отложений и появляются ОГ TC и D (см. рис. 1).

Третий новый внутрипалеозойский ОГ TC связан с внутрипозднедевонским перерывом формирования карбонатных отложений. Возможность проявления перерыва определяется завершением в позднем девоне большого тектоно-седиментационного цикла формирования крупного литостратиграфического элемента — тартасской серии. При этом образование резко фашиально дифференцированных отложений, слагающих тартасскую серию, в конце франского времени сменяется накоплением фашиально слабо дифференцированных карбонатных (с прослоями карбонатно-глинистых) отложений регрессирующего позднедевонского бассейна, выделяемых в качестве лугинецкой толщи (свиты) (см. рис. 2).  $\Delta v_{AK}$  на этой границе составляет примерно 1000—1400 м/с.

Следующий вверх ОГ D выделен и прослежен только на Урманской площади (см. рис. 1). Этот ОГ прослеживается внутри верхней части собственно палеозойских отложений и отделяет их каменноугольную (прикровельную) часть от нижележащей мощной девонской толщи, т.е. ОГ D приурочен к ее кровле и разделяет франко-фаменскую лугинецкую и турнейско-визейскую кехорегскую толщи. Реальность физической контрастности этого естественного раздела напластования вытекает из практически общепризнанных представлений о постдевонском перерыве осадконакопления [12]. ОГ D отождествляется с кровлей девонских отложений, где  $\Delta v_{AK}$  составляет около 1000—1200 м/с (см. рис. 2).

Среди новых ОГ выделен верхний (прикровельный) ОГ  $\Phi_1$  (см. рис. 1). Он связан с контрастным контактом — естественным разделом двух физически резко различных образований, четко отличающихся по генезису и времени формирования. Подстилающая толща — бассейновые девонско-раннекаменноугольные карбонаты. Выше ОГ  $\Phi_1$  между ОГ  $\Phi_1$  и ОГ  $\Phi_2$  залегают предмезозойские субаэральные накопления — в основном аллитно-кремнистые (бокситовые) пористые продукты коры выветривания или образования коры выветривания, частично переотложенные (см. рис. 2). Перепад акустических скоростей около 1400—2000 м/с.

Заканчиваются палеозойские ОГ традиционно изучавшимся ранее ОГ  $\Phi_2$  (см. рис. 1), приуроченным к подошве юрского терригенного комплекса отложений, под которым сохраняются предюрские образования в виде коры выветривания, их переотложенных фрагментов, а также терригенные отложения с фрагментами размывавшихся

карбонатных пород (см. рис. 2, 3).  $\Delta v_{AK}$  на этой резкой преломляющей и отражающей границе (ОГ  $\Phi_2$ ) около 1400—2000 м/с.

Новые внутрипалеозойские ОГ в верхней части комплекса —  $\Phi_1$ , D, TC, Pzk — однократны по скоростным признакам, динамической выразительности и прослеживаемости, а также структурной взаимной дисгармоничности. Кроме того, для этих ОГ сложно, а в ряде случаев и невозможно обосновать, исходя из данных бурения и АК, схему распространения частично кратных волн с соответствующим временем регистрации, т.е. опасность регистрации под традиционным ОГ  $\Phi_2$  (подошва юрских отложений) частично кратных отражений несоизмеримо меньше, чем полнократных отраженных волн на времени регистрации ОГ  $\Phi_0$ .

И наконец, все пять ОГ увязываются с границами намеченных ранее в схеме возрастной последовательности литостратиграфических подразделений [12]. Эти подразделения выявлены как геологические тела (в ранге серий, свит или толщ) с более или менее установленным по органическим остаткам геологическим возрастом их образования, особенностями строения и состава, определенными по керну. Объем изученного керна был достаточен для этой цели, и проведенные построения схемы сомнений не вызывают. Полученные данные были интерполированы и экстраполированы для получения ориентировочных данных о границах толщ. Последние определены или намечены лишь в некоторых разрезах и охарактеризованы во многом условно. При этом утвердились представления о монотонности строения комплекса [7, 12], который ранее был определен как трудно расчленяемая карбонатная надформация. Геофизические методы при этом практически не использовались.

Положение в палеозойском разрезе всех пяти новых палеозойских ОГ —  $\Phi_0$ , Pzk, TC, B,  $\Phi_1$  — во всех случаях увязывается с граничными интервалами выделенных ранее по региональной схеме возрастной последовательности литостратиграфических подразделений [12]. Глубины границ этих подразделений не всегда точно совпадают с полученными нами данными (до 240 м). Это и естественно, поскольку в огромном межскважинном пространстве вместо интерполяции и экстраполяции получены новые данные современной сейсморазведки МОГТ. А главное и принципиальное здесь заключается в том, что все новые палеозойские ОГ имеют литолого-стратиграфическое обоснование в рамках, в т.ч. и ранее выполненных исследований [8, 12, 13].

Существует литолого-стратиграфическое доказательство реальности новых палеозойских ОГ «от обратного». Представляется оно следующим образом. Ранее [12] предполагалось существование еще одной потенциальной внутрипалеозойской резкой границы — перерыва, приходящегося на эйфельский век. Однако никакого ОГ в этом интервале нами не выделено и не прослежено. Это отсутствие палеозойского ОГ, который, казалось бы, должен был проявить себя, как и все остальные пять —  $\Phi_0$ , Pzk, TC, D,  $\Phi_1$  — обосновано в работе [7]. Ее авторы приводят данные, противоречащие мнению о существовании такого перерыва. В частности, для наиболее детального палеонтологического изучения разреза параметрической скважины Еллей-Игайская 2, пробуренной в пределах изучаемого района, отмечено: «если приведенные датировки корректны, то места для перерыва, приходящегося на эйфель в скв. Еллей-Игайская 2 не находится» [7, с.32]. Таким образом, новые внутрипалеозойские ОГ находят свое локальное и региональное литолого-стратиграфическое обоснование как в плане присутствия, так и отсутствия.

Кроме того, в этой [7] и других публикациях [4, 12], касающихся в своей основе анализа палеонтологических материалов, сделаны также новые интересные для нас выво-



ды, которые косвенно, но совершенно независимо подтверждают, что при формировании карбонатного комплекса действительно проявлялись внутripалеозойские палеогеографические события, оставшиеся нерасшифрованными авторами публикаций. Вместе с тем, следствия этих событий подчеркивают, что имели место аномально резкие изменения палеоприродных ситуаций, вероятно, связанные с моментами перерывов, к которым приурочены палеозойские ОГ. Как отмечал Д.В.Наливкин, весьма важным указанием на скрытые перерывы служат резкие, значительные изменения в составе фауны. Так, оказалось, что завершение переориентировки ранее существовавших биогеографических связей Нюрольской зоны с северных акваторий (Приполярный Урал, Таймыр) на южные акватории (Салаир, Кузбасс) связано с началом эмского времени [7] — трансгрессией и возобновлением формирования отложений после перерыва — ОГ  $\Phi_0$ . Это должно было отразиться и на органическом мире, в первую очередь на бентосе. Действительно [4], с этим рубежом связано явление смены и уменьшения численности видового и части родового составов табулятоморфных кораллов. Далее, в среднем девоне, не эйфельский (внутриэйфельский) перерыв не подтвердился при исследованиях ВНИГНИ), а живетский век представлял собой наиболее резкий этап региональной перестройки фаунистических сообществ, в частности видового и родового составов тех же табулятоморфных кораллов [4]. Там же указано, что в середине живетского века, по данным Р.Т.Грациановой, имела место также и перестройка видовых сообществ брахиопод. Именно в средней части живетских отложений выявлен перерыв осадконакопления — граница ОГ Pzk.

Помимо приведенных выше аргументов в пользу реальности новых палеозойских ОГ, имеющих конкретный региональный статус, нами выполнена схематическая корреляция внутripалеозойских литофизических границ для области Палеоазиатского океанского бассейна (Уральского палеоокеана), носящая субглобальный характер (рис. 4).

Эта структурно-палеогеографическая провинция палеозойского океанского бассейна и его обрамления выявлена при палинспастических реконструкциях и в настоящее время практически общепринята.

Результаты субглобальной корреляции представлены в виде схемы на рис. 4, где демонстрируется явное совпадение субглобальных границ с некоторыми новыми внутripалеозойскими ОГ. Например, четко выраженное субглобальное развитие имеет наиболее резкий перерыв, проявившийся в изученной части Нюрольской впадины в конце раннего девона, на границе пражского и эмского ярусов (ОГ  $\Phi_0$ ). Он оказывается наиболее близким по времени своего проявления с крупным региональным перерывом, имевшим место на Восточно-Европейской (Русской) платформе. Последний отразился в регрессии и осушении обширных районов платформы [13].

В последующее эмское время как на Русской платформе, так и в Нюрольской впадине при трансгрессии возобновилось осадкообразование. К этому же или несколько более позднему времени приурочено развитие регионального перерыва и на северо-западе Сибирской платформы. Это предмантуровский перерыв [8]. Под его поверхностью, в разведочном горизонте, как и в лесной толще, сохранились рифогенные образования и продукты эксплозивного вулканизма. Меньшей четкостью субглобального отражения отличается внутрививетский перерыв (ОГ Pzk), выявленный в Нюрольской впадине. На Русской платформе в отложениях живетского времени установлено несколько перерывов [13]. На Сибирской платформе [8] юктинский перерыв — несколько более поздний по времени образования, чем перерыв в Нюрольской впадине (см. рис. 4).

Внутрифранский перерыв (ОГ TC), завершающий в Нюрольской впадине формирование тартасской серии

(см. рис. 4) проявлен несколько позже раннефранского каларгонского перерыва, распространявшегося на северо-западе Сибирской платформы [8]. Но он, в свою очередь, как бы предваряет этап позднефранской тектонической активизации Русской платформы, завершившийся предфаменским осушением большей ее части [13].

Позднефаменский—раннетурнейский перерыв характеризуется ярко выраженным субглобальным развитием. Это свидетельствует о том, что в девонско-раннекаменноугольное время в пределах Нюрольской впадины проявлялись те же регрессивно-трансгрессивные события, которые развивались на обширных пространствах двух крупнейших континентальных блоков — Восточно-Европейского (Русского) и Сибирского. Палинспастические реконструкции показывают большую вероятность того, что Нюрольская карбонатная платформа могла находиться в это время в промежутке между ними, т.е. совпадение по времени для этих перерывов неслучайно. Следовательно, и проявление перерывов в возрастной последовательности литостратиграфических подразделений палеозоя Нюрольской впадины представляет собой реальность. Важно отметить, что мы не смешиваем понятия «регрессия», «трансгрессия» и «понижение—подъем» уровня гидросферы. Дело в том, что проявления глобальных циклов относительного изменения уровня гидросферы детально изучены [1]. Установлено, что они интенсивно проявлялись в до- и постдевонское время, но не проявлялись в девоне. Таким образом, установленные внутридевонские перерывы — палеорегиональные, связанные с тектоническими движениями.

Суммируя вышеприведенные данные, можно отметить, что перерывы, выявленные в карбонатном комплексе Нюрольской впадины, обнаруживают однозначную связь с наиболее крупными регрессивно-трансгрессивными событиями, при которых имели место перерывы осадконакопления, детально изученные в пределах Восточно-Европейской (Русской) и Сибирской платформ. Отсутствие случаев резких несовпадений по временной приуроченности перерывов показывает, что Нюрольская зона, по крайней мере, до конца девонского времени находилась в составе того палеогеографического пространства, для которого проявлялась общая последовательность наиболее выразительных палеогеографических событий. В формировании карбонатного комплекса, как это теперь может считаться установленным, отражалась именно эта последовательность событий. Таким образом, система выявленных внутripалеозойских перерывов и связанных с ними ОГ, включающая ОГ  $\Phi_0$ , ОГ Pzk, ОГ TC, ОГ D не случайна и представляет собой объективную геолого-геофизическую реальность.

Иными особенностями отличается кровельная граница палеозойских карбонатных пород, сохранивших достигнутую консолидированность (см. рис. 4). Это тоже поверхность значительного перерыва, к которой приурочен резкий, ранее не фиксирувавшийся ОГ  $\Phi_1$ . Перерыв связан в основном с прекращением карбонатонакопления в Нюрольской области, которое было прервано, по-видимому, при ее осушении в конце раннекаменноугольного времени. Но на Русской и частично на Сибирской платформе карбонатонакопление продолжалось. В связи с этим, перерыв и приуроченный к нему ОГ  $\Phi_1$  могут рассматриваться как собственно внутринюрольские, характеризующиеся зональным масштабом. Их морфология концентрированно отражает воздействие эрозионных и прочих деструктивных (карст, выветривание) процессов. Результат этого в соответствии со сформированными морфоструктурными особенностями глубинных ОГ — современное совмещение на отдельных участках ОГ  $\Phi_1$  и ОГ Pzk, ОГ TC и ОГ D. Выше лежащий традиционный ОГ  $\Phi_2$  фиксирует уже подошву раннеюрского аккумулятивного терригенного комплекса, частично совпадающую с ОГ  $\Phi_1$ , но имеющую другую сейсмогеологическую значимость.







## Особенности формирования Лапландского гранулитового пояса: внутрикоровая обдукция и образование коллизионной структуры при отсутствии явлений орогенеза

В.Т.ФИЛАТОВА (Геологический институт КНЦ РАН)

Северо-восточная часть Балтийского щита в течение продолжительного времени представляет собой объект для детальных исследований земной коры и верхней мантии. В связи с высоким уровнем геолого-геофизической изученности его отдельных геоблоков регион служит естественным полигоном для реконструкции условий формирования коры континентального типа. Здесь в пределах Кольского полуострова и смежных территорий Норвегии и Финляндии представлен большой набор раннедокембрийских комплексов, которые сформировались 2,9—1,7 млрд. лет назад, испытали неоднократно воздействие метаморфических и магматических процессов и превратились в уникальную систему тектонических структур, одна из которых — Лапландский гранулитовый пояс — крупная коллизионная структура, сформировавшаяся на стыке Кольского и Беломорского мегаблоков и определяющая один из главных структурных элементов Кольской рифтогенно-коллизионной системы [24]. При этом отмечено, что в пределах изучаемого региона (рис. 1), включающего Беломорский, Кольский и Мурманский составные мегаблоки (террейны), следов проявления в прошлом горообразования не наблюдается. Кроме этого результаты сейсморазведочных исследований указывают на отсутствие под гранулитовым аллохтонном утолщения земной коры [15]. В данной работе сделана попытка с помощью математического моделирования объяснить процесс формирования Лапландского гранулитового пояса и на примере полученной численной модели показать возможность образования крупной коллизионной структуры при отсутствии комплементарных проявлений орогенеза.

**Современные реконструкции геодинамических режимов формирования коры северо-востока Балтийского щита.** Балтийский щит — весьма консервативный структурный элемент, сохраняющий свое строение в течение продолжительного времени, и в силу этого служит естественным полигоном для всестороннего исследования кристаллического комплекса земной коры. Для объяснения процесса формирования палеопротерозойской земной коры северо-востока Балтийского щита предложен ряд альтернативных геодинамических моделей, базирующихся на концепции плейт-тектоники или ее комбинации с принципами внутрикратонного рифтогенеза [5, 19, 20, 23]. При этом проводилась попытка описать региональные процессы, оставаясь в рамках классической тектоники плит. Для предложенных моделей характерны несоответствия с новыми данными о природе и особенностях проявления магматических и метаморфических процессов раннего протерозоя Кольского региона [8, 9, 18], а также и с результатами геохронологических исследований [7].

По данным сейсморазведочных исследований [15] не обнаружены реликты субдукционных и обдукционных зон или фокальных плоскостей, каких-либо глубоко погруженных комплексов. В пределах Кольского региона также не обнаружены индикаторные для океанского типа коры комплексы офиолитов и параллельных даек или их гранитизированных аналогов [10]. Несмотря на интенсивное надвигообразование, нет случаев, когда более древние породы залегают бы на более молодых. В настоящее время подтверждена принадлежность Печенгской структуры к типу рифтогенных внутрикратонных вулканотектонических депрессий [9]. Геолого-петрологические реконструкции и периодизация тектоно-метаморфических процессов [8, 21] позволяют считать, что осадочно-вулканогенный комплекс Лапландского гранулитового пояса образовался

и испытал первый метаморфизм в досумийское время, а 2,45 млрд. лет назад комплекс был прорван интрузиями габбро-анортозитов [6]. В пределах пород подошвы аллохтонных блоков Лапландского гранулитового пояса выявлены более пяти событий высокобарического метаморфизма, совпадающего по времени со стадиями раскрытия осевой зоны палеорифтогенной Печенгско-Варзугской системы [1, 8]. Это свидетельствует о том, что в пределах изучаемой провинции существовала единая геодинамическая система и процессы растяжения и сжатия проходили синхронно.

В настоящее время новый подход к геодинамической интерпретации современных данных предложен в концепции развития «Кольского глубинного коллизиона», выдвинутой Ф.П.Митрофановым [7, 24]. В основу ее положено предположение, что допротерозойский (архейский) геодинамический режим определялся взаимодействием малых и тонких сиалических плит, подстилаемых мигматитовым астеносферным слоем корового уровня; коровая астеносфера была отделена от мантийной реститовым анортозит-гранулитовым слоем нижней коры. В начале протерозоя в наиболее холодных и жестких зонах эпипалеопротерозойского протоконтинента возникли протяженные рифтогенные расколы, способные дренировать мантийные очаги магмогенерации. В более прогретых участках, как, например, под краевыми зонами Беломорского и Кольского мегаблоков, сохранились реликты внутрикоровой астеносферы, что обеспечивало ограниченное перемещение террейнов верхней коры. Таким образом, в палеопротерозое на протяжении 700 млн. лет существовала триада геодинамически сопряженных структурно-формационных зон, определяемая как Кольский коллизион и включающая такие элементы, как: 1) северо-восточная бортовая зона сжатия, пространственно совпадающая с Серварангер-Кольским составным террейном; 2) осевая зона спрединга с асимметричным сдвиго-раздвигом в качестве главной магмовыводящей структуры, представляющая собой Печенгско-Варзугскую палеорифтогенную систему; 3) юго-западная краевая зона скучивания и внутрикоровой обдукции, совпадающая с зоной сочленения (коллизии) Лапландского гранулитового пояса и Беломорского мегаблока.

Выполненные ранее исследования, проводившиеся с учетом концепции развития Кольского коллизиона, позволили описать и количественно охарактеризовать механизм выведения пород к поверхности при коллизии, выявить проявления при поддвиге эффекта возвратных течений в коровой астенолинзе, расположенной в зоне сочленения геоблоков, и получить соотношение параметров геодинамического процесса, определяющее направление массопотоков в пограничных пластичных зонах как по горизонтали, так и по вертикали [12, 13]. Кроме этого были количественно оценены масштабы аномальных гипердавлений, возникающих в пластичных зонах в основании и на стыках поддвигаемых геоблоков (до  $50 \cdot 10^2$  МПа) [12], а проведенное математическое моделирование термодинамических условий в пределах коллизионного шва позволило оценить масштабы влияния термомеханических эффектов на режимы метаморфизма и гранитообразования, возникающие в коллизионный период (дополнительный разогрев коровой астенолинзы 300—400°C) [14].

**Методика исследований.** При моделировании задавалась реологическая модель зоны коллизионного шва, включающая жесткий верхний ярус коры, вязкопластичный слой нижней коры и достаточно жесткую подкоровую



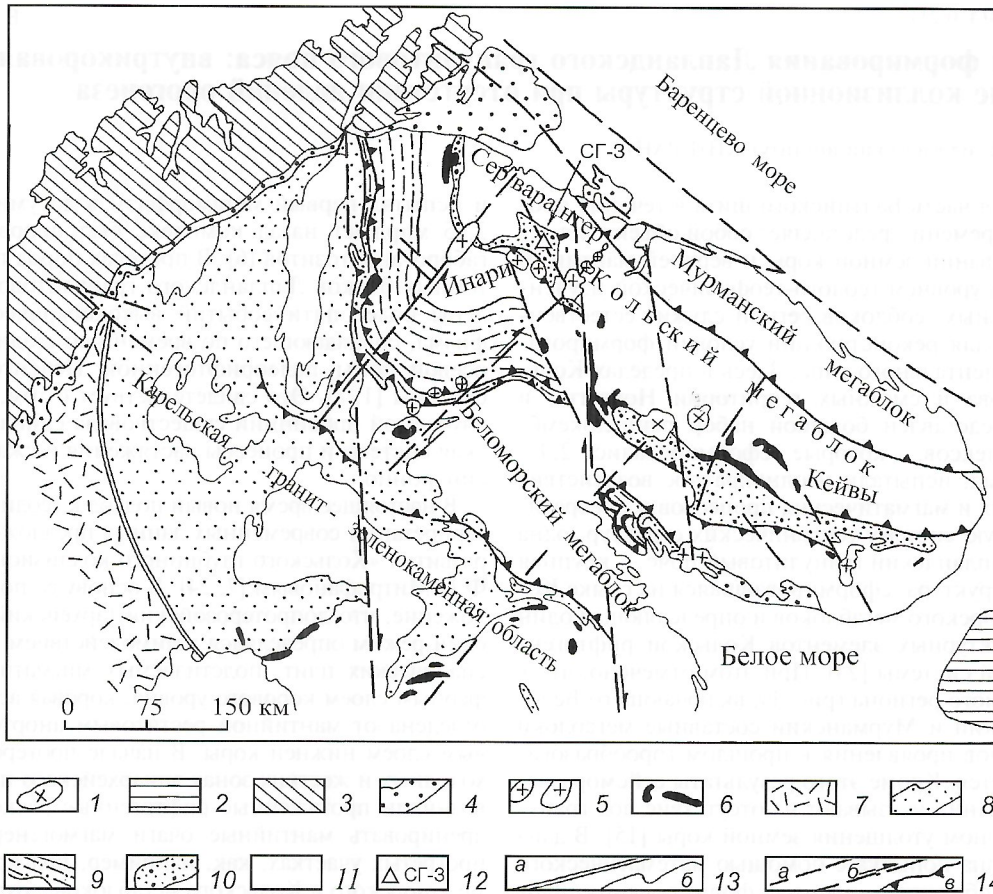


Рис. 1. Схема размещения основных структур северо-восточной части Балтийского щита:

палеозой: 1 — щелочные интрузивы, 2 — платформенный чехол, 3 — каледониды Норвегии; 4 — осадочные формации позднего протерозоя; ранний протерозой: 5 — гранитные плутоны, 6 — массивы основных и ультраосновных пород; осадочно-вулканогенные комплексы: 7 — свекофенниды, 8 — карелиды; 9 — Лапландский гранулитовый пояс; 10 — пояс Печенга—Имандра—Варзуга; 11 — гранитогнейсовый фундамент протерозойских структур; 12 — расположение Кольской сверхглубокой скважины; 13 — геологические границы (а — щита, б — подчиненных структур); 14 — разрывные нарушения (а — разломы неопределенного характера, б — сдвиги, в — надвиги)

часть мантийной литосферы [12]. Нижнекоровый пластичный слой рассматривается как тектонически активный горизонт, где могут возникать зоны пластического течения с захватом и перемещением линз верхнего жесткого яруса коры и подкоровой мантийной литосферы. Конкретизация реологической модели, используемой при моделировании, осуществлялась с учетом полученной ранее модели глубинного строения интракратонного коллизионного шва и локализованного в его пределах Лапландского гранулитового пояса [13]. Зона контакта Беломорского и Кольского мегаблоков имеет падение на северо-восток. Основной фронт тангенциальных напряжений в течение раннего протерозоя был направлен на северо-восток [3]. В это же время развивалась Печенгско-Варзугская палеорифтогенная система, для которой характерны неравномерная скорость латерального раскрытия во времени и преимущественно односторонний характер раздвига к юго-западу [9, 10]. Следовательно, могли происходить поддвиги коровых мегаблоков в импульсном режиме при попеременной направленности. Причем, импульсы поддвигов мегаблоков могли быть короткими и дискретными.

Для принятой реологической модели воспользуемся решением уравнений Навье—Стокса для течения несжимаемой вязкой жидкости в зазоре между двумя движущимися параллельно друг другу жесткими плоскостями:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = F - \frac{1}{\eta} \text{grad } p + \frac{\eta}{\rho} \Delta V,$$

$$\text{div } V = 0,$$

где  $V$  — скорость послыоного движения пластичных нижнекоровых пород;  $\rho$ ,  $\eta$  — их плотность и вязкость;  $\Delta$  — оператор Лапласа;  $p$  — литостатическое давление;  $F$  — напряженность поля массовых сил. Рассматривается установившееся течение. Задаются следующие направление координат:  $Ox$  — вдоль зоны поддвига;  $Oz$  — перпендикулярно подошве зоны поддвига и вверх. Решение ищется для прямоугольника  $0 \leq x \leq L$  и  $0 \leq z \leq h$ , где  $L$  — ширина зоны стыка геоблоков (равная проекции тектонического разлома на дневную поверхность),  $h$  — мощность слоя пластичных пород; граничные условия и решение приведены в работе [12].

В силу того, что в зоне коллизионного шва наблюдается градиент давления и проявляется эффект возвратных течений внутри вязкопластичного нижнекорового слоя [12, 13], вызванного движением верхнего жесткого яруса коры, удобно ввести функцию тока  $\Psi$ , чтобы охарактеризовать структуру течения нижнекоровых пород. Для принятой реологической модели движения пластичного вещества с учетом данных работ [4, 12, 16] можно описать уравнениями вида

$$\Delta \omega = \frac{\rho}{\eta} \left( V_x \frac{\partial \omega}{\partial x} + V_z \frac{\partial \omega}{\partial z} \right) = \text{Re} \frac{g \cdot \partial \rho_i}{\eta \cdot \partial x},$$

$$\Delta \Psi = -\omega$$

где  $\omega = \text{rot } V = \frac{\partial V_x}{\partial z} - \frac{\partial V_z}{\partial x} = \frac{G}{h} z - \frac{G}{4h} h + \frac{V_0}{h}$ ;  $G$  — градиент давления;  $V_0$  — скорость поддвига коровых геоблоков; число Рейнольдса  $\text{Re} \ll 1$ ;  $g = 980 \text{ см/с}^2$ ;  $\rho_i$  — плотность пород коры. Как видно из полученных выражений, динами-



ка движения вещества в пределах астенотинзы в основном определяется плотностными неоднородностями верхнего жесткого яруса коры, а именно: горизонтальным градиентом аномалий плотности слагающих пород. При решении используются граничные условия: при  $z=0$   $\partial\psi/\partial z=0$ ,  $\partial\psi/\partial z=0$ ; при  $z=h$   $\partial\psi/\partial z=-V_0$ , при этом допускаем, что у верхней кромки  $V_z \ll V_x$ , следовательно,  $\partial\psi/\partial x=0$ ; при  $x=0$  и  $x=L$   $\partial\psi/\partial x=0$ ,  $\partial\psi/\partial z=-V_0 z/h$ . В итоге решение имеет вид 
$$\psi(x, z) = -\frac{G}{12\eta} z^3 + \frac{G}{8\eta} h z^2 - \frac{G}{4\eta} x z(x-L) - \frac{V_0}{2h} z^2.$$

Полученное выражение  $\Psi(x, z)$  используем в качестве начального приближения при окончательном решении дифференциальных уравнений методом последовательных приближений до выполнения условия  $\max |X_i^{(k)} - X_i^{(k-1)}| \leq \varepsilon$ , где  $X$  — искомая функция,  $\varepsilon$  — допустимая погрешность,  $k$  — номер итерации. Для оценки погрешности вычислений применялась формула  $\|X_i - X_i^k\| \leq \frac{\|\alpha\|^{k+1}}{1-\|\alpha\|} \|\beta\|$ , где  $\|\alpha\|$  и  $\|\beta\|$

— нормы матрицы  $\alpha$  и вектора  $\beta$ ;  $X = \beta + \alpha X$  — приведенная к нормальному виду система уравнений, используемая при расчетах. Вязкость пород нижнекорового слоя в качестве исходной задается  $\eta = 10^{20}$  Па·с [22], а его мощность  $h = 6$  км [12]. При этом плотность пород в зоне коллизионного шва оценивается по результатам работ [12, 13]. Возникающие при поддвиге в пластичном нижнекоровом слое скалывающие динамические напряжения можно на основе данных работ [12, 17] оценить как  $\sigma_{xz} = \eta \left( \frac{\partial V_x}{\partial z} + \frac{\partial V_z}{\partial x} \right) = \eta \frac{V_0}{h} - h \frac{G}{4}$ . На возможные вариации  $\sigma_{xz}$  в пределах слоя, несомненно, также оказывают влияние вариации вязкости и в незначительной степени вариации плотности самих пластичных пород.

Проведенные исследования позволили построить численные модели структуры течения нижнекорового пластичного вещества по временным срезам: начальная стадия коллизии (2,5 млрд.лет) — подвиг мегаблоков только начинается, а тектонический покров на поверхности пока отсутствует; главная стадия коллизии (2,4—2,3 млрд.лет) — гранулитовый комплекс уже формируется на поверхности в виде тектонического покрова; заключительная стадия коллизии (2,2—1,9 млрд.лет) — на поверхности к этому времени сформировалось несколько тектонических пластин, надвинутых друг на друга. Моделирование течений базировалось на расчетах функции тока  $\Psi$ , и результат представлен в виде изолиний функции тока. Касательная, проведенная в любой точке к линии тока, указывает направление движения вещества в данный момент времени. В силу того, что скорости движения пропорциональны пространственным производным от функции тока, участки сгущения изолиний соответствуют участкам интенсивных движений пластичных пород.

Рассчитанные модели структур течения нижнекорового пластичного вещества, характерных для определенных стадий развития коллизионного процесса, представлены на рис. 2. Показан один импульс поддвига мегаблоков в северо-восточном направлении с параметрами: скорость увеличивается от 0,5 до 3 см/год, а затем уменьшается до 0,5 см/год; вязкость изменяется от  $10^{20}$  Па·с на начальной стадии импульса до  $0,7 \cdot 10^{20}$  Па·с на заключительной стадии вследствие разогрева пластичных пород за счет проявления термомеханических эффектов и обеспечивающего возникновение температурных аномалий в средней и верхней коре [14]. По расчетам, горизонтальная составляющая скорости последнего течения пластичного нижнекорового вещества при поддвиге мегаблоков могла составлять: 2,5 млрд.лет назад 2 см/год; 2,4—2,3 млрд.лет 6 см/год; 2,2—1,9 млрд.лет 20—23 см/год.

Поддвиги могли происходить при определенной очередности как в северо-восточном, так и в юго-западном направлениях. Возникавшие при этом в пластичном слое скалывающие напряжения, по результатам расчетов, могли достигать 30—40 МПа, а в узких зонах и более. В условиях нижней коры при существующих высоких температурах и длительности действующих напряжений полученные значения  $\sigma_{xz}$  могли превышать прочность горных пород [11]. Результаты численного моделирования показывают, что при малой скорости поддвига (0,5 см/год) абсолютные значения касательных напряжений увеличиваются с увеличением градиента давления  $G$ , но по мере роста скорости поддвига мегаблоков  $|\sigma_{xz}|$  начинают увеличиваться в сторону уменьшения градиента  $G$ . Наиболее благоприятные условия для эрозии низов верхнего жесткого яруса коры создавались на начальной стадии коллизии (2,5 млрд.лет) при малых скоростях поддвига (0,5 см/год). По мере развития коллизионного процесса и формирования на поверхности гранулитового комплекса в виде тектонических покровов продольные градиенты давления сглаживаются, и наиболее благоприятные условия для эрозии создаются с увеличением скорости поддвига мегаблоков. На заключительной стадии коллизии (2,2—1,9 млрд.лет) наибольшие  $|\sigma_{xz}|$  наблюдаются при максимальной заданной скорости  $V_0$  3 см/год. Вполне вероятно, что на начальной стадии коллизии поддвиги мегаблоков проходили с малой скоростью (порядка 0,5 см/год), но со временем скорость поддвигов возрастала и максимальных значений достигла на заключительной стадии коллизии. При такой схеме развития коллизионного процесса создавались наиболее благоприятные условия для эрозии низов верхнего яруса коры. Соответственно, условия для возникновения наибольших гипердавлений и наиболее интенсивных температурных аномалий могли создаваться в пределах коллизионного шва на заключительной стадии коллизии 2,2—1,9 млрд.лет, что согласуется с установленным фактом о том, что сложная тектоническая структура и глубокий метаморфизм гранулитовой фации высоких давлений, характерные для Лапландского гранулитового пояса, в основном связаны с завершающими этапами карельского геотектонического периода [8].

Рассчитанная схема направленного массопереноса в коллизионной зоне показала, что при поддвиге в северо-восточном направлении под Беломорским мегаблоком течения во внутрикоровой астенотинзе создавали условия для эрозии низов гранитогнейсового слоя коры, погружению его отторженцов в более разогретые нижние зоны вязкопластичного слоя, где они могли подвергнуться селективному подплавлению и лейкократовые выплавки могли перемещаться как в тыловую зону Беломорского мегаблока, обеспечивая формирование в ней полей гранитных пегматитов, так и под край Кольского мегаблока. При этом также могли быть подвержены эрозии низы Кольского мегаблока на контакте с Беломорским с погружением его отторженцев в нижние зоны, а образующиеся лейкократовые выплавки могли быть перенесены по направлению к Печенгской структуре, где этот восходящий поток на границе с жестким блоком создавал благоприятные условия для всплывания плагиогранитных куполов в гранитогнейсовой раме и появлению кислых вулканитов и даек в Южно-Печенгской зоне палеорифта. Возникавшие во время коллизии гипердавления в пластичном нижнекоровом слое на стыке мегаблоков [12] способствовали выведению пород с низов коры в верхние горизонты по тектоническому шву. При перемене направления поддвига на юго-западное также происходила эрозия низов Беломорского мегаблока с переносом материала как в нижние зоны пластичного слоя, так и в тыловую зону мегаблока. При этом в зоне сочленения мегаблоков устанавливалось восходящее противотечение, поддерживавшее нагнетание вязких масс в зазор между блоками и со-



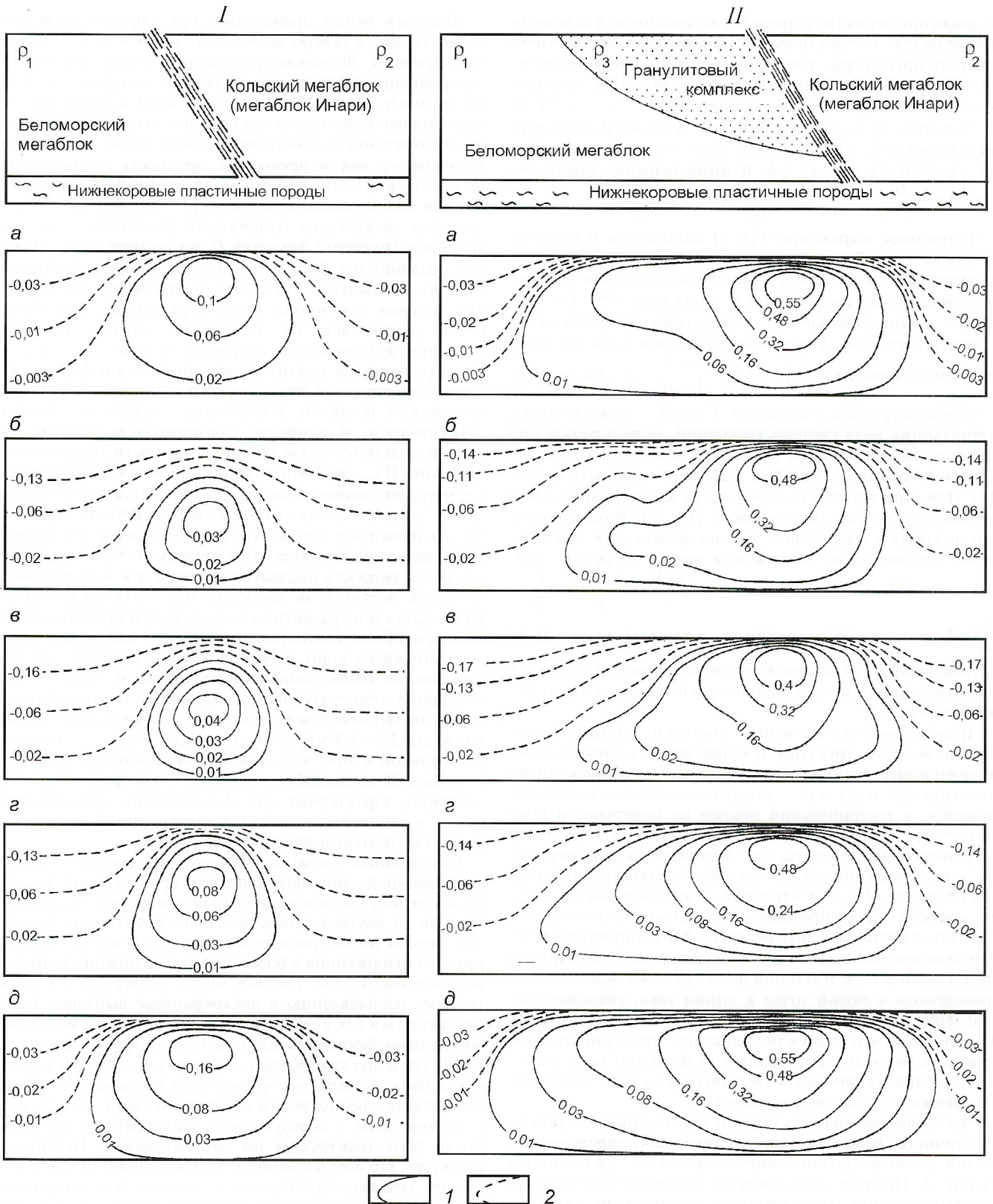
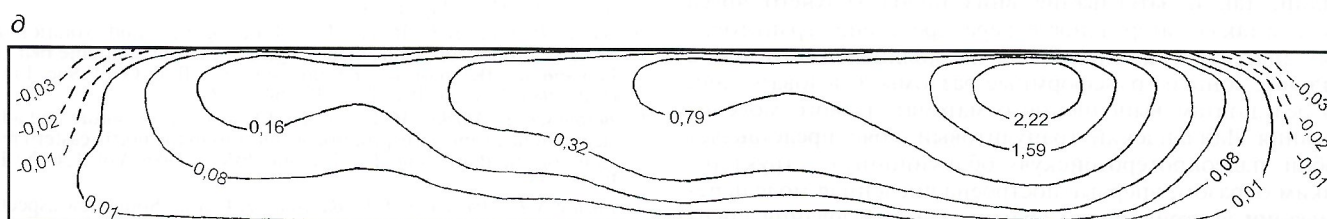
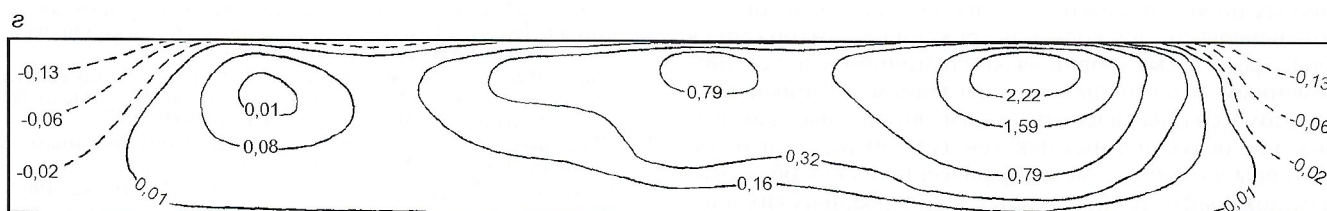
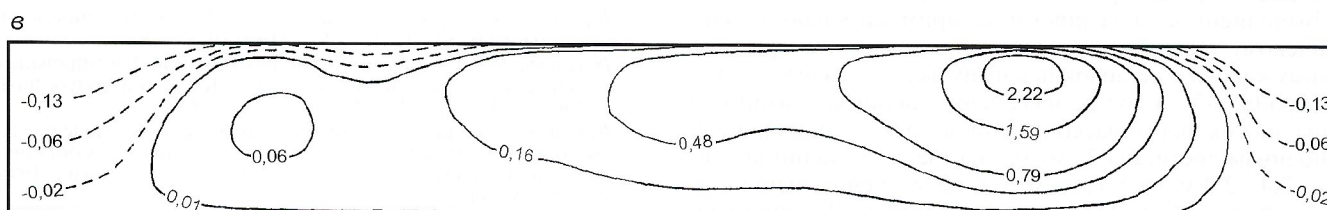
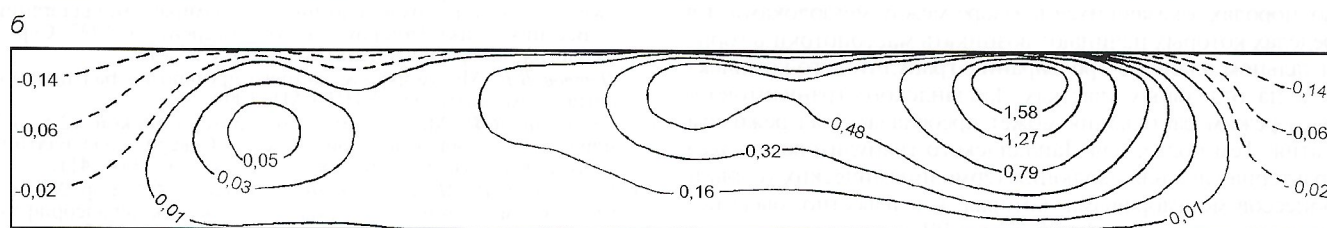
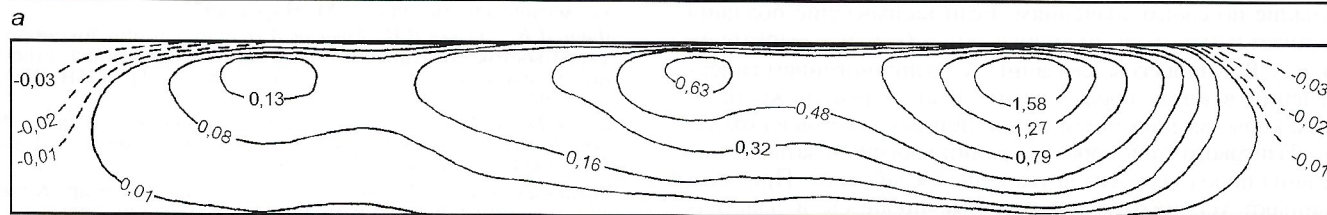
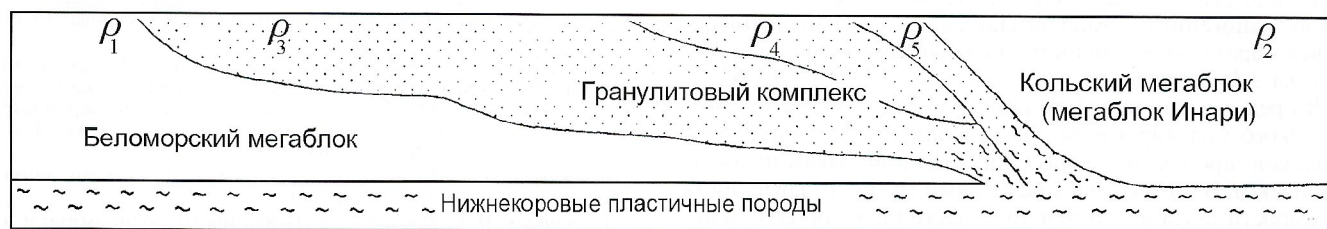


Рис. 2. Структуры течения нижнекорового пластичного вещества на стадиях коллизии, подвиг мегаблоков в северо-восточном направлении:

I — сумий, 2,5 млрд. лет: а —  $V_0$  0,5 см/год,  $\eta$   $10^{20}$  Па·с,  $V_{x,max}$  1 см/год, б —  $V_0$  2 см/год,  $\eta$   $10^{20}$  Па·с,  $V_{x,max}$  0,8 см/год, в —  $V_0$  0,5 см/год,  $\eta$   $0,7 \cdot 10^{20}$  Па·с,  $V_{x,max}$  1 см/год, г —  $V_0$  2 см/год,  $\eta$   $0,7 \cdot 10^{20}$  Па·с,  $V_{x,max}$  1,3 см/год, д —  $V_0$  0,5 см/год,  $\eta$   $0,7 \cdot 10^{20}$  Па·с,  $V_{x,max}$  1,8 см/год; II — сариолий—ранний ятулий 2,4—2,3 млрд. лет: а —  $V_0$  0,5 см/год,  $\eta$   $10^{20}$  Па·с,  $V_{x,max}$  5 см/год, б —  $V_0$  2 см/год,  $\eta$   $10^{20}$  Па·с,  $V_{x,max}$  4,5 см/год, в —  $V_0$  3 см/год,  $\eta$   $0,7 \cdot 10^{20}$  Па·с,  $V_{x,max}$  4,3 см/год, г —  $V_0$  2 см/год,  $\eta$   $0,7 \cdot 10^{20}$  Па·с,  $V_{x,max}$  5 см/год, д —  $V_0$  0,5 см/год,  $\eta$   $0,7 \cdot 10^{20}$  Па·с,  $V_{x,max}$  5,7 см/год; III — поздний ятулий—калевий 2,2—1,9 млрд. лет: а —  $V_0$  0,5 см/год,  $\eta$   $10^{20}$  Па·с,  $V_{x,max}$  16 см/год, б —  $V_0$  2 см/год,  $\eta$   $10^{20}$  Па·с,  $V_{x,max}$  15 см/год, в —  $V_0$  3 см/год,  $\eta$   $0,7 \cdot 10^{20}$  Па·с,  $V_{x,max}$  20 см/год, г —  $V_0$  2 см/год,  $\eta$   $0,7 \cdot 10^{20}$  Па·с,  $V_{x,max}$  22 см/год, д —  $V_0$  0,5 см/год,  $\eta$   $0,7 \cdot 10^{20}$  Па·с,  $V_{x,max}$  23 см/год; структура течения представлена в виде изолиний функции тока (см<sup>2</sup>/с): 1 — положительный вихрь, 2 — отрицательный вихрь;  $V_0$  — скорость подвига,  $\eta$  — вязкость пластичных пород,  $V_{x,max}$  — максимальная горизонтальная составляющая скорости течения пластичных пород; плотность пород верхнего яруса коры, г/см<sup>3</sup>:  $\rho_1$  2,83,  $\rho_2$  2,72; для III  $\rho_3$  2,87,  $\rho_4$  2,8,  $\rho_5$  2,83; плотность нижнекоровых пластичных пород 3 г/см<sup>3</sup>; мощность коровой астенотинзы 6 км



### III



здававшее в нем избыточное давление, которое способствовало как выталкиванию линз гранулитов из подошвы Кольского мегаблока в верхний этаж коры, так и разрушению Кольского мегаблока по всей вертикальной зоне его контакта с Беломорским. Поступавшие вверх по тектоническому шву отдельными порциями породы из гранулит-базитового слоя коры могли способствовать выталкиванию вверх тех порций пород, которые были выдвинуты ранее. Весь процесс перемещения вещества осуществлялся по «телескопическому» принципу.

При определенных соотношениях параметров геодинамического процесса [13] часть пород, находящихся в зазоре между геоблоками, могла быть перемещена по тектоническому шву на более нижний горизонт коры и подвергнуться там преобразованиям в условиях высоких температур и давлений. Через некоторое время при изменении соот-

ношения параметров геодинамического процесса это преобразованное вещество могло быть вновь перемещено в верхние горизонты коры. Таким образом, можно объяснить механизм формирования кислых гранулитов, наблюдаемых в пределах гранулитового комплекса. Новые данные, полученные при исследовании парагранулитов на юго-востоке Лапландского гранулитового пояса [2], показали модельные Sm-Nd возраста 2,24 и 2,33 млрд.лет. При этом были получены  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста 2,5–3,75 млрд.лет. Авторы работы [2] предполагают наличие кластического материала из разновозрастных источников. Не исключено, что часть цирконов могла участвовать в повторяющемся цикле «седиментация—погребение—метаморфизм—эпсумация—эрозия». Следовательно, часть гранулитового комплекса, в состав которого входили кислые гранулиты с возрастом древнее 2,33 млрд.лет, в свое



время была подвержена эрозии. Тем более, имеются данные [6, 8, 21], которые свидетельствуют о том, что осадочно-вулканогенный комплекс Лапландского гранулитового пояса образовался и испытал первый метаморфизм ранее рубежа 2,45 млрд.лет.

В представленной работе приведены результаты математического моделирования при условии, когда подвиг мегаблоков происходит вкост простирания гранулитового комплекса. В этом случае продольный градиент давления  $G$  и скорости послыоного течения пластичных пород  $V_x$  наибольшие по своим значениям. Если направление подвига начинает изменяться, то уменьшаются  $G$ ,  $V_x$  и, следовательно,  $\sigma_{xz}$ . Все процессы, связанные с возникновением гипердавлений в низах коры, эрозии низов верхнего жесткого яруса коры, выдвиганием обдукционных пакетов из гранулит-базитового слоя коры в верхний уровень и затягиванием вниз пород верхнего яруса коры, ослабевают. При этом начинают усиливаться аналогичные процессы в пластичных породах, оказавшихся в зазоре между мегаблоками и в пределах которых начинают возникать массопотоки в горизонтальном плане по простиранию гранулитового комплекса, а на отдельных участках Лапландского гранулитового пояса режим растяжения может преобладать над режимом сжатия. Тем более, для Лапландского гранулитового пояса характерна сложная эволюция термодинамических условий процессов метаморфизма, которая, как известно, была неоднородна в разных районах пояса [8].

Выполненное моделирование применительно к Лапландскому гранулитовому поясу показало, что при подвигах коровых мегаблоков в импульсном режиме со скоростью 0,5—3 см/год на начальной стадии коллизии (2,5 млрд.лет) скорость массопотоков в пределах коровой астенотинзы достигала 2 см/год, на главной стадии коллизии (2,4—2,2 млрд.лет) 6 см/год, на заключительной стадии коллизии (2,2—1,9 млрд.лет) 20 см/год. Течения пластичных пород создавали условия для эрозии низов гранитоидного слоя коры и погружения его отторженцев в более разогретые уровни вязкопластичного слоя с одновременным селективным подплавлением. Возникающий при этом геодинамический режим обеспечивал как выдвигание обдукционных пакетов из гранулит-базитового слоя коры в гранитно-метаморфический слой с образованием локальных температурных и гипербарических аномалий, так и затягивание вниз пород верхнего яруса коры, а также латеральное перераспределение гранитоидных анатектических расплавов из коллизионного шва в тыловые зоны и трансформные разломы. Следовательно, по результатам выполненного математического моделирования Лапландский гранулитовый пояс представляет собой палеопротерозойскую обдукционную структуру. Таким образом, впервые построена численная модель реализации внутрикоровой обдукции и образования крупной коллизионной структуры при отсутствии явлений орогенеза: тектоническое скупивание в коре компенсируется латеральными массопотоками в слое внутрикоровой астенотинзы.

Выражаем благодарность чл.-корр. РАН Ф.П.Митрофанову и канд. геол.-минер. наук А.Н.Виноградову за оказанную помощь и поддержку при выполнении исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 00-05-64357).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашов Ю.А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова // Петрология. 1996. Т. 4. № 1. С. 3—25.
2. Бриджуотер Д., Скотт Д., Балаганский В.В. и др. Природа раннедокембрийских метасадков в Лапландско-Кольском поясе по результатам  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  датирования единичных зерен циркона и Sm-Nd изотопным данным по породам в целом // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 5. С. 664—668.
3. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1983.
4. Лаврентьев М.А., Шабат Б.В. Проблемы гидродинамики и их математические модели. — М: Наука, 1977.
5. Миц М.В., Глазнев В.Н., Конюков А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение, и эволюция континентальной коры // Тр. ГИН. 1996. Вып. 503.
6. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95—98.
7. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балобонин Н.Л. и др. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизон: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник Санкт-Петербургского университета. 1997. Сер. 7 (геология, география). Вып. 3. (№ 21). С. 5—18.
8. Петров В.П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита. — Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1999.
9. Смолькин В.Ф. Магматизм раннепротерозойской (2,5—1,7 млрд.лет) палеорифтогенной системы. Северо-запад Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 394—411.
10. Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А. и др. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. — Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1995.
11. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс У. и др. Земля. Введение в общую геологию. Кн. 1—2. — М.: Мир, 1974.
12. Филатова В.Т. Геодинамические режимы при формировании Лапландского гранулитового пояса (Кольский полуостров) // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 5. С. 682—684.
13. Филатова В.Т. Лапландский гранулитовый пояс: модель глубинного строения и реконструкция геодинамических обстановок при его формировании // Отечественная геология. 1998. № 5. С. 38—44.
14. Филатова В.Т., Виноградов А.Н. Оценка влияния термомеханических эффектов на режимы метаморфизма и гранитообразования в Лапландском гранулитовом поясе (Кольский полуостров) // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 5. С. 684—687.
15. Шаров Н.В., Виноградов А.Н., Галдин Н.Е. и др. Сейсмогеологическая модель литосферы северной Европы: Лапландско-Печенгский район. — Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1997.
16. Шмылевский Ю.Д. Аналитические исследования динамики газа и жидкости. — М: Эдиториал УРСС, 1999.
17. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. — М.: Наука, 1969.
18. Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии. — С.-Пб.: Наука, 1991.
19. Barbey P., Convert J., Moreau B. et al. Petrogenesis and evolution of an early Proterozoic collisional orogenic belts: the granulite belt of Lapland and Belomorides (Fennoscandia) // Bull. Geol. Soc. Finland. 1984. Vol. 56. Part 1—2. P. 164—188.
20. Berthelsen A., Marker M. Tectonics of Kola collision suture and adjacent archaic and early proterozoic terrains in the north-eastern region of the Baltic Shield // Tectonophysics. 1986. Vol. 126. № 1. P. 31—55.
21. Kozlov N.E., Avedisyan A.A., Balashov Y.A. et al. Some new aspects of geology, deep structure, geochemistry and geochronology of the Lapland Granulite Belt, Baltic Shield // D.Roberts and O.Nordgulen (Eds.) Geology of the eastern Finnmark — western Peninsula region. Norg. Geol. Unders. Spec. Publ. 7, 1995. P. 157—166.
22. Lobkovsky L.I., Kerchman V.I. A two-level concept of plate tectonics: applicatoin to geodynamics // Tectonophysics. 1991. Vol. 199. № 2—4. P. 343—374.
23. Melezhik V.A., Sturt B.F. General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak—Pasvik—Pechenga—Imandra—Varzuga—Ust'Ponoy Greenstone Belt in the Northeastern Baltic Shield // Earth-Science Reviews, 36, 1994. P. 205—241.
24. Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F. et al. Geology of the Kola Peninsula. — Apatity: KSC RAS, 1995.



## Первооткрыватели отечественных месторождений

Журнал «Отечественная геология» продолжает публикацию имен первооткрывателей отечественных месторождений, начатую в № 6 2001 г. Почти одновременно с выходом этого номера впервые в истории нашей страны 11 декабря 2001 г. в Москве был открыт памятник геологам-первооткрывателям. Установлен памятник около Московской государственной геологоразведочной академии. Создатель памятника Фридрих Сагаян, лауреат Ленинской премии, заслуженный деятель искусств Украины и Армении.

На церемонии открытия с приветственной речью выступил первый заместитель Министра природных ресурсов РФ, руководитель государственной геологической службы В.В.Караганов. Член Совета Федерации, президент Российского геологического общества, заслуженный геолог России, профессор, доктор экономических наук В.П.Орлов зачитал обращение Председателя Совета Федерации Федерального собрания Российской Федерации. Геологов поздравили заместитель Министра энергетики РФ В.В.Шелепов, вице-президент РАЕН, руководитель геологической службы СССР, геолог-первооткрыватель, доктор технических наук, профессор Е.А.Козловский, экс-премьер-министр СССР, депутат Государственной Думы Н.И.Рыжков.

### Месторождения асбеста

АНДРЕЕВ Юрий Константинович	Аскизское	1969
АРТЕМОВ Василий Романович	Киембаевское	1970
БЕЛОВ Геннадий Васильевич	Кумолинское	1969
БЕЛОВ Геннадий Васильевич	Ушбулакское	1969
БУРД Геннадий Иосифович	Бугетысайское	1969
ВАСИЛЬЕВ Анатолий Арсентьевич	Кумолинское	1969
ВАСИЛЬЕВ Анатолий Арсентьевич	Ушбулакское	1969
ВЕДЕРНИКОВ Николай Николаевич	Кумолинское	1984
ВЕДЕРНИКОВ Николай Николаевич	Ушбулакское	1984
ГАБАЙ Наум Липович	Кумолинское	1969
ГАБАЙ Наум Липович	Ушбулакское	1969
ЗОЛОЕВ Ким Карпович	Калмацкое	1984
КОСТАРЕВ Иван Михайлович	Калмацкое	1984
КУДРЯВЦЕВ Владислав Николаевич	Калмацкое	1984
ОРЛОВ Иван Владимирович	Кумолинское	1984
ОРЛОВ Иван Владимирович	Ушбулакское	1984
ПИСКОРСКИЙ Петр Петрович	Аскизское	1969
ЧЕРНИКОВ Александр Степанович	Киембаевское	1971
ШЕРМАН Марк Львович	Аскизское	1969
ЩЕРБИНА Валентин Николаевич	Киембаевское	1970

### Месторождения апатита

АФАНАСЬЕВ Борис Васильевич	Ковдорское	1988
БЕЛЯЕВ Кирилл Давыдович	Ньюкпахское	1979
ЕГИН Владислав Иванович	Селигдар	1989
КАМЕНЕВ Евгений Арсеньевич	Ньюкпахское	1979
КАМЕНЕВ Евгений Арсеньевич	Хибинская группа	1989
МИНАКОВ Феликс Викторович	Партомчорское	1982
МИНАКОВ Феликс Викторович	«Олений Ручей»	1989
МИНЕЕВ Дмитрий Андреевич	Ньюкпахское	1979
МИНЕЕВ Дмитрий Андреевич	Хибинская группа	1989
МИХЕИЧЕВ Александр Степанович	Партомчорское	1982
ПАНЬШИН Игорь Петрович	Хибинская группа	1989
ПЕРЕКРЕСТ Иван Иванович	Партомчорское	1982
ПЕРЕКРЕСТ Иван Иванович	«Олений Ручей»	1989
ПОЧИВАЛОВ Анатолий Александрович	Селигдар	1989
ПРОКОФЬЕВ Петр Иванович	Ньюкпахское	1979
ПРОСКУРЯКОВ Владимир Валентинович	Хибинская группа	1989
СМИРНОВ Феликс Леонидович	Селигдар	1990
СУЛИМОВ Борис Иванович	Ковдорское	1988
СУЧКОВ Вячеслав Николаевич	Селигдар	1989



<b>ТЕРНОВОЙ</b> Владимир Иванович	Ковдорское	1988
<b>ТУНГУСОВ</b> Геннадий Александрович	Селигдар	1989
<b>ФАНЫГИН</b> Александр Сергеевич	«Олений Ручей»	1989
<b>ШАБЛИНСКИЙ</b> Георгий Николаевич	«Олений Ручей»	1989

#### *Месторождения барита*

<b>АРЧИНЕКОВ</b> Александр Георгиевич	Толчеинское	1988
<b>ДЗОЦЕНИДЗЕ</b> Георгий Самсонович	Чордское	1969
<b>ЕХАНИН</b> Георгий Михайлович	Толчеинское	1988
<b>КАНДЕЛАКИ</b> Николай Александрович	Чордское	1969
<b>КАНДЕЛАКИ</b> Николай Александрович	Чордское	1970
<b>КОЗЕНЮК</b> Дмитрий Иванович	Ансайское	1989
<b>КОНИРКУЛЬЖАЕВ</b> Болат Байкасымович	Ансайское	1989
<b>КОРОБОВ</b> Семен Семенович	Индерское	1971
<b>КУЗНЕЧЕВСКИЙ</b> Александр Григорьевич	Ансайское	1989
<b>ЛАЛИЕВ</b> Александр Григорьевич	Чордское	1969
<b>МИНАЕВ</b> Евгений Федорович	Ансайское	1990
<b>ОВЧИННИКОВ</b> Виктор Васильевич	Ансайское	1989
<b>СЕВРЮГИН</b> Николай Николаевич	Ансайское	1990
<b>ФЕДОРЕНКО</b> Олег Александрович	Ансайское	1989
<b>ЧЕРКАСОВ</b> Юрий Иванович	Ансайское	1990
<b>ШЕСТОВ</b> Михаил Васильевич	Ансайское	1990

#### *Месторождения бокситов*

<b>АБРАМОВ</b> Василий Петрович	Вежаю-Ворыквинское	1979
<b>АНТРОПОВ</b> Борис Георгиевич	Черемуховское	1983
<b>АТАЕВ</b> Анатолий Яковлевич	Ново-Кальинское	1983
<b>БУТЕНКО</b> Вячеслав Павлович	Амангельдинская группа	1984
<b>ВЕНКОВ</b> Дмитрий Андреевич	Кранооктябрьское	1970
<b>ВОЛКОВ</b> Алексей Николаевич	Амангельдинская группа	1984
<b>ГУЛЯЕВ</b> Григорий Павлович	Вежаю-Ворыквинское	1980
<b>ГУТКИН</b> Ефим Самуилович	Черемуховское	1983
<b>ДЕНИСОВ</b> Федор Клементьевич	Блиново-Каменское	1971
<b>ЕВЛАМПЬЕВ</b> Александр Тарасович	Восточно-Аятское	1983
<b>ЖАРМУХАМБЕТОВ</b> Нурбай Нуртазинович	Восточно-Аятское	1983
<b>КАДУРИНА</b> Раиса Александровна	Амангельдинская группа	1984
<b>КАЛЬБЕРГ</b> Эрна Артуровна	Иксинское	1970
<b>КАЛЬМЕНЕВ</b> Мухамеджан Атлашевич	Амангельдинская группа	1984
<b>КАРЖАВИН</b> Николай Акимович	«Красная Шапочка»	1969
<b>КЛЕКЛЬ</b> Владимир Николаевич	Висловское	1987
<b>КОЗЛОВ</b> Константин Савельевич	Ново-Кальинское	1983
<b>ЛЮТОЕВ</b> Александр Александрович	Вежаю-Ворыквинское	1990
<b>МОЖЖЕРИН</b> Иван Григорьевич	Ново-Кальинское	1983
<b>МУБАРАКЗЯНОВ</b> Гарифзян	Восточно-Аятское	1983
<b>НИКОЛАЕВ</b> Иван Дмитриевич	Краснооктябрьское	1969
<b>ОДОКИЙ</b> Борис Николаевич	Висловское	1987
<b>ОРЛОВ</b> Иван Владимирович	Амангельдинская группа	1969
<b>ПАЧУКОВСКИЙ</b> Виктор Михайлович	Вежаю-Ворыквинское	1979
<b>ПЕТРУСЕВИЧ</b> Александр Фомич	Краснооктябрьское	1969
<b>ПЛОТНИКОВ</b> Игорь Иванович	Черемуховское	1983
<b>ПЛЯКИН</b> Анатолий Митрофанович	Вежаю-Ворыквинское	1979
<b>СОРОКИН</b> Аркадий Владимирович	Иксинское	1970
<b>ТЕТЕРЕВ</b> Георгий Минович	Краснооктябрьское	1969
<b>ТИМОНИН</b> Аркадий Владимирович	Восточно-Аятское	1983
<b>ТКАЧЕНКО</b> Олег Александрович	Ново-Кальинское	1971
<b>ТОКСАМБАЕВ</b> Абдулла Токсамбаевич	Амангельдинская группа	1984



<b>ТЮРИН</b> Андрей Петрович	Краснооктябрьское	1969
<b>ТЮРИН</b> Борис Александрович	Амангельдинская группа	1984
<b>ФАТХУТДИНОВ</b> Дамир Хасанович	Восточно-Аятское	1983
<b>ФЕРАПОНТОВ</b> Михаил Илларионович	Вежаю-Ворыквинское	1980
<b>ХОЛОДОВ</b> Анатолий Федорович	Краснооктябрьское	1969
<b>ЧАЙКИН</b> Семен Иванович	Висловское	1987

В 1978 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за открытие, разведку и промышленную оценку месторождения бокситов была присуждена

**АБРАМОВУ** Василию Петровичу, **ЗАБРОДОЦКОМУ** Николаю Титовичу, **ЕРШОВУ** Киму Митрофановичу, **ЛЕБЕДЕВУ** Виктору Алексеевичу, **ЛЫСОВУ** Юрию Михайловичу, **ПАЧУКОВСКОМУ** Виктору Михайловичу, **СОБОЛЮ** Владимиру Васильевичу, **СМИРНОВУ** Виталию Григорьевичу.

В 1982 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за открытие и разведку месторождения бокситов была присуждена

**ВОРОБЬЕВУ** Николаю Андреевичу, **ГОЛИВКИНУ** Николаю Ивановичу, **КЛЕКЕЛЮ** Владимиру Николаевичу, **ЛАЗАРЕНКО** Василию Николаевичу, **ЛИСИЦЫНУ** Афанасию Ивановичу, **ЛЕОНЕНКО** Ивану Никитовичу, **ОДОКИЮ** Борису Николаевичу, **РАННЕВУ** Николаю Николаевичу, **РОМАНОВУ** Ивану Ильичу, **СИЛАКОВУ** Владимиру Николаевичу, **БОГУНОВОЙ** Людмиле Сергеевне.

В 1984 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за открытие и эффективную разведку бокситовых месторождений была присуждена

**БЕКЖАНОВУ** Гинаята Рахметулличу, **ВЕНКОВУ** Дмитрию Андреевичу, **ЕВЛАМПЬЕВУ** Александру Тарасовичу, **ЖАРМУХАМБЕТОВУ** Нурбаю Нургазиновичу, **КАЛЬМЕНЕВУ** Мухамеджану Атлашевичу, **КИРПАЛЮ** Григорию Романовичу, **КЛЕНЧИНУ** Николаю Николаевичу, **НИЧИПУРЕНКО** Анатолию Михайловичу, **САГИТОВУ** Темиртану, **ФАТХУТДИНОВУ** Дамиру Хасановичу.

#### *Месторождения бора*

<b>АВЕРЬЯНОВ</b> Геннадий Сергеевич	Акархарское	1991
<b>ДЕНИКАЕВ</b> Шавкат Шейхиевич	Акархарское	1991
<b>ДОГАЛОВ</b> Амиджан Бейсекович	Сатимола	1990
<b>ЕРКИНГАЛИЕВ</b> Мади Бисенович	Сатимола	1990
<b>ЖИРЕНОВ</b> Отар	Сатимола	1990
<b>КАМАШЕВ</b> Хасан	Сатимола	1990
<b>ЛИТВИНЕНКО</b> Ким Иванович	Акархарское	1991
<b>ПАНИНА</b> Валентина Андреевна	Акархарское	1991
<b>ТУХФАТОВ</b> Касым	Сатимола	1990
<b>ШАПОВАЛОВ</b> Игорь Пантелеймонович	Акархарское	1991

#### *Месторождения боратов*

<b>ДИАРОВ</b> Муфтах	Индерское	1971
<b>ДИАРОВ</b> Муфтах	Сатимола	1990
<b>МЕЛЬНИЦКИЙ</b> Вадим Владимирович	Таежное	1987
<b>ПУХАРЕВ</b> Александр Иванович	Таежное	1979
<b>РУДНЕВА</b> Маргарита Васильевна	Индерское	1971
<b>СКРОБОВ</b> Александр Алексеевич	Индерское	1971
<b>ТУХФАТОВ</b> Касым	Индерское	1971
<b>ШАБЫНИН</b> Леонид Иванович	Таежное	1979

#### *Месторождения брома*

<b>АЛТАЕВ</b> Амандурды	Карабогаз	1969
<b>ГУРБАНОВ</b> Байрам	Карабогаз	1969
<b>КУРБАТОВ</b> Василий Степанович	Карабогаз	1969

#### *Месторождения брусита*

<b>ПЕЛЮХОВСКИЙ</b> Бронислав Антонович	Кульдурское	1987
<b>УСАНОВ</b> Герман Евгеньевич	Кульдурское	1987

#### *Месторождения бентонитовых глин*

<b>АЛИ-ЗАДЕ</b> Алескер Али-оглы	Дашсалахлинское	1978
<b>АНДРЕЕВА</b> Наталья Сергеевна	Дашсалахлинское	1977



<b>ГАДЖИЕВ</b> Тарик Гаджиевич	Дашсалахлинское	1977
<b>ГОЛОВАТЫЙ</b> Федор Мартынович	Черкасское	1976
<b>ДАДАШЕВ</b> Фарман Муσειбович	Дашсалахлинское	1977
<b>КУКОВСКИЙ</b> Евгений Георгиевич	Черкасское	1976
<b>ФУРСА</b> Александра Ефимовна	Черкасское	1976

***Месторождения огнеупорных глин***

<b>ДЕВЯТКА</b> Григорий Трофимович	Октябрьское	1987
<b>ЖГУН</b> Кузьма Григорьевич	Октябрьское	1987
<b>ЛУКАНЦЕВЕР</b> Александр Львович	Октябрьское	1987

***Месторождения графита***

<b>КРАВЦОВА</b> Зоя Ивановна	Тайгинское	1969
------------------------------	------------	------

***Месторождения доломита***

<b>БУКАНОВСКИЙ</b> Иван Николаевич	Боснинское	1984
<b>КАЧАРАВА</b> Иван Виссарионович	Ткварчели	1971

***Месторождения конверторных известняков***

<b>ДЕЕВ</b> Юрий Федорович	Жирновское («93 км»)	1981
<b>ЗЕМЛЯНАЯ</b> Людмила Федоровна	Жирновское («93 км»)	1981

***Месторождения флюсовых известняков***

<b>ГЕРЯ</b> Виктор Иванович	Хабзасское	1988
<b>ГОРБУНОВ</b> Павел Петрович	Белоручейское	1981
<b>ПРИХОДЬКО</b> Яков Яковлевич	Мало-Салаирское	1983
<b>РЕУДАНИК</b> Владислав Генрихович	Белоручейское	1981
<b>ШАВДИСТ</b> Павел Гаврилович	Хабзасское	1988

***Месторождения плавикового шпата***

<b>АБДУРАХМАНОВ</b> Гани	Суппаташ	1987
<b>АНТОНОВ</b> Олег Всеволодович	Вознесенское	1970
<b>АНТОНОВ</b> Олег Всеволодович	Пограничное	1970
<b>АХМЕДОВ</b> Мирали Ахмедович	Суппаташ	1987
<b>БУТОРИН</b> Аполлон Олимпович	Наугарзанское	1984
<b>ВАЙМЕР</b> Василий Андреевич	Агата-Чибаргатинское	1980
<b>ВЕРЕМЬЯНИН</b> Михаил Васильевич	Таскайнар Южный	1973
<b>ЕРМАКОВ</b> Николай Порфирьевич	Агата-Чибаргатинское	1976
<b>ИГНАТЬЕВ</b> Виктор Иванович	Суппаташ	1987
<b>КИРИКОВ</b> Андрей Павлович	Наугарзанское	1984
<b>ЛЕБСКИЙ</b> Василий Филиппович	Чаликское	1970
<b>ЛИНЕЦКИЙ</b> Борис Тевелевич	Наугарзанское	1984
<b>МАТЕРИКОВ</b> Михаил Прокопьевич	Вознесенское	1970
<b>МАТЕРИКОВ</b> Михаил Прокопьевич	Пограничное	1970
<b>НОВИКОВ</b> Евгений Григорьевич	Таскайнар Южный	1979
<b>ПОЛЯКОВ</b> Василий Васильевич	Таскайнар Южный	1979
<b>РАДЧЕНКО</b> Иван Иванович	Таскайнар Южный	1973
<b>САЛОВ</b> Павел Григорьевич	Агата-Чибаргатинское	1980
<b>САРКИСОВ</b> Гурген Сергеевич	Наугарзанское	1984
<b>ТЕПИКИН</b> Евгений Кронидович	Агата-Чибаргатинское	1980
<b>УСТИМЕНКО</b> Петр Александрович	Таскайнар Южный	1973

***Месторождения флюорита***

<b>ВОИНОВА</b> Кира Петровна	Наугискенское	1980
<b>КОЗЫРЕВ</b> Владимир Николаевич	Наугискенское	1980
<b>ЛОМОВСКИЙ</b> Виктор Семенович	Наугискенское	1980

***Месторождения шунгита***

<b>КАЛИНИН</b> Юрий Клавдиевич	Зажогинское	1990
<b>КУПРЯКОВ</b> Сергей Витальевич	Зажогинское	1990



### *Месторождения каолина*

<b>ДУБЯГА</b> Ксения Георгиевна	Велико-Гадоминецкое	1981
<b>КИСЕЛЕВ</b> Николай Михайлович	Алексеевское	1975
<b>МЕЛЬНИКОВ</b> Иван Иванович	Группа месторождений	1970
<b>НАУМОВ</b> Алексей Иванович	Алексеевское	1976
<b>СОЛОВЬЕВ</b> Игорь Львович	Алексеевское	1979
<b>СОНКИН</b> Леонид Семенович	Велико-Гадоминецкое	1981
<b>СУХАНОВ</b> Алексей Евграфович	Алексеевское	1975
<b>ТЕОДОРОВИЧ</b> Юрий Николаевич	Велико-Гадоминецкое	1981

### *Месторождения кварца*

<b>АЗАНОВ</b> Виктор Михайлович	Ларинское	1989
<b>АККЕРМАНЦЕВ</b> Сергей Михайлович	Светлореченское	1989
<b>БЛЯХМАН</b> Израиль Ефимович	Актасское	1972
<b>ВЕРТУШКОВ</b> Григорий Николаевич	Кыштымское	1977
<b>ГЛАГОЛЕВ</b> Евгений Викторович	Светлореченское	1989
<b>ЕВСТРОПОВ</b> Александр Александрович	Светлореченское	1989
<b>МЕЛЬНИКОВ</b> Евгений Павлович	Кыштымское	1977
<b>НЕЧЕУХИН</b> Илья Мокеевич	Кыштымское	1984
<b>ОБОЛКИН</b> Вадим Дмитриевич	Светлореченское	1989
<b>ПАВЛЕНИН</b> Юрий Николаевич	Ларинское	1989
<b>ПЕТРОВ</b> Николай Алексеевич	Кыштымское	1970
<b>ЩЕКОЛДИН</b> Анатолий Алексеевич	Кыштымское	1970

В 1982 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за научное обоснование, открытие и промышленное освоение месторождений гранулированного кварца была присуждена

**КОШАРОВСКОМУ** Владимиру Лазаровичу, **МЕЛЬНИКОВУ** Евгению Павловичу, **МЕНЧИНСКОМУ** Всеволоду Владимировичу, **ПЕТРОВУ** Николаю Алексеевичу, **СОКОЛ** Раисе Дмитриевне, **ЩЕКОЛДИНУ** Анатолию Александровичу.

### *Месторождения кварцита*

<b>СВИНТИЦКИЙ</b> Михаил Евстафьевич	Заворотненское	1989
--------------------------------------	----------------	------

### *Месторождения керамического сырья*

<b>СТРЕЛЬНИКОВ</b> Алексей Николаевич	Лутошкинское	1971
---------------------------------------	--------------	------

### *Месторождения корунда*

<b>НАКОВНИК</b> Николай Иванович	Семиз-Бугу	1977
<b>РУСАКОВ</b> Михаил Петрович	Семиз-Бугу	1970

### *Месторождения лазурита*

<b>ЛУКНИЦКИЙ</b> Павел Николаевич	Ляджвар-Дара	1989
<b>СВИРИД</b> Валентин Леонтьевич	Ляджвар-Дара	1989
<b>ХАБАКОВ</b> Александр Васильевич	Ляджвар-Дара	1989

### *Месторождения бирюзы*

<b>СЕЙРАНЯН</b> Валерий Беникович	Техутское	1991
<b>ТОВМАСЯН</b> Ашот Ишханович	Техутское	1991

### *Месторождения жадеита*

<b>МОСКАЛЕВА</b> Валентина Николаевна	Итмурунды	1985
<b>ТЕРПИЛОВСКИЙ</b> Леонид Юрьевич	Итмурунды	1985

### *Месторождения нефрита*

<b>ЗАМАЛЕТДИНОВ</b> Равиль Серазетдинович	Оспинское	1980
<b>ШЕСТОПАЛОВ</b> Михаил Федорович	Оспинское	1980
<b>ЯКШИН</b> Игорь Семенович	Оспинское	1980

### *Месторождения родонита*

<b>КИРНОСОВ</b> Виктор Константинович	Кургановское	1986
<b>КОЖЕВНИКОВ</b> Константин Ерофеевич	Кургановское	1986



### *Месторождения пьезокварца*

<b>АНУФРИЕВ</b> Юрий Николаевич	Астафьевское	1969
<b>БЕЛИК</b> Дмитрий Максимович	Теренсай	1977
<b>БОГДАНОВ</b> Александр Илларионович	Палингичей III	1970
<b>БУТАКОВ</b> Николай Максимович	Перекатное	1973
<b>ВЕНЕДИКТОВ</b> Сергей Николаевич	Актасское	1969
<b>ГУДКОВ</b> Александр Сергеевич	Актасское	1969
<b>ДУДАКОВ</b> Борис Мовшевич	Перекатное	1973
<b>ЕСИН</b> Николай Васильевич	Теренсай	1970
<b>КАШКУРОВ</b> Константин Федорович	Астафьевское	1969
<b>КОРНИЛОВ</b> Валентин Федорович	Теренсайское	1977
<b>КУЗЬМИН</b> Никита Андреевич	Дальнее	1970
<b>ЛОДКИН</b> Алексей Иванович	Пелингичей III	1970
<b>ЛУЗИН</b> Геннадий Павлович	Теренсайское	1977
<b>МОРОЗОВ</b> Валентин Николаевич	Светлинское	1973
<b>НИКИТИН</b> Иван Константинович	Лянгар	1970
<b>НОВИКОВ</b> Олег Алексеевич	Таборное	1970
<b>ПЕТРУХА</b> Леонид Михайлович	Теренсайское	1977
<b>СИНЕЛЬЩИКОВ</b> Борис Алексеевич	Пелингичей III	1970
<b>СМИРНОВ</b> Андрей Степанович	Таборное	1970
<b>СОКОЛОВ</b> Яков Николаевич	Дальнее	1970
<b>СОКОЛОВ</b> Яков Николаевич	Миона-Дара	1977
<b>ТУРИНГЕ</b> Арис Петрович	Перекатное	1973
<b>ФЕДОРОВ</b> Виталий Семенович	Теренсайское	1982
<b>ХАРИН</b> Михаил Яковлевич	Перекатное	1973
<b>ШАПОШНИКОВ</b> Анатолий Александрович	«Малый Нихот»	1970
<b>ШАРМАНОВ</b> Петр Григорьевич	Светлинское	1973
<b>ШЕСТАКОВ</b> Василий Александрович	«Малый Нихот»	1970

### *Месторождения хризопраза*

<b>ДАВ</b> Владимир Николаевич	Сарькулболды	1991
<b>КОСУБАЕВ</b> Хаирша Джаулыбаевич	Сарькулболды	1991
<b>ОСИПОВ</b> Павел Васильевич	Сарькулболды	1991
<b>САМОРОДОВ</b> Павел Васильевич	Сарькулболды	1991

### *Месторождения хромдиопсида*

<b>КОРЧАГИН</b> Алексей Михайлович	Инагли	1986
<b>ПАЦКЕВИЧ</b> Геннадий Петрович	Инагли	1986

### *Месторождения исландского шпата*

<b>АТАБАЕВ</b> Кэминэ Кайхетисович	Крутое	1970
<b>АТАБАЕВ</b> Кэминэ Кайхетисович	Бабкинское	1980
<b>БАЗАНОВ</b> Сергей Николаевич	Столбовое	1991
<b>БАЗАНОВА</b> Ирина Ивановна	Столбовое	1991
<b>БАЗИЛЕВИЧ</b> Владимир Владимирович	Бабкинское	1980
<b>ГРИГОРОВИЧ</b> Михаил Борисович	Чаликское	1970
<b>ЗАХАРОВСКИЙ</b> Дмитрий Александрович	Столбовое	1991
<b>КИЕВЛЕНКО</b> Евгений Яковлевич	Крутое	1970
<b>КИЕВЛЕНКО</b> Евгений Яковлевич	Гончак	1970
<b>КУВШИНЧИКОВ</b> Дмитрий Павлович	Бабкинское	1980
<b>КУСТАНОВИЧ</b> Вера Моисеевна	Столбовое	1991
<b>МАРКИНА</b> Лидия Александровна	Бабкинское	1980
<b>ОСИПОВ</b> Владимир Васильевич	Хрустальное	1989
<b>ПЛАКИН</b> Федор Прокопьевич	«Разлом»	1969
<b>СУСЛОВ</b> Иннокентий Михайлович	«Шпат»	1970
<b>СУСЛОВ</b> Иннокентий Михайлович	«Скалы Сулова»	1970

### *Месторождения циркона*

<b>ЛИСИЦЫН</b> Афанасий Иванович	Туганское	1979
----------------------------------	-----------	------



В 1958 г. **Ленинская премия в области науки и техники** за открытие и разведку месторождения титано-циркониевых руд была присуждена

**БУРДЮГОВУ** Ивану Семеновичу, **ВАДИМОВУ** Николаю Тихоновичу, **ВИНОГРАДОВУ** Георгию Георгиевичу, **ЗЛОБЕНКО** Ивану Федоровичу, **МАТВЕЕНКО** Елизавете Матвеевне, **МАШКАРА** Ивану Ильичу.

*Месторождения магнезита*

<b>БУСЫГИН</b> Борис Демьянович	Саткинская группа	1981
<b>ГАРАНЬ</b> Михаил Иосифович	Саткинская группа	1969
<b>ЗУБАРЕВ</b> Борис Матвеевич	Савинское	1981
<b>ЗУЕВ</b> Лев Вадимович	Саткинская группа	1981
<b>ПОБЕДИНСКИЙ</b> Александр Павлович	Саткинская группа	1981
<b>СУШКЕВИЧ</b> Борис Иосифович	Савинское	1987
<b>ЩЕРБАКОВ</b> Александр Федорович	Савинское	1981

В 1967 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за открытие, разведку и оценку Савинского месторождения магнезита была присуждена

**БЛИННИКОВУ** Илье Иннокентьевичу, **РЯБЕНКО** Виктору Ефимовичу, **СУХОМАЗОВУ** Илье Даниловичу, **ТУМОЛЬСКОМУ** Леониду Михайловичу, **ЩЕРБАКОВУ** Александру Федоровичу, **ШАМЕСУ** Петру Иосифовичу.

*Месторождения магнезиальных пород*

<b>ПИЛОЯН</b> Григорий Александрович	Шоржинское	1970
--------------------------------------	------------	------

*Месторождения мусковита*

<b>ЗАЯЧКОВСКИЙ</b> Антон Алексеевич	Кулетское	1984
<b>ЗОРИН</b> Юрий Михайлович	Кулетское	1984
<b>НИКОВ</b> Виктор Петрович	Кулетское	1984
<b>ТОКМАКОВ</b> Петр Петрович	Кулетское	1984
<b>ЧЕКИН</b> Сергей Сергеевич	Кулетское	1984

*Месторождения вермикулита*

<b>КУЦ</b> Владимир Георгиевич	Алтынтасское	1990
<b>САВЧЕНКО</b> Григорий Михайлович	Алтынтасское	1990

*Месторождения флогопита*

<b>БОШКОВ</b> Борис Демьянович	Леглиерское	1978
<b>ГУБКИН</b> Марат Павлович	Оюмракское	1976
<b>СУЛИМОВ</b> Борис Иванович	Ковдорское	1970
<b>ТЕРНОВОЙ</b> Владимир Иванович	Ковдорское	1970
<b>ТЮКИНА</b> Людмила Александровна	Оюмракское	1976

В 1966 г. **Ленинская премия в области науки и техники** за открытие, разведку и промышленную оценку месторождения слюды—флогопита была присуждена

**ГОЛУБ** Юрию Борисовичу, **НИКИТИНУ** Петру Михайловичу, **ОПИСОВУ** Серафиму Сергеевичу, **СИДОРЕНКО** Александру Васильевичу, **СУЛИМОВУ** Борису Ивановичу, **СУХАЧЕВУ** Алексею Ивановичу.

*Месторождения нефелинов*

<b>БАЖЕНОВ</b> Иван Кузьмич	Кия-Шалтырское	1969
<b>БУЛЫННИКОВ</b> Александр Яковлевич	Кия-Шалтырское	1969

*Месторождения нефелиновых сиенитов*

<b>МИХАЙЛОВ</b> Сергей Сергеевич	Кия-Шалтырское	1969
<b>ПРУСЕВИЧ</b> Александр Матвеевич	Кия-Шалтырское	1969

*Месторождения фосфоритов*

<b>АЙДЫМБЕКОВ</b> Дарикул Айдымбекович	Джанытасское	1987
<b>АЛЕКСЕЕВ</b> Виталий Константинович	Герес	1990
<b>АНТОНЕЦ</b> Виталий Борисович	Джанытасское	1987



<b>БЕЙЗОТ</b> Мартын Юльевич	Гиммельфарбское	1986
<b>БЕЙЗОТ</b> Мартын Юльевич	Герес	1990
<b>ГИММЕЛЬФАРБ</b> Борис Михайлович	Мало-Каратау	1970
<b>ДИКАРЕВ</b> Виталий Васильевич	Джанытас	1987
<b>ДОДОНОВ</b> Анатолий Григорьевич	Чилисайское	1980
<b>ЖЕЛЕЗКО</b> Виктор Иванович	Чилисайское	1980
<b>ИСАЕВ</b> Манан Исаевич	Герес	1990
<b>КИПЕРМАН</b> Юрий Александрович	Гиммельфарбское	1986
<b>КУСАИНОВ</b> Алибай Агибаевич	Герес	1990
<b>ЛИТОШКО</b> Вячеслав Владимирович	Чилисайское	1980
<b>МАШКАРА</b> Иван Ильич	Мало-Каратауский бассейн	1970
<b>ОВЧИННИКОВ</b> Евгений Александрович	Гиммельфарбское	1986
<b>ПОЛЯКОВ</b> Василий Васильевич	Гиммельфарбское	1988
<b>РОМАНЧУК</b> Александр Федорович	Герес	1990
<b>РЫЖКОВ</b> Владимир Алексеевич	Герес	1990
<b>СТРАХОВ</b> Григорий Васильевич	Гиммельфарбское	1986
<b>СТРАХОВ</b> Григорий Васильевич	Герес	1990

***Месторождения калийных солей***

<b>БАНЧЕНКО</b> Михаил Семенович	Тюбегатанское	1970
<b>БАЯЗИТОВ</b> Саян Хусаинович	Старобинское	1969
<b>БЕДЕР</b> Борис Александрович	Тюбегатанское	1975
<b>ГИММЕЛЬШТЕЙН</b> Ефим Наумович	Старобинское	1986
<b>ИВАНОВ</b> Андрей Алексеевич	Старобинское	1969
<b>НЕСТЕРОВА</b> Наталья Петровна	Старобинское	1969
<b>ПЕТРОВ</b> Николай Петрович	Тюбегатанское	1970
<b>ПРЕОБРАЖЕНСКИЙ</b> Павел Иванович	Верхнекамское	1972
<b>СЕДЛЕЦКИЙ</b> Владимир Иванович	Карлюкское	1969
<b>ФУЖЕНКОВ</b> Иван Васильевич	Гаурдакское	1979

***Месторождения каменных солей***

<b>ГРИГОРЕНКО</b> Василий Васильевич	Шедокское	1970
<b>ПЛАТОНОВ</b> Алексей Алексеевич	Тут-Булакское	1969

***Месторождения серы***

<b>АКСЕНОВ</b> Григорий Тимофеевич	Астраханское	1989
<b>АНДРЕЕВ</b> Федор Иванович	Астраханское	1990
<b>БУРЛЯЕВА</b> Зоя Александровна	Язовское	1970
<b>ВЕТРОВ</b> Юрий Иванович	Язовское	1970
<b>ВЛАДИМИРОВ</b> Павел Веденевиц	Астраханское	1989
<b>ВОРОНИН</b> Николай Иванович	Астраханское	1989
<b>ДАНОВ</b> Александр Васильевич	Гаурдак	1977
<b>ЖАРОВА</b> Мария Ефимовна	Астраханское	1989
<b>ИВАНОВ</b> Валериан Александрович	Гаурдак	1977
<b>ИВАНОВ</b> Герман Николаевич	Астраханское	1989
<b>ЛЕВИТОН</b> Михаил Ефимович	Астраханское	1989
<b>МАГОМЕДОВ</b> Джамалутин Магомедович	Астраханское	1989
<b>МИЗИНОВ</b> Николай Владимирович	Астраханское	1989
<b>МИРОШНИЧЕНКО</b> Василий Петрович	Гаурдакское	1977
<b>МОРДОВИН</b> Андрей Яковлевич	Астраханское	1989
<b>НЕВОЛИН</b> Николай Васильевич	Астраханское	1989
<b>ПАРНИКЕЛЬ</b> Евгений Сергеевич	Гаурдакское	1977
<b>ПЕТРОВА</b> Лидия Семеновна	Астраханское	1990
<b>ПРОСНЯКОВ</b> Александр Владимирович	Раздольское	1970
<b>ПУЙШО</b> Антон Иосифович	Астраханское	1990
<b>РЫКОВСКИЙ</b> Вениамин Дмитриевич	Астраханское	1989
<b>РЯБЧИКОВ</b> Геннадий Васильевич	Астраханское	1990



<b>СИТНИК</b> Григорий Степанович	Астраханское	1990
<b>СКВОРЦОВ</b> Юрий Андреевич	Астраханское	1989
<b>СОКОЛОВ</b> Андрей Сергеевич	Язовское	1970
<b>ТАРАСОВ</b> Алексей Львович	Астраханское	1990
<b>ФЕДОРОВ</b> Дмитрий Леонидович	Астраханское	1989
<b>ЦВЕДЕЛЬ</b> Юрий Леонидович	Астраханское	1989
<b>ШАРАНОВИЧ</b> Анатолий Федорович	Астраханское	1989
<b>ШАТИН</b> Владимир Алексеевич	Астраханское	1989
<b>ЯКУБЕНКО</b> Борис Васильевич	Астраханское	1989

#### *Месторождения конденсата серы*

<b>ЛИХОБАБИН</b> Василий Петрович	Астраханское	1989
-----------------------------------	--------------	------

В 1979 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за открытие и разведку крупных запасов газа, газового конденсата и газовой серы в рифовых комплексах Узбекистана, обеспечивающих расширение топливно-сырьевой базы страны была присуждена

**БАБАДЖАНОВУ** Ташпулату Лепесовичу, **ИБРАГИМОВУ** Абдужаббару, **ИЛЬИНУ** Владимиру Давыдовичу, **ТАЛЬ-ВИРСКОМУ** Борису Борисовичу, **ТУЛЯГАНОВУ** Хабибулле Тулягановичу, **ХОДЖИМАТОВУ** Абдулло.

В 1991 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за открытие и оптимизацию разведки уникального Астраханского серогазоконденсатного месторождения была присуждена

**ВОРОНИНУ** Николаю Ивановичу, **ГАБРИЭЛЯНЦУ** Григорию Аркадьевичу, **МАГОМЕДОВУ** Джамалутину Магомедовичу, **МИЗИНОВУ** Николаю Владимировичу, **МОРДОВИНУ** Андрею Яковлевичу, **ЦВЕДЕЛЮ** Юрию Леонтьевичу, **ШАТИНУ** Владимиру Алексеевичу.

#### *Месторождения йодо-бромных вод*

<b>АЛИЕВ</b> Фейруз Бахлюль-оглы	Нефтечалинское	1990
<b>АНТОНЬЕВА</b> Инна Леонидовна	Бина-Гоусанское	1990
<b>АНТОНЬЕВА</b> Инна Леонидовна	Нефтечалинское	1990
<b>ГАДЖИЕВ</b> Мамед Гасан-оглы	Хиллинское	1969
<b>ГУСЕЙНОВ</b> Ризван Идрис-оглы	Нефтечалинское	1990
<b>ГУСЕЙНОВ</b> Рустам Гусейнали-оглы	Нефтечалинское	1990
<b>ИСМАЙЛОВ</b> Валис Мамед Ага-оглы	Нефтечалинское	1990
<b>ИСМАЙЛОВ</b> Валис Мамед Ага-оглы	Бина-Гоусанское	1990
<b>МАМЕДОВ</b> Адэль Гусейнали-оглы	Нефтечалинское	1990
<b>МАМЕДОВ</b> Рустам Адыширин-оглы	Бина-Гоусанское	1990
<b>МИНЧУК</b> Моисей Абрамович	Бина-Гоусанское	1990
<b>МИРЗАХАНОВ</b> Мирзахан Керимханович	Боя-Дагское	1969
<b>МУСАЕВ</b> Суджаят Габиб-оглы	Нефтечалинское	1990
<b>МУСАЕВ</b> Суджаят Габиб-оглы	Бина-Гоусанское	1990
<b>САХИББАЕВ</b> Саллохитдин Джалалович	Боя-Дагское	1969
<b>СЕЙРАНЯН</b> Ромик Сумбатович	Хиллинское	1969
<b>ШЕКИНСКИЙ</b> Экрем-Мамед-Эмин-оглы	Нефтечалинское	1990
<b>ШЕКИНСКИЙ</b> Экрем-Мамед-Эмин-оглы	Бина-Гоусанское	1990

#### *Месторождения минеральных вод*

<b>АНКУДИНОВ</b> Веналий Николаевич	Малкинское	1989
<b>БЕССОНОВА</b> Валентина Николаевна	Малкинское	1989
<b>БОЙКО</b> Михаил Николаевич	Малкинское	1989
<b>БУЛАЦЕВ</b> Герман Петрович	Тибское	1990
<b>ВОЙТЧАК</b> Лидия Леонидовна	Малкинское	1989
<b>ГНЕТНЕВ</b> Николай Иванович	Терсинское	1975
<b>ГРИГОРОВИЧ</b> Валентин Сергеевич	Тибское	1990
<b>ГРИГОРОВИЧ</b> Сергей Васильевич	Сходницкое	1977
<b>ДЕМИДОВ</b> Валентин Михайлович	Малкинское	1989
<b>ЖОВИНСКИЙ</b> Эдуард Яковлевич	Збручанское	1984
<b>ИЩЕНКО</b> Александр Петрович	Збручанское	1984



<b>КРЕТОВА</b> Анна Ивановна	Нагутское	1973
<b>ЛЮТЫЙ</b> Георгий Георгиевич	Сходницкое	1977
<b>НЕСТЕРОВА</b> Марина Андреевна	Збручанское	1984
<b>ОВЧИННИКОВ</b> Владимир Михайлович	Челкарское	1976
<b>ОРФАНИДИ</b> Константин Фотиевич	Нагутское	1973
<b>ПОГОРЕЛЬСКИЙ</b> Николай Сергеевич	Кумско-Подкумское	1970
<b>ПОГОРЕЛЬСКИЙ</b> Николай Сергеевич	Ольховское	1970
<b>СААКЯН</b> Коля Азарович	Бжнинское	1975
<b>САРКИСЯН</b> Азат Арутюнович	Бжнинское	1976
<b>САФОНОВА</b> Кира Михайловна	Збручанское	1984
<b>СМИРНОВА</b> Анастасия Васильевна	Малкинское	1990
<b>СОТНИКОВ</b> Анатолий Васильевич	Челкарское	1976
<b>СТОЦКИЙ</b> Емельян Александрович	Сходницкое	1977
<b>ХОДЖОЯН</b> Михаил Паруйрович	Бжнинское	1975
<b>ЧЕРЕПАНОВ</b> Владимир Иванович	Терсинское	1975
<b>ЧЕРНОВА</b> Любовь Васильевна	Тибское	1990

*Месторождения пресных вод*

<b>АВETИCOB</b> Лазар Иванович	Ясханское	1969
<b>АЙТУАРОВ</b> Толикбай Куанышевич	Мало-Каратауское	1970
<b>АКИШЕВ</b> Токиш Акишевич	Сарысуйское	1971
<b>АКИШЕВ</b> Токиш Акишевич	Узунжальское	1971
<b>АКТАНОВ</b> Еркасым Сабенович	Кагыльское	1973
<b>АЛЕКСИН</b> Евгений Николаевич	Луговское	1977
<b>АЛТАЕВ</b> Данатар Сапарович	Фирюзинское	1987
<b>АМИРБЕКОВ</b> Жамалбек Амирбекович	Луговское	1977
<b>АМРОЯН</b> Арташес Ераносович	Гай-Айкашенское	1990
<b>АРТЕМЬЕВА</b> Валентина Лаврентьевна	Ях-Суйское	1977
<b>АХМЕТОВ</b> Ришат Туланович	Мало-Каратауское	1981
<b>АХМЕТОВ</b> Ришат Туланович	Бирсек-Кантагинское	1989
<b>АХРОМЕНКО</b> Сергей Борисович	Генеральское	1989
<b>БАЧЕВСКИЙ</b> Михаил Владимирович	Молалинское	1985
<b>БЕЛИКОВ</b> Юрий Михайлович	Бестюбинское	1970
<b>БЕЛИКОВ</b> Юрий Михайлович	Каратургайская группа	1982
<b>БЕЛЯЕВА</b> Ида Карловна	Бестюбинское	1970
<b>БЕЛЯНИН</b> Владимир Иванович	Усть-Каменогорское	1981
<b>БЕЛЯНИН</b> Владимир Иванович	Даировское	1989
<b>БЛОМ</b> Георгий Иванович	Южно-Горьковское	1987
<b>БОГДАНОВ</b> Виталий Михайлович	Южно-Воронежское	1990
<b>БОГОЯВЛЕНСКАЯ</b> Ирина Андреевна	Верхне-Сокурское	1969
<b>БОРЕВСКИЙ</b> Борис Владимирович	Пушкинское	1987
<b>БОРЕВСКИЙ</b> Борис Владимирович	Среднеклязминское	1988
<b>БУАЧИДЗЕ</b> Иосиф Моисеевич	Алазанский бассейн	1986
<b>БУПЕБАЕВ</b> Тулеген Кисатаевич	Аксуское	1989
<b>БУПЕБАЕВ</b> Тулеген Кисатаевич	Шиликтинское	1990
<b>БУРОВ</b> Борис Валентинович	Талганское	1984
<b>ВАСЮТИНСКИЙ</b> Борис Макарович	Самаркандское	1971
<b>ВОРОТЫНЦЕВА</b> Людмила Владимировна	Триалетские родники	1988
<b>ВЫХОДЦЕВ</b> Андрей Павлович	Нуринское	1970
<b>ГЕРОНИН</b> Петр Михайлович	Ингамакитское	1981
<b>ГОРБЕНКО</b> Нина Самсоновна	Машуранское	1971
<b>ГОРЛАЧ</b> Виктор Федосеевич	Тобол-Убоганское	1975
<b>ГРАБОВНИКОВ</b> Валерий Аркадьевич	Карадарьинское	1970
<b>ГРАЧЕВА</b> Алла Владимировна	Тобол-Убоганское	1975
<b>ГУБАРЕВ</b> Алексей Николаевич	Кустанайское	1971



<b>ДЕКК</b> Бернгардт Яковлевич	Меркенское	1978
<b>ДЕКК</b> Бернгардт Яковлевич	Подгорненское	1979
<b>ДЕМИДОВА</b> Людмила Николаевна	Даукара	1970
<b>ДЖАКЕЛОВ</b> Абдикоппар Кенжебаевич	Талас-Ассинское	1970
<b>ДЖАКЕЛОВ</b> Абдикоппар Кенжебаевич	Тассай-Аксуйское	1970
<b>ДИЛЮНАС</b> Ионас Прано	Вильнюсское	1969
<b>ДМИРИЕВ</b> Виталий Макарович	Кокжиде	1987
<b>ДМИТРИЕВ</b> Владимир Васильевич	Жузагашское	1982
<b>ДМИТРОВСКИЙ</b> Василий Иванович	Кызылкумское	1970
<b>ДМИТРОВСКИЙ</b> Василий Иванович	Кызыл-Ординское	1978
<b>ДОБРЫНИН</b> Петр Алексеевич	Чулакское	1979
<b>ДОБРЫНИН</b> Петр Алексеевич	Меркенское	1979
<b>ДОБРЫНИНА</b> Лия Сергеевна	Кагыльское	1973
<b>ДОЛБИН</b> Виталий Дмитриевич	Калининское	1986
<b>ДЫРДИН</b> Олег Михайлович	Тобол-Убоганское	1975
<b>ЕМЕЛЬЯНОВ</b> Алексей Александрович	Айдосское	1969
<b>ЕРЕМИН</b> Юрий Павлович	Карадарьинское	1970
<b>ЖИЛЕНКОВ</b> Александр Яковлевич	Джунгарское	1985
<b>ЗВИАДАДЗЕ</b> Иван Сачинович	Алазанский бассейн	1986
<b>ЗИЛЬБЕРШТЕЙН</b> Борис Моисеевич	«Новая Аймурза»	1970
<b>ЗУБАШЕВ</b> Анатолий Иванович	Чулакское	1978
<b>ЗУБАШЕВ</b> Анатолий Иванович	Джунгарское	1985
<b>ИВАНОВ</b> Александр Владимирович	Левобережное	1976
<b>ИШМАКОВ</b> Касым Ибатович	Нижне-Токрауское	1970
<b>КАЗОВСКИЙ</b> Геннадий Леонидович	Усть-Каменогорское	1981
<b>КАЗОВСКИЙ</b> Геннадий Леонидович	Даировское	1989
<b>КАЛТАЕВ</b> Молдабек Калтаевич	Кзыл-Ординское	1978
<b>КАЛУГИН</b> Сергей Карпович	Эскулинское	1969
<b>КАМАЛИЕВ</b> Каби Абдуллаевич	Жузагашское	1982
<b>КАМАЛИЕВ</b> Каби Абдуллаевич	Жанарское	1985
<b>КАНДЕЛАКИ</b> Александр Порфиревич	Алазанский бассейн	1986
<b>КАРАПЕТЯН</b> Рудольф Ервандович	Гай-Айкашенское	1990
<b>КАРПОВ</b> Виталий Григорьевич	Генеральское	1989
<b>КАРТАШЕВА</b> Нина Денисовна	Нуринское	1970
<b>КИМ</b> Эдуард Капитонович	Саусканское	1971
<b>КИМ</b> Эдуард Капитонович	Аксуское	1978
<b>КЛИМАС</b> Антасас-Альгирдас Ионо	Вильнюсское	1969
<b>КОНДРАТЬЕВ</b> Владимир Николаевич	Талас-Ассинское	1970
<b>КОНОПЛЯНЦЕВ</b> Алексей Александрович	Мало-Каратаусское	1970
<b>КОПЫЛОВ</b> Петр Федорович	Павлодарская группа	1990
<b>КОЧЕТКОВ</b> Михаил Владимирович	Среднеклязьминское	1988
<b>КРИКЦЮНАС</b> Винцас Казио	Вильнюсское	1969
<b>КУГЕШЕВ</b> Аяш Кугешевич	Саусканское	1971
<b>КУГЕШЕВ</b> Аяш Кугешевич	Туесуйское	1973
<b>КУГЕШЕВ</b> Аяш Кугешевич	Жанасу	1989
<b>КУДРИН</b> Николай Ильич	Малкинское	1991
<b>КУЗНЕЦОВ</b> Анатолий Павлович	Усть-Каменогорское	1981
<b>КУЗНЕЦОВ</b> Михаил Стефанович	Глуховское	1976
<b>КУЗОРА</b> Евгений Вениаминович	Вахшское	1977
<b>КУЗЬМИН</b> Николай Семенович	Фирюзинское	1987
<b>КУЛИКОВ</b> Семен Степанович	Тассай-Аксуйское	1970
<b>КУЛИКОВ</b> Семен Степанович	Предпесковое	1986
<b>КУРДЮКОВ</b> Василий Алексеевич	Жартас-Котурское	1969
<b>КУРДЮКОВ</b> Василий Алексеевич	Нуринское	1970



<b>КУЦЕВАЛОВ</b> Александр Яковлевич	Жанадарьинское	1986
<b>ЛАРИН</b> Геннадий Васильевич	Биресек-Кантагинское	1989
<b>ЛИЗОГУБОВ</b> Владимир Алексеевич	Малкинское	1991
<b>ЛОБЖАНИДЗЕ</b> Петр Алексеевич	Алазанский бассейн	1986
<b>ЛОСЕВ</b> Дмитрий Михайлович	Карадалинское	1977
<b>ЛОСЕВ</b> Дмитрий Михайлович	Южно-Копинское	1978
<b>МАЛАХОВ</b> Василий Дмитриевич	Талгарское	1984
<b>МАЛОВ</b> Александр Иванович	Пермиловское	1990
<b>МАМЕДОВ</b> Назир Гашимович	Карадалинское	1977
<b>МАМЕДОВ</b> Назир Гашимович	Аксуйское	1979
<b>МАНУКЯН</b> Валентин Ашикович	Восточно-Урулюгуйское	1969
<b>МАШУКОВ</b> Герман Константинович	Луговское	1977
<b>МАШУКОВ</b> Герман Константинович	Меркенское	1978
<b>МИЛЬКИС</b> Макс Рувимович	Фирюзинское	1987
<b>МИРЗАЕВ</b> Сайдирахман Шаабдиевич	Каирное	1980
<b>МИТРОФАНОВ</b> Валерий Николаевич	Пермиловское	1990
<b>МИТРОФАНОВ</b> Игорь Васильевич	Хоргосское	1984
<b>МИЩЕНКО</b> Виктор Алексеевич	Джурунское	1979
<b>МИЩЕНКО</b> Виктор Алексеевич	Сарыбулакская группа	1986
<b>МОСТОВАЯ</b> Анна Ивановна	Аксуское	1978
<b>МУКУРШИН</b> Смиidt Адыльханович	Жанадарьинское	1986
<b>МУСАЕВ</b> Шакиржан Хасанович	Жанасу	1989
<b>МУХОРЕЯПОВА</b> Анна Асфендияровна	Кызылкумский бассейн	1970
<b>НАСЫРХАНОВ</b> Акылбай Насырханович	Сарысуйское	1969
<b>НАСЫРХАНОВ</b> Акылбай Насырханович	Узунжалское	1971
<b>НЕДЮЖИН</b> Виктор Васильевич	Сарыбулакская группа	1986
<b>НЕДЮЖИН</b> Виктор Васильевич	Кокжиде	1987
<b>НИЗАМОВ</b> Маматкарим Низамович	Биресек-Кантагинское	1989
<b>НОВАК</b> Владимир Григорьевич	Джурунское	1979
<b>НОВИКОВ</b> Юрий Алексеевич	Даировское	1989
<b>ОДОЕВ</b> Владимир Никонович	Пермиловское	1990
<b>ОЛОНЦЕВ</b> Владимир Николаевич	Хоргосское	1984
<b>ОРЫНКУЛОВ</b> Кенесхан Тойбекович	Джувалинское	1986
<b>ОСТАПЕНКО</b> Олег Русланович	Жанарское	1985
<b>ОСТРОВСКИЙ</b> Александр Борисович	Шахинское	1986
<b>ОСТРОВСКИЙ</b> Александр Борисович	Северо-Левокумское	1989
<b>ОСТРОВСКИЙ</b> Александр Борисович	Малкинское	1991
<b>ОСЯНИН</b> Юрий Андреевич	Саусканское	1971
<b>ОСЯНИН</b> Юрий Андреевич	Туесу	1973
<b>ПАНКРАТОВ</b> Иван Васильевич	Верхне-Сокурское	1969
<b>ПАРХОМИН</b> Леонид Владимирович	Северо-Левокумское	1989
<b>ПАРХОМИН</b> Леонид Владимирович	Малкинское	1989
<b>ПИВЕНЬ</b> Раиса Константиновна	Каратургайская группа	1982
<b>ПОРУНОВ</b> Сергей Кузьмич	Южно-Горьковское	1987
<b>ПОСПЕЛОВ</b> Будимир Александрович	Даукара	1970
<b>ПОТИЕВСКИЙ</b> Григорий Яковлевич	Джурунское	1979
<b>ПРОХОЖАН</b> Владимир Васильевич	Узунжалское	1971
<b>РАХИМБЕКОВ</b> Мадия Нурканович	Карадалинское	1977
<b>РЕУТОВ</b> Виктор Иванович	Калининское	1986
<b>РЫНКОВ</b> Владимир Семенович	Пушкинское	1987
<b>САЛМИН</b> Михаил Семенович	Хархурское	1970
<b>САРЖАН</b> Георгий Трофимович	Вахшское	1977
<b>САФРОНОВ</b> Григорий Григорьевич	Южно-Горьковское	1987
<b>СВИШЕВ</b> Александр Алексеевич	Павлоградская группа	1990



<b>СЕРДЮК</b> Ярослав Яковлевич	Ях-Суйское	1977
<b>СЕРИКОВ</b> Олег Акимович	Хоргосское	1984
<b>СЕРИКОВ</b> Олег Акимович	Алакольское	1985
<b>СИТЬКО</b> Александр Тимофеевич	Нижне-Токрауское	1969
<b>СКЛЯРЕВСКИЙ</b> Юрий Петрович	Ингамакитское	1981
<b>СМЕЛОВ</b> Александр Васильевич	Пермиловское	1990
<b>СОЛОВЬЕВА</b> Надежда Михайловна	Генеральское	1989
<b>СОРОКИН</b> Михаил Михайлович	Кызылкумский бассейн	1970
<b>СТЕПАНЯН</b> Молот Манукович	Гай-Айкашенское	1990
<b>СУДОПЛАТОВ</b> Алексей Дмитриевич	Хархурское	1970
<b>СУТБАЕВ</b> Султан Сутбаевич	Сарьсуйское	1969
<b>СУХОВ</b> Анатолий Михайлович	Тобол-Убоганское	1975
<b>СЫЧЕВ</b> Константин Игоревич	Нижне-Токрауское	1970
<b>ТАНЕНБАУМ</b> Лазарь Яковлевич	Тузкольское	1973
<b>ТИМОХИН</b> Владислав Геннадиевич	Шахинское	1986
<b>ТЛЕКИН</b> Султан Тлекович	Глуховское	1976
<b>ТЛЕКИН</b> Султан Тлекович	Жарбулакское	1982
<b>УРАЗАЛИНОВ</b> Капалбек Касымович	Шиликтинское	1990
<b>ФАЛЕВИЧ</b> Ирина Евгеньевна	Нижне-Токрауское	1969
<b>ФОМИН</b> Валентин Михайлович	«Новая Аймурза»	1969
<b>ХАРАТИШВИЛИ</b> Леван Алексеевич	Триалетские родники	1988
<b>ХАРЧЕНКО</b> Валерий Иванович	Южно-Воронежское	1990
<b>ХОДЖЫБАЕВ</b> Нариман Нарзуллаевич	Каирное	1980
<b>ХОРДИКАЙНЕН</b> Матвей Александрович	Айдосское	1969
<b>ХОХЛОВ</b> Алексей Евгеньевич	Генеральское	1989
<b>ЧЕРТКОВ</b> Юрий Тимофеевич	Каирское	1980
<b>ЧЖЕН</b> Виктор Васильевич	Жанасу	1989
<b>ШАКАРИШВИЛИ</b> Дмитрий Иссаевич	Триалетские родники	1988
<b>ШЕВЧЕНКО</b> Надежда Григорьевна	Ясханское	1969
<b>ПИНДАКОВА</b> Прасковья Тимофеевна	Чулакское	1978
<b>ПЛЫГИНА</b> Вероника Федоровна	Талгарское	1975
<b>ШМИДТ</b> Михаил Александрович	Китабо-Шахрисабзское	1975
<b>ШНЫШКО</b> Александр Александрович	Генеральское	1989
<b>ШПАК</b> Анатолий Александрович	Ингамакитское	1981
<b>ШУЛЬЖЕНКО</b> Вячеслав Николаевич	Южно-Воронежское	1990
<b>ЯБЛОЧКИНА</b> Нелли Ефимовна	Кустанайское	1971
<b>ЯРОВАЯ</b> Зинаида Васильевна	Генеральское	1989
<b>ЯСЕНИК</b> Владимир Михайлович	Каратургайская группа	1982

Всего в публикуемый перечень включены 298 месторождений твердых ископаемых и 194 подземных вод.

За открытия этих месторождений к 1991 г. нагрудным знаком «Первооткрыватель месторождений полезных ископаемых» были награждены 460 человек.

Были присуждены Государственные премии СССР в области науки и техники за открытие месторождений: бокситов — три (28 лауреатов); гранулированного кварца — одна (6 лауреатов); магнетита — одна (6 лауреатов); слюды-флогопита — одна (6 лауреатов); серы — две (13 лауреатов).



## Памяти Гилеля Авсеевича Мирлина

24 января 2001 г. многочисленные друзья и коллеги Гилеля Авсеевича Мирлина собрались для того, чтобы отметить его 90-летие: для своих лет он был бодр и полон творческих планов, а спустя полтора месяца его не стало.

Г.А.Мирлин был одним из организаторов геологической службы страны и на протяжении многих лет являлся одним из ее лидеров. Окончив в 1932 г. геологический факультет Казанского университета, он начал свой трудовой путь, работая на Урале в составе геологической экспедиции, которой руководили известные уже тогда геологи В.С.Коптев-Дворников и Н.И.Бородаевский. Задачей молодого специалиста было проведение геологической съемки перспективных на золото Миасского и смежных с ним районов и одновременно поиски новых золоторудных месторождений. Им была составлена сводная геологическая карта Миасского района и соседних с ним площадей, которой весьма заинтересовался часто приезжающий на Урал академик А.Е.Ферсман. Он и порекомендовал молодому геологу поехать в Москву для того, чтобы заняться углубленной интерпретацией полученного материала.

Опыт геологического картирования, приобретенный Г.А.Мирлиным на Урале, оказался чрезвычайно полезным и важным в последующей его деятельности, поскольку в дальнейшем одним из главных направлений его работы были организация и проведение регулярных геолого-съемочных и поисковых работ на огромной территории страны.

В конце 1935 г. Г.А.Мирлин по рекомендации А.Е.Ферсмана был зачислен в штат Геологического института Академии наук (ГИН), который возглавлял в то время академик А.Д.Архангельский. Вскоре после этого академиком И.М.Губкиным он был приглашен на работу в Главное геологоразведочное управление (ГГРУ) Народного комиссариата тяжелой промышленности (Наркомтяжпром), где возглавил отдел геологической съемки и геологического картирования. Именно здесь пригодился опыт, приобретенный на Урале. Так молодой геолог получил весьма ответственное задание государственной важности.

Руководителем отдела геологической съемки и геологического картирования Г.А.Мирлин проработал почти до начала Великой Отечественной войны. Одновременно он совмещал свою деятельность с научной работой в ГИН, оставаясь в его штате, причем это не было чистой формальностью, т.к. он успевал проводить полевые исследования в Казахстане под руководством академика Н.С.Шатского. В эти же годы Г.А.Мирлин был членом президиума Межведомственной комиссии по применению аэрометодов в геологии, возглавляемой А.Е.Ферсманом, и одним из инициаторов использования геофизических и аэросъемочных методов при геологическом картировании.

Занимаясь в ГГРУ развитием в стране геологической съемки и геологического картирования, Г.А.Мирлин работал в тесном контакте с такими выдающимися деятелями отечественной геологии, как Д.В.Наливкин, А.П.Герасимов, С.А.Музылев и др. Для страны это была новая проблема и не обходилось без острых дискуссий и споров, но, тем не менее, удалось выработать единую общегосударственную систему последовательного изучения и геологического картирования отдельных регионов огромного государства, которое в те годы занимало шестую часть суши. Вслед за геологической съемкой составлялись и издавались геологические карты масштабов 1:1 000 000, 1:200 000 и 1:50 000. Так закладывалась база для последующего интенсивного поиска разнообразных полезных ископаемых, столь необходимых стране, где в 30-ые годы ударными темпами шла индустриализация народного хозяйства. Вклад Г.А.Мирлина в эту чрезвычайно важную работу, несомненно, огромен.



Проводя исследования в ГИН, Г.А.Мирлин подготовил кандидатскую диссертацию по геологии Урала, защита которой была назначена на июнь 1941 г., но все планы нарушила начавшаяся Великая Отечественная война. С первого дня и до ее окончания (он участвовал в боях за освобождение Праги, которое, как известно, произошло уже после 9 мая 1945 г.) Г.А.Мирлин находился в рядах действующей армии. Начал войну он в звании младшего лейтенанта, а закончил гвардии подполковником. Четыре боевых ордена и несколько медалей — так были отмечены его боевые заслуги и ратные подвиги.

В трудные дни войны, в 1944 г., когда Г.А.Мирлин принимал участие в боях за Тернополь, он узнал о необычном и очень приятном для него событии: его друзья и коллеги по ГИН с согласия ВАК организовали заочную защиту его диссертации — случай беспрецедентный. При этом одним из оппонентов выступал академик Д.С.Белянкин, а голосование прошло единогласно. Так, в дни ожесточенных боев Г.А.Мирлин стал кандидатом наук.

После окончания войны, прослужив еще шесть месяцев в Вене, Г.А.Мирлин вернулся в Москву, демобилизовался и был направлен на работу в Комитет по делам геологии при Совнаркоме, который в 1946 г. был преобразован в Министерство геологии. В министерстве он занял пост члена коллегии и начальника Главного управления минерального сырья. На него была возложена исключительно важная задача по разработке планов геолого-поисковых, геофизических и разведочных работ. При его непосредственном участии и в значительной мере под его руководством в 1946—1948 гг. во всех регионах страны были развернуты широкомасштабные работы по поискам и разведке новых месторождений минерального сырья, в котором остро нуждалась возрождающаяся послевоенная экономика. Г.А.Мирлин внес огромный вклад в послевоенный рост советской геологии, в результате чего укреплялась и



развивалась минерально-сырьевая база страны, организовывались новые научные институты геологического профиля.

В 1949—1953 гг. на долю Г.А.Мирлина выпали весьма нелегкие переживания, когда было сфабриковано «дело геологов», в результате которого совершенно незаслуженно пострадали как многие его товарищи по работе — крупнейшие специалисты, так и он сам (он был снят с занимаемых должностей, но оставлен в Министерстве для помощи новому руководству). Кроме того, ликвидация Министерства геологии в 1953 г. и организация его вновь, но уже под новым названием — Министерства геологии и охраны недр, также были сопряжены с многочисленными волнениями из-за судьбы геологической службы, в становление которой он вложил столько сил и энергии.

Новый этап в профессиональной жизни Г.А.Мирлина начался в 1957 г., когда в связи с укреплением кадрового состава Госплана СССР его перевели на работу в эту организацию, игравшую столь видную роль в экономике страны. Ответственность и объем работы на новом месте существенно возросли. Под его непосредственным руководством в Госплане разрабатывались планы геологоразведочных и топографо-геодезических работ, определялись главные направления поисков различных полезных ископаемых, внедрялись в практику новые методы и достижения научно-технического прогресса. К ним относились геофизические, изотопно-геохимические, аэросъемочные методы, вычислительная техника. Когда актуальной стала проблема геологического изучения и проведения поисковых работ на шельфе, а также в глубоководных зонах Мирового океана, Г.А.Мирлин вновь выступил как энергичный организатор и последовательный сторонник развития этого направления.

Еще одно направление многогранной деятельности Г.А.Мирлина — международная: он был членом постоянной комиссии СЭВ по геологии, принимал активное участие в развитии геологоразведочных работ и укреплении минерально-сырьевой базы стран-членов СЭВ. Он участвовал практически во всех заседаниях постоянной комис-

сии, выступал в качестве консультанта и эксперта по важнейшим вопросам геологоразведочной деятельности.

Последний этап творческой деятельности Г.А.Мирлина наступил в 1978 г., когда он перешел на работу в Комиссию по изучению производительных сил и природных ресурсов (КЕПС). В этой организации он проявил себя как серьезный, углубленный исследователь, занимавшийся проблемой обеспеченности народного хозяйства нашей страны и всего мира природными, в первую очередь — минеральными ресурсами. По этой проблеме Г.А.Мирлин опубликовал ряд интереснейших статей, актуальность которых не утрачена и по сегодняшний день. Особое внимание общественности вызвала его книга о роли минеральных ресурсов во второй мировой войне. Его мечтой, к сожалению так и не сбывшейся, была книга о пройденном пути в геологии, которую он предполагал назвать «65 лет в геологии». Тем не менее, в сжатом виде в статье «И путь и далек и долог...» (в сборнике «Геология — жизнь моя») он отразил основные вехи своей богатой биографии. Главное в ней — беззаветное служение Родине, всемерное содействие росту ее мощи и благосостояния.

В этой же своей последней статье он назвал себя «геобюрократом», имея в виду тот факт, что почти всю свою профессиональную жизнь посвятил организации и управлению геологической службы. Но бюрократом в обычном понимании этого слова Г.А.Мирлин никогда не был, ибо внимательное, деликатное отношение к человеку — будь то министр или рядовой сотрудник, было для него законом. В то же время, геология была смыслом его жизни.

Г.А.Мирлин прожил достойную жизнь. Его успехи на геологическом и военном поприще отмечены многими высокими наградами, но главное в том, что в памяти всех, кто знал его, он остался настоящим человеком и патриотом.

*Правление Российского геологического общества  
Редколлегия журнала*



## Памяти Георгия Николаевича Шапошникова

2 апреля 2001 г. после тяжелой болезни скончался крупный ученый, талантливый организатор научных исследований, заслуженный геолог России, главный научный сотрудник Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ) Георгий Николаевич Шапошников.

Г.Н.Шапошников родился в 1928 г. в станице Белореченская Краснодарского края. В 1946 г. после окончания десятилетки в г.Черновцы поступил на геологический факультет Черновицкого университета, который окончил с отличием в 1951 г.

Начиная с 1951 г. — 50 лет научных поисков, активной общественной работы, жизнь Г.Н.Шапошникова была связана со ВСЕГЕИ, где он прошел путь от аспиранта до главного научного сотрудника, руководителя ответственной государственной работы.

С 1952 г. Георгий Николаевич учился в аспирантуре, одновременно продолжая работу в Дальней экспедиции ВСЕГЕИ и Горной экспедиции Главгеологоразведки начальником и старшим геологом геолого-геофизических партий в Туве. В 1956 г. Г.Н.Шапошников блестяще защитил кандидатскую диссертацию на тему «Геология и рудоносность интрузий Таннуольского комплекса в-хр.Восточный Танну-Ола Тувинской автономной области». В мае 1957 г. он был зачислен в штат ВСЕГЕИ на должность старшего научного сотрудника.

В 1957—1970 гг. Георгий Николаевич проводил исследования по тектонике и минерагении Южной Якутии, Енисейского кряжа, Алтае-Саянской области и одновременно возглавлял коллектив по разработке методики специализированного крупномасштабного геологического картирования.

В 1970—1975 гг. Г.Н.Шапошников, руководя отделом геологии и полезных ископаемых Сибири, внес крупный вклад в изучение геологии этого богатого минеральными ресурсами края и способствовал укреплению связей ВСЕГЕИ с производственными организациями. Под его руководством и при непосредственном участии создан ряд фундаментальных работ, среди которых нужно отметить монографии «Закономерности формирования и металлогении активизированных зон Алтае-Саянской области» (1975), «Геологические формации Алданского щита и их рудоносность» (1976), «Байкалиды, каледониды и варисциды Западной Монголии» (1976), «Карта разломов территории СССР и сопредельных стран», «Прогнозная карта складчатых сооружений юга Сибири» (1977), «Основные закономерности развития и металлогении областей тектоно-магматической активизации юга Азиатской части СССР» (1979), «Геология Тувинской АССР» (1990). Всего им написано более 140 научных работ, в т.ч. около 100 опубликовано.

Георгий Николаевич был инициатором разработки и активным участником «Генеральной программы региональных геологических исследований в Тувинской АССР», реализация которой позволила существенно обогатить знания о геологии и минерагении республики.

В 1976 г. по предложению председателя Главной редакции Государственной геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000 (новая серия) С.А.Музылева и председателя Научно-редакционного совета Министерства геологии СССР А.П.Марковского Г.Н.Шапошников был назначен заместителем председателя, а с 1984 г., после смерти С.А.Музылева, председателем Главной редакции. С тех пор и до последних дней он целиком посвятил себя вопросам организации и научно-методического руководства огромным коллективом геологов СССР и России, участвующих в фундаментальной работе по созданию всех 97 листов новой серии Госгеолкарты-1000. На плечах



Г.Н.Шапошникова лежала основная тяжесть организационной работы, контактов с исполнителями, как на уровне руководителей организаций, так и непосредственных представителей комплектов Госгеолкарт. Здесь проявился организационный талант Георгия Николаевича, его умение спокойно, по-деловому и в то же время оперативно решать сложнейшие научные и организационные вопросы.

Можно без преувеличения сказать, что только благодаря неистощимой энергии, самоотверженности Георгия Николаевича, его постоянному вниманию ко всем участникам этой грандиозной работы, какой не знала ни одна страна мира, в 2000 г. удалось завершить составление листов карты на всю территорию России. Георгий Николаевич не увидел последних изданных комплектов, но до последних дней внимательно следил за их подготовкой, постоянно оказывал помощь составителям листов.

Министерство природных ресурсов в конце 1997 г. поставило задачу подготовки научно-методической базы создания Государственной геологической карты России масштаба 1:1 000 000 третьего поколения. Г.Н.Шапошникову было поручено подготовить перспективный план развития этих работ. С этой задачей он блестяще справился благодаря тесным деловым контактам с научными и производственными организациями отрасли. Кроме того, он внес существенный вклад в подготовку проекта Инструкции по составлению и подготовке к изданию листов Госгеолкарты-1000 третьего поколения.

К нему шли за советами и помощью не только молодые специалисты, но и уже сформировавшиеся ученые. Г.Н.Шапошников всегда отличался высокой принципиальностью, исключительно чутким, душевным отношением к людям, независимо от занимаемого положения, обязательностью в выполнении поручаемых ему заданий. Эти качества Георгия Николаевича ценил и в работе своих коллег, с нетерпимостью относясь к скороспелым, недостаточно аргументированным суждениям и заключениям.



Наряду с огромной научно-организаторской работой Г.Н.Шапошников участвовал в составлении тома 7 монографии «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых» — «Алтае-Саянская область» (автор и редактор), в разработке концепции региональных геологических исследований. Под его руководством была подготовлена и издана первая Геологическая карта Алтае-Саянской складчатой области масштаба 1:1 500 000 (1995). Он активно участвовал в создании крупных картографических обобщений — Геологическая карта России и сопредельных государств (1992), Карта полезных ископаемых России и сопредельных государств (1992), Геологическая карта России и прилегающих акваторий масштаба 1:2 500 000 (2000) и др.

Г.Н.Шапошников много внимания уделял истории Геолкома—ВСЕГЕИ, был одним из главных авторов и членом редколлегии книги «ВСЕГЕИ в развитии геологической науки и минерально-сырьевой базы страны», вышедшей к 100-летию института.

Георгий Николаевич всегда был общественно активным человеком. И в студенческие годы, и во время работы во ВСЕГЕИ он вел большую общественно-политическую ра-

боту, возглавлял комсомольскую и партийную организацию института, проявляя в общественной работе лучшие человеческие качества. И на производстве, и в общественной работе он в силу личного обаяния и отношения к порученному делу часто становился во главе коллектива, порой даже не являясь официальным руководителем. Он вел большую работу в Совете ветеранов Великой Отечественной войны, по-особому относился к фронтовикам и старшим коллегам — своим учителям в геологии.

Трудовая деятельность Георгия Николаевича была отмечена орденом «Знак почета», многими медалями и знаком «Почетный разведчик недр».

Добрая память о Г.Н.Шапошникове навсегда сохранится в сердцах его товарищей и соратников, а созданная под его руководством Государственная геологическая карта СССР—России масштаба 1:1 000 000 — достойный памятник его заслуг в отечественной геологии и будет еще много лет служить прогрессу российской науки.

*Ученый совет ВСЕГЕИ  
Редколлегия журнала*

## Памяти Александра Константиновича Бухарина

12 ноября 2001 г. скоропостижно скончался Александр Константинович Бухарин — ведущий научный сотрудник Института минеральных ресурсов Госкомгеологии Республики Узбекистан, доктор геолого-минералогических наук, председатель Научно-редакционного совета и член Научно-технического общества Госкомгеологии Республики Узбекистан по геологическим картам.

А.К.Бухарин родился 18 июня 1932 г. в г.Беговат в семье служащего. Александр Константинович окончил среднюю школу в г.Ташкент и поступил на геологический факультет Ташкентского государственного университета, который окончил в 1955 г. Следует отметить исключительную целеустремленность А.К.Бухарина, проявляющуюся с юношеских лет и до последних минут жизни.

Избрав для себя геологическую специальность, он остался верен геологии. А.К.Бухарин стремился всегда и во всем быть первым: школу окончил с золотой медалью, университет с отличием. Затем в 1965 г. защитил в Ленинградском государственном университете кандидатскую диссертацию, а в 1981 г. докторскую. Широта и размах мышления Александра Константиновича позволили постигать и преломлять для Узбекистана все мировые научные открытия как теоретически, так и практически.

Последние 10 лет А.К.Бухарин принимал участие в разработке ряда международных программ. Участвовал в программе «Палеогеография Среднеазиатского палеоокеана в позднем докембрии и раннем палеозое» в рамках Международной программы геологической корреляции ЮНЕСКО «Глобальная палеогеография позднего докембрия и раннего палеозоя» и «Соотношение Лаврентии—Гондваны перед Пангеей» (Москва—Канада). Эти работы инициировали следующую Международную программу по составлению «Атласа палеогеографических и структурных карт центральной части Евразии», представленного на Международном геологическом конгрессе в Рио-де-Жанейро в 2000 г.



В лице Александра Константиновича Бухарина геологическая общественность потеряла не только высококвалифицированного специалиста, но и прекрасного человека, отзывчивого товарища и для многих отличного друга.

*Институт минеральных ресурсов  
Госкомгеологии Республики Узбекистан  
Редколлегия журнала*



# Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2001 г.

Всероссийский съезд геологов. № 1. С. 3.

*Гаритов В.З.* Нефть России — будущее. № 1. С. 7.

*Кривцов А.И., Беневольский Б.И., Мигачев И.Ф.* Проблемы национальной минерально-сырьевой безопасности. № 1. С. 11.

*Мавричев В.Г., Козеев С.И., Виноградов П.А., Делиа С.В., Штунь С.Ю.* Многоярусный фундамент шельфа Северного Каспия и его отражение в структуре осадочного чехла по данным крупномасштабной аэромагнитной съемки. № 6. С. 3.

*Наталенко А.Е.* Перспективы геологической службы и развитие минерально-сырьевой базы России. № 1. С. 6.

## Идеи и проекты века

*Зайченко В.Ю.* Тюменская сверхглубокая скважина — геологическая лаборатория нового типа. № 1. С. 14.

*Кучин Е.С.* Об основных вопросах эндогенного рудообразования. № 1. С. 14.

## Геологическое картирование

*Антощенко-Оленев И.В.* Числовые модели рельефа и возможности выявления по ним границ литоморфных и новейших тектонических структур. № 2. С. 3.

## Металлогения и минерагения

*Барышев А.Н.* Позиция крупнейших рудных районов и узлов в системе адвективных структур Земли. № 2. С. 6.

*Сагир А.В., Дорофеева Р.Н., Круковский П.Ю., Филатова Ю.Б.* Структура, магматизм и металлогения Белореченской зоны Сетте-Дабанского палеорифта. № 1. С. 34.

*Сурков В.С., Черкасов Г.Н., Краевский Б.Г.* К проблеме минерагенических исследований мегакомплексов складчатых областей. № 1. С. 31.

*Тарханов А.В.* Возможности использования принципа аналогии при прогнозировании месторождений урана на примере Центрально-Украинской урановорудной провинции. № 1. С. 43.

## Энергетические минерально-сырьевые ресурсы

*Кравченко К.Н.* Об онтогенетическом сходстве нефтегазоносного мегавала Барроу с уникальными месторождениями Аляски и антеклизой Франца-Иосифа в Баренцевом море. № 3. С. 3.

*Таранушич Ф.Ф.* Типизация морфоструктур концентраций угольных пачек. № 6. С. 12.

## Рудные и нерудные месторождения

*Амузинский В.А., Иванов Г.С., Лацановский И.А.* Геолого-промышленные типы и критерии оценки золоторудных месторождений Верхоянской складчатой системы. № 5. С. 55.

*Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Серкебаева Е.С.* Нетрадиционные типы золотого оруденения в карбонатных комплексах Сетте-Дабана. № 5. С. 59.

*Афанасов М.Н., Николаев В.А., Орлова М.Т., Якобсон К.Э.* Первая находка минералов-спутников алмаза в рифейских отложениях Ладужского грабена. № 3. С. 13.

*Герасимов Б.Б.* Влияние золотых процессов на формирование Хужирских конгломератов. № 5. С. 72.

*Давыдов Ю.В.* Бифациальная генетическая модель стратиформных месторождений Якутии № 5. С. 73.

*Костин А.В.* Прогноз золото-серебряных месторождений мирового класса в Куранахской рудной зоне. № 5. С. 62.

*Ляховкин Ю.С.* Типизация проявлений золотого оруденения Воронежского кристаллического массива. № 6. С. 16.

*Никифорова З.С., Сурнин А.А.* К проблеме россыпной золотоносности среднего течения р.Лена. № 5. С. 70.

*Малов Н.Д.* Алмазоносность восточной части Балтийского щита и его южного склона. № 3. С. 11.

*Пакульнис Г.В.* О роли эндогенных и экзогенных факторов в формировании масштабных гидротермальных месторождений урана. № 4. С. 3.

*Самусиков В.П.* Типоморфные особенности самородного золота рудных и россыпных проявлений Юдома-Бамского района. № 5. С. 67.

*Сюндюков Ш.А., Каширцев В.А., Митронов Д.В., Зуева И.Н.* Геологическое строение и угленосность мезозойских отложений в Алдан-Амгинском междуречье Ленского бассейна. № 5. С. 76.

*Тимофеева Т.С., Мирталипов Д.Я., Васильев Г.А., Мансурова Л.А., Мусаева М.М., Рахимжанов А.А., Уралов Б.Х.* Золотые самородки Узбекистана, их состав и изотопия химических элементов. № 6. С. 22.

*Файзуллин Р.М., Беляев Е.В., Садыков И.С.* Количественные соотношения апатитового оруденения кратонных и рифтовых рудно-формационных комплексов щитовых провинций. № 2. С. 17.

*Фоменко А.Е., Сазонов В.П., Дмитраков Л.И.* Перспективы ураноносности Воронежского кристаллического массива и Подмосковного бурогоугольного бассейна. № 2. С. 12.

*Юсманов Ю.П.* Структурный контроль золотого оруденения Соболиного рудного узла в Центральном Сихотэ-Алине. № 3. С. 15.

## Стратиграфия, региональная геология и тектоника

*Белый В.Ф.* Структура и развитие Канадско-Колымского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. № 3. С. 18.

*Булгакова М.Д.* Система региональных седиментологических следований в складчатых районах Якутии. № 5. С. 41.

*Вилор Н.В., Суворова Л.Ф., Костянецкая Ж.В., Кочнев А.П., Смолянский Е.Н., Гончар Г.А.* Ультрамафиты в полиметаморфическом комплексе Приолохонья. № 2. С. 34.

*Гасанов Т.Аб., Алыева С.Г.* Стратиграфия отложений акчагыла и апшерона в предгорьях юго-восточной части Малого Кавказа. № 2. С. 29.

*Ермакова С.П.* О границах нижнего триаса. № 5. С. 39.

*Жамойда А.И., Прозоровская Е.Л.* Международная стратиграфическая шкала 2000 года и задачи ее совершенствования. № 4. С. 8.

*Журавлев А.В., Соболев Д.Б.* Местная стратиграфическая схема турнейского яруса Севера Урала. № 6. С. 29.

Загородных В.А. Стратиграфия и полезные ископаемые четвертичных отложений Калининградской области. № 3. С. 45.

*Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Слепцов С.В., Шибаев С.В.* Сейсмическое районирование Южной Якутии. № 5. С. 44.

*Калантар И.З., Шабанова Г.А.* Палеогеография и история геологического развития Северного Предуралья в юре и мелу. № 2. С. 20.

*Колосов П.Н., Альховик Т.С., Баранов В.В., Белолубский И.Н., Гриненко О.В., Ермакова С.П., Князев В.Г., Кутыгин Р.В., Мельник О.А., Сергеев А.И., Столярова Л.Р.* Уникальные разрезы верхнего докембрия и фанерозоя Якутии. № 5. С. 34.

*Королева М.Н., Истомина Л.Ю.* Раннеордовикские литофации и биозоны трилобитов в Восточно-Кокчетавском синклинии Северного Казахстана. № 6. С. 33.

*Лёвин Ф.Д., Фомин В.И.* Происхождение современных Уральских гор. № 3. С. 31.

*Оксман В.С., Третьяков М.Ф.* Сунтарская система разломов: кинематическая и геодинамическая интерпретации. № 5. С. 52.

*Панов Е.Н., Дубик О.Ю.* Об особенностях состава и строения слабометаморфизованных глинистых пород верхоянского комплекса. № 4. С. 11.

*Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Хоуроген Дж.К., Тарабукин В.П., Думирту Т.А.* Стиль деформаций Верхоянского складчатого-надвигового пояса. № 5. С. 47.

*Синцов А.В.* Гранитоиднейсовыи структуры Мамской кристаллической полосы. № 1. С. 49.



Уфимцев Г.Ф., Сквитина Т.М. Новейшая структура восточного побережья Среднего Байкала. № 2. С. 26.

Чайкин В.Г., Антонов В.А. Анализ формационных рядов Копетдагско-Предкавказской зоны краевых опусканий. № 4. С. 14.

Чирикova Е.В., Олли В.А. Кембрийские и нижнеордовикские отложения Южного Урала. № 3. С. 41.

#### Литология, петрология, минералогия, геохимия

Алтухова З.А., Барашков Ю.П. Кристалломорфологические типы алмазов из автолитов, массивной и автолитовой кимберлитовых брекчий Якутии. № 5. С. 9.

Бабушкина С.А., Трунилина В.А. Р-Т условия и генетические аспекты формирования гранитоидов латитового ряда хр. Полоусный. № 5. С. 24.

Богатиков О.А., Курчапов А.М., Шарков Е.В. Межведомственный петрографический комитет России — настоящее и будущее. № 1. С. 54.

Войтеховский Ю.Л., Припачкин П.В. Использование статистических методов для расчленения разреза Федорово-Панского интрузива. № 2. С. 48.

Волошина З.М., Каржавин В.К., Петров В.П. Р-Т параметры околорудных метасоматитов Федорово-Панского платиноносного интрузива. № 4. С. 17.

Воробьев Е.И. Об экссолюционной природе алмазов в метаморфических породах Кокчетавского массива. № 2. С. 52.

Грудинин М.И., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. Состав и геодинамика ультраосновных и основных пород района нижнего течения р. Селенга. № 2. С. 57.

Гусев А.И., Кузубов П.П. Петрогенетические типы и флюидальный режим палеозойских гранитоидов Большого Кавказа. № 2. С. 42.

Зайцев А.И. О возрасте протолитов кимберлитовых магм Якутии. № 5. С. 6.

Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Средне-Енисейская провинция магнезиальных траппов Сибирской платформы и ее перспективы на оруденение норильского типа. № 4. С. 20.

Ким А.А., Заякина Н.В. Самородный марганец из щелочных пикритов Центрального Алдана. № 5. С. 32.

Кобылянский Ю.Г. Способ выделения пунктов рудной минерализации по степени накопления элементов. № 4. С. 26.

Латин А.В. О кимберлитах Чадобецкого поднятия в связи с проблемой формационно-металлогенетического анализа платформенных щелочных—ультраосновных магматитов. № 4. С. 30.

Округин А.В., Королева О.В. Геологическое положение и состав раннерифейских перидотит-габбровых массивов Туяканского комплекса Патомского нагорья. № 5. С. 15.

Олейников О.Б. Особенности химического состава апатита из интрузивных кимберлитов Якутии. № 5. С. 13.

Романов В.А. Количественная оценка оруденения по потокам рассеяния. № 2. С. 64.

Романов В.А. Потоки рассеяния и геохимический баланс вещества. № 3. С. 56.

Сафронов А.Ф., Смелов А.П., Зайцев А.И. Проблемы тектонического контроля алмазоносных кимберлитов Сибирской платформы. № 5. С. 3.

Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Егоров К.Н. Этапы магматизма и алмазоносность центральной части Урикско-Ийского грабена Присяня. № 6. С. 38.

Томишин М.Д., Лелюх М.И. Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы. № 5. С. 19.

Фурсов В.З. Возможности многоцелевого ртутного геохимического картирования. № 4. С. 36.

Хабибуллина Т.С. Включения в цирконах из гранитоидов различных петрогенетических типов Верхояно-Колымских мезозоид. № 5. С. 27.

Чепуров А.А., Федоров И.И., Чепуров А.И. Экспериментальное изучение кристаллизации алмаза в металл-силикатно-углеродных системах. № 1. С. 56.

Ясаманов Н.А., Юрьев В.А. Кварцевые пески и кварциты Омана: возраст, происхождение, состав, качество и использование в новейших технологиях. № 4. С. 44.

#### Геофизика и глубинное строение

Аркадьев В.В., Титов К.В., Сидоренкова О.И., Черный К.Н. Расчленение меловых отложений Юго-Западного Крыма по магнитной восприимчивости. № 4. С. 53.

Блюман Б.А. Кора континентов и океанов: анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных. № 1. С. 61.

Славкин В.С., Ворошилова М.С. Новые данные о строении нижнемеловых продуктивных отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты по данным сейсморазведки МОГТ. № 6. С. 43.

#### Геодинамика и сейсмичность

Агафонов Б.П. Литодинамическое направление в изучении Байкальского рифта. № 6. С. 60.

Айзберг Р.Е., Бескопильный В.Н., Старчик Т.А., Цекоева Т.Х. Геодинамические условия проявления позднедевонского магматизма Припятской зоны рифтогенеза. № 3. С. 61.

Коротеев В.А., Язева Р.Г., Иванов К.С., Бочкарев В.В. Палеозоны субдукции в геологической истории Урала. № 6. С. 50.

Кузюков Г.Н. Максютковский комплекс на Южном Урале — «пробный камень» уральской геодинамики. № 6. С. 58.

Малов Н.Д., Пекельный В.И., Дверницкий Б.Г. Современная геодинамика и устойчивость геологической среды в Петербургском регионе. № 2. С. 68.

#### Геология и геофизика Мирового океана

Юбко В.М., Мельников М.Е., Лыгина Т.И. Условия локализации, строение и возраст кобальтоносных железомарганцевых корок на подводных горах. № 3. С. 66.

#### Гидрогеология, инженерная геология

Алекперов А.Б. Закономерности развития гидродинамических процессов в зоне активного водообмена Апшеронской природно-техногенной системы. № 3. С. 71.

Вартанян Г.С., Плотникова Р.И., Шпак А.А. Объектный мониторинг как элемент системы рационального использования минеральных, термальных и промышленных вод. № 4. С. 58.

#### Геоэкология

Зилинг Д.Г., Харьковина М.А., Осипук В.А. Эколого-геодинамическая оценка юго-западной части Восточно-Европейской платформы. № 2. С. 71.

#### Краткие сообщения

Бойшенко А.Ф. 70 лет научно-технического сотрудничества геологов России и Монголии. № 4. С. 62.

Воробьева С.В. Природные концентрации золота и редких металлов в Миасском рудном узле на Среднем Урале. № 1. С. 68.

Федорчук В.П. Опыт денежной оценки минеральных ресурсов мира. № 4. С. 64.

#### Дискуссии

Барышев А.Н. О гипотезе расширяющейся Земли. № 1. С. 76.

Блюман Б.А. О трех НЕ — нелинейность, необратимость, неравновесность — геологических процессов. № 6. С. 64.

Боднар З.Я. Определение возраста рельефа и картирование четвертичных образований. № 4. С. 65.

Дубов В.А. Тектоническая природа магнитных аномалий. № 1. С. 71.

Зейлик Б.С. Астролема Семейтау и ее рудоконтролирующая роль. № 6. С. 65.

Литовченко Н.И. К проблеме происхождения железистых кварцитов. № 6. С. 70.

Лихачев А.П. О происхождении загадочных структур Бушвельдского комплекса, именуемых «рытвинами». № 3. С. 75.

Радюкевич Н.М. К вопросу о скорости и геологических следствиях расширения Земли в мезозое и кайнозое. № 1. С. 74.

#### Рецензии

Беленицкая Г.А. Литогеодинамический анализ — научное направление нового века. № 6. С. 76.



*Краснов Е.В.* В безбрежном море «Вернадскианы» не обойтись без кормчего. № 4. С. 68.

*Митрофанов Ф.П., Шаров Н.В.* Рудная сейсморазведка. № 6. С. 78.

*Русинов В.Л.* Золото-серебряные месторождения. № 6. С. 79.

*Ручкин Г.В.* Информационно-аналитическая система прогнозно-металлогенического анализа минерально-сырьевой базы Дальнего Востока. № 6. С. 80.

*Соколов Б.А., Старостин В.И., Барбошкина Т.А.* «Экогеология России» — новые подходы к экологическим проблемам. № 4. С. 71.

#### **Хроника**

*Аксиров М.М.* Аннотация книги. № 1. С. 78.

#### **Первооткрыватели отечественных месторождений**

Первооткрыватели месторождений алмазов. № 6. С. 82.

90-летие Льва Исааковича Красного. № 2. С. 79.

85-летие Алексея Борисовича Каждана. № 1. С. 79.

80-летие Рауфа Баратовича Баратова. № 5. С. 78.

80-летие Александра Ивановича Жамойды. № 6. С. 85.

80-летие Александра Александровича Ковалева. № 6. С. 86.

80-летие Виктора Парфентьевича Федорчука. № 6. С. 87.

75-летие В.С.Суркова. № 4. С. 72.

70-летие Бориса Александровича Соколова. № 1. С. 80.

60-летие Александра Александровича Кременецкого. № 6. С. 88.

К 90-летию Ефросиньи Антоновны Балашовой. № 2. С. 80.

К 90-летию Сурена Амбарцумовича Мовсесяна. № 3.

К 90-летию Александра Леонидовича Яншина. № 2. С. 81.

Памяти Александры Федоровны Якушовой. № 3. С. 81.

Памяти Леонида Федоровича Борисенко. № 3. С. 84.

Памяти Евгения Михайловича Лазько. № 3. С. 82.



# ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

Требования к статьям, представляемым в редакцию

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами.

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц машинописного текста, включая таблицы, список литературы. Текст печатается через два интервала на одной стороне листа. Оставляются поля: сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в Text format (\*.rtf) или 8,0/98 (\*.doc) с использованием шрифта Times New Roman Cyr. (размер 9—10, один межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, таблицы. По окончании работ дискеты по желанию автора возвращаются. Возможна передача статей по электронной почте: E-mail tsnigri@pol.ru.

2. Рисунки и другие графические материалы (не более 4) прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки принимаются на кальке, ватмане, в виде фотоконии (на глянцевой бумаге) или на дискетах с распечаткой на бумаге. Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр должен быть не менее 2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF bitmap (\*.tif), Paint Brush (\*.pcx), Encapsulated Post Script (\*.eps), Corel Draw (\*.cdr), Диаграмма Microsoft Excel (\*.xls). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору. Ксерокопии не принимаются.

3. Математические формулы и химические символы вписываются в текст четко от руки тушью или черными чернилами. Во избежание ошибок следует тщательно писать буквы, имеющие сходные как прописные (подчеркнуть двумя линиями снизу), так и строчные (подчеркнуть сверху) начертания (V, S, O, M, P, Z). Греческие буквы обводятся красным карандашом, латинские — синим (кроме символов химических элементов). Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0.

4. Точность приведенных цитат должна быть заверена подписью автора на полях рукописи, обязательно указывается источник по списку литературы.

5. Список литературы (не более 15 названий) дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не следует включать работы, на которые нет ссылок в тексте статьи, а также неопубликованные.

6. Статья подписывается автором (авторами), в конце приводятся фамилия, имя и отчество (полностью) автора, место работы, занимаемая должность, ученая степень, адрес и телефоны (домашний и служебный).

7. Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами руководством организации или лично автором (авторами).



IDEAS AND PROJECTS  
OF THE CENTURY

*Vartanyan G.S., Kristensen O.V., Gosk E., Tsukuda E.*  
Regional method of short-term forecast of killerquakes . . . . . 3

FUEL MINERAL RESOURCES

*Ushatinsky I.N., Ryl'kov A.V.*  
Lithogeochemistry and petroleum potential of Triassic — Jurassic deposits in the northern regions of West Siberia . . . . . 8

*Kabyshv B.P.*  
Gnosiological criteria for forecasting petroleum potential of the subsurface . . . . . 13

STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY  
AND TECTONICS

*Bluman B.A.*  
Ultramafic-mafic complexes of ophiolitic associations in the continents: model of evolution of composition and structural attitude . . . . . 18

*Sharov V.N.*  
On the main problem of Late–Early Precambrian stratification of the Patom highland and petrochemical criteria for identification of metasedimentary series . . . . . 26

*Tyurin A.M.*  
On the problems of structure and formation of the Orenburg high 29

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY,  
GEOCHEMISTRY

*Shtefan L.V., Nikitin E.A., Drozdov V.A.*  
Mineralogic-and-petrochemical characteristics of alkaline-ultra-basic rocks in the North-Pripyat region . . . . . 35

*Zhimulev E.I., Sonin V.M., Bagryantsev D.G., Afanasiev V.P.*  
On the problem of regeneration of natural diamond crystals . . 40

*Sekerin A.P., Men'shagin Yu.V., Egorov K.N.*  
The Yekheshninsky hyperbasic massif of the Bel'sk-Dugdinsky ophiolite belt, East Sayan . . . . . 45

*Podolsky A.M., Moroshkin V.V.*  
Case record of luminescence application to the study of deposits of glacial genetic series . . . . . 52

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

*Kopilevich E.A., Bakun N.N., Goncharov A.V.*  
Lithologic-and-stratigraphic substantiation of possible existence of inter-Paleozoic reflectors within the Nyurotsky depression . 56

*Filatova V.T.*  
Peculiarities of formation of the Laplandian granulitic belt: intracrustal obduction and formation of collision structure with orogenic phenomena . . . . . 63

Discoverers of national mineral deposits . . . . . 69

Memory of G.A.Mirlin . . . . . 82

Memory of G.N.Shaposhnikov . . . . . 84

Memory of A.K.Bukharin . . . . . 85

List of papers published in OTECHESTVENNAYA GEOLOGIA in 2001 . . . . . 86