

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

6/2008

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: *Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора),
В.И.Казанский, *А.А.Кременецкий*, *Г.А.Машковцев*,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
А.Ю.Розанов, *Г.В.Ручкин* (зам. главного
редактора), *В.И.Старостин*

Редсовет: *Е.М.Аксенов*, *А.Н.Барышев*, *Э.К.Буренков*
(председатель редсовета), *В.С.Быкадоров*,
А.И.Варламов, *Г.С.Вартанян*, *И.Ф.Глумов*,
В.И.Ваганов, *А.И.Жамойда*, *М.М.Константинов*,
Т.Н.Корень, *А.К.Корсаков*, *В.С.Круподеров*,
Н.К.Курбанов, *Н.В.Межеловский*, *И.Ф.Мигачев*,
Е.И.Семенов, *В.С.Сурков*, *Е.Г.Фаррахов*

МОСКВА

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Виницкий А.Е., Журбицкий Б.И., Тарасов А.Б.
Технологическое обеспечение оценки и классификации запасов (ресурсов) углей на этапе поисков и оценки месторождений

3

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Иванов А.И.
Опыт прогнозирования, поисков и оценки новых золоторудных месторождений в Бодайбинском рудном районе

11

Дистанов У.Г.
Роль литологических и минералого-технологических моделей рудообразующих систем при прогнозе, поисках и разведке месторождений неметаллических полезных ископаемых

17

Кузнецов А.А.
Геолого-прогнозно-минералогическая модель и перспективы промышленной рудоносности Анабарского щита.

22

Воеводин В.Н.
Минералого-геохимические условия формирования вольфрамового оруденения в структурах базит-гипербазитового магматизма

34

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Сметанникова Л.И., Жарикова Л.П.
Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений ниже-Алданской впадины (восток Сибирской платформы)

43

Чибрикова Е.В., Олли В.А.
Среднедевонские отложения северной части Казахстанского Урала

56

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Добрецов В.Н., Смелов А.П., Кравченко А.А., Березкин В.И.

Средний химический состав нижней коры центральной части Алданского щита по результатам изучения ксенолитов из мезозойских щелочных интрузивов

63

Шкодзинский В.С.

Коренные источники алмазов россыпей северо-востока Сибирской платформы

74

Блинов А.А., Михайлов В.А., Федоров А.К.

Опыт петрофизического изучения аллювия зон концентрации мелких и тонких частиц золота

79

Хабибуллина Т.С., Лескова Н.В.

Цирконы щелочных пород массивов Томмотский и Сомнительный (Верхояно-Колымская складчатая область): типоморфные особенности и петрологическое значение

85

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Истекова С.А.

Геофизическая характеристика полиметаллических провинций Казахстана

94

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

Васильев Б.И., Советникова Л.Н.

Геологическое развитие северо-западной части Тихого океана

99

ДИСКУССИИ

Воробьев В.Я., Кононов Ю.С.

О роли геокосмических связей в особенностях развития Земли

105

К 100-летию со дня рождения Георгия Евгеньевича Рябухина

112

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2008 г.

114

Редакция: Р.В.Добровольская, Т.М.Папеско
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 25.11.2008. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

Технологическое обеспечение оценки и классификации запасов (ресурсов) углей на этапе поисков и оценки месторождений

А.Е.ВИНИЦКИЙ, Б.И.ЖУРБИЦКИЙ (ФГУП «ВНИГРИуголь»)

Подсчет и классификационная оценка выявленных в процессе поисков и разведки месторождений запасов (ресурсов) полезного ископаемого — главная заключительная задача геологоразведочных работ на всех стадиях геологического изучения недр. Основная проблема при этом — не только определение общего количества полезного ископаемого в недрах, но и объективная оценка его геологической изученности и экономической эффективности в целом по месторождению и по его локальным частям. Такая оценка должна соответствовать современным требованиям учета минерально-сырьевой базы и условиям лицензирования объектов, а также сопоставимости с оценками в других зарубежных и международных системах квалификации запасов (ресурсов) полезных ископаемых, поэтому она напрямую связана с проблемой эффективности в современных условиях отечественной классификационной системы. К концу 1990-х годов выявилась необходимость в изменении Классификации запасов (ресурсов) твердых полезных ископаемых, в конце 2006 г. приказом Министра природных ресурсов была утверждена и с 1 января 2008 г. введена в действие новая Классификация запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. В ней уточнены требования к категоризации прогнозных ресурсов; сокращены общие положения и условия подсчета запасов, изменен порядок изложения классификационных параметров — прежде всего, рассматриваются группы запасов по экономическому значению, затем — категории запасов и прогнозных ресурсов по степени геологической изученности. В классификации неявно, но учитывается еще один классификационный параметр — стадийность в геологическом изучении и технико-экономической оценке запасов, который просматривается лишь через разделение месторождений (на самом деле — запасов месторождений) на разведанные и оцененные. Для разведанных согласно приведенным требованиям выполняется технико-экономическое обоснование вовлечения в промышленное освоение, для оцененных — обоснование целесообразности дальнейшей разведки и освоения.

Следует особо остановиться на изменении содержания группы запасов *балансовые (экономические)* по сравнению с Классификацией 1997 г. Из нее исключены запасы подгруппы «б» (*границно-экономические*), для которых приемлемая эконо-

мическая эффективность разработки в условиях конкурентного рынка достигается с помощью мер государственной поддержки. Выделение в качестве отдельной группы балансовых (экономических) запасов прежней подгруппы «а» вполне оправданно, так как отвечает необходимости обособления наиболее ликвидных запасов в отдельную группу по экономическому значению. В то же время следует иметь в виду, что исключение из числа балансовых запасов *границно-экономических* выводит из баланса более половины всех учтенных запасов (Угольная база России. Т. VI, 2004). Однако в современных условиях конкурентного рынка уже в ближайшем будущем может потребоваться возвращение этих запасов в число балансовых из-за повышения цен на энергоносители; да и в настоящее время они могут разведываться и обрабатываться в энергодефицитных регионах при государственной поддержке для удовлетворения местных нужд. Поэтому целесообразно выделить их в отдельную градацию среди потенциально экономических запасов подгруппы 1.

Положительным моментом в новой классификации следует считать закрепление в качестве обязательного условия категоризации запасов требования об использовании количественных и вероятностных оценок точности и достоверности основных подсчетных параметров.

В новой классификации 2006 г. также слабо учитываются особенности поисково-разведочного процесса, оценки и государственного учета запасов и ресурсов твердых горючих ископаемых. Терминология, критерии и принципы категоризации запасов и прогнозных ресурсов в основном ориентированы на рудные полезные ископаемые и мало применимы к углю и горючим сланцам. Из-за трудностей сопоставления оценок запасов (ресурсов) в отечественной системе с оценками в классификационных системах других стран недостаточно ясны позиции российской угольной сырьевой базы в мировой торговле и на рынке инвестиций.

Таким образом, по-прежнему остается актуальной задача адаптации действующей Классификации запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых к месторождениям и природным проявлениям углей и горючих сланцев. С этой целью во Всероссийском научно-исследовательском геологоразведочном институте угольных месторождений

(ВНИГРИуголь) был разработан проект варианта Классификации применительно к запасам (ресурсам) твердых горючих ископаемых. Отличительными чертами проекта, важными для этого вида полезных ископаемых, являются:

придание экономического смысла понятиям **запасы** и **ресурсы**, как это принято в международных и большинстве национальных классификаций;

введение в явном виде третьего классификационного параметра — технико-экономическая обоснованность запасов (ресурсов);

дополнительные к индексным вербальные обозначения категорий геологической изученности, сопоставимые с принятыми международными терминами;

цифровое кодирование таксономических подразделений по системе Рамочной классификации ООН;

использование количественных показателей в качестве полноправных классификационных критериев;

использование в определениях категорий понятий и терминов, относящихся к твердым горючим ископаемым.

В качестве объектов классификации в проекте взяты **запасы** и **ресурсы** твердых горючих ископаемых, определения которых соответствуют принятым в Рамочной классификации ООН:

общие ресурсы — запасы (ресурсы) — естественные скопления углей (горючих сланцев), представляющие экономический интерес и характеризующиеся геологической определенностью;

запасы — часть общих ресурсов, извлечение которых экономически эффективно в условиях конкурентного рынка в соответствии с результатами технико-экономической оценки обоснованности разработки. В Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов 2006 г. им соответствуют балансовые (экономические) запасы;

ресурсы — остаточные ресурсы — остальная часть общих ресурсов, не являющаяся запасами. В Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов 2006 г. им соответствует сумма забалансовых (потенциально экономических) запасов и прогнозных ресурсов.

Вне классификации остаются скопления твердых горючих ископаемых в угле-(сланце-)проявлениях, не представляющие экономического интереса по причинам малых объемов, заведомой некондиционности мощности пластов, низкого качества угля и сланца.

Классифицируются запасы (ресурсы) по трем классификационным параметрам: геологической изученности, технико-экономической обоснованности и экономической эффективности разработки. Обозначения градаций классификационных параметров — соответственно категорий (подкатегорий), этапов и групп (подгрупп) — приняты с учетом соответствующих наименований и индексов Рамочной классификации ООН, Классификации запасов и прогнозных

ресурсов 2006 г. и нормативных документов МПР России о стадийности геологоразведочных работ и геолого-экономической оценке месторождения (углепроявления).

Ячейки трехмерной матрицы, образуемые градациями классификационных признаков, составляют **классы** системы классификации. Объемное представление о распределении классов запасов (ресурсов) твердых горючих ископаемых в трехмерном признаковом пространстве дает рис. 1. Здесь конкретному классу запасов (ресурсов) твердых горючих ископаемых отвечает элементарный кубик единичного ранга-размера, местоположение которого в трехмерном пространстве относительно начала координат характеризует интегральное «качество» запасов (ресурсов) по трем составляющим. Методика кодирования классов принята в соответствии с Рамочной классификацией ООН. Первая цифра трехзначного кода отвечает группам параметра эко-

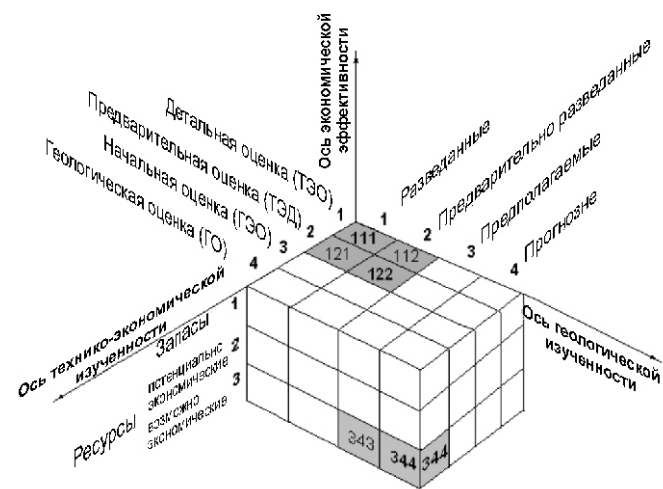


Рис. 1. Объемное представление классификации запасов (ресурсов) твердых горючих ископаемых

номической эффективности, вторая — этапам технико-экономической обоснованности и третья — категориям геологической изученности запасов (ресурсов). Коды подгрупп и подкатегорий обозначаются нижним индексом при соответствующих группах и категориях.

Для классификационного параметра **экономическая эффективность** приняты следующие цифровые коды и наименования групп (подгрупп): **1** — **экономические** (запасы); **2** — **потенциально экономические** (ресурсы), включающие: **2_I** — подгруппу 1 (**2_I** — **гранично-экономические**, **2_{II}** — **загранично-экономические**) и **2₂** — подгруппу 2 (**условно экономические**); **3** — **возможно экономические** (ресурсы), включающие подгруппы: **3₁** — **прогнозно-экономические** и **3₂** — **неопределенной экономичности**.

Для классификационного параметра **технико-экономическая обоснованность** принято деление на четыре градации: **1** — **детальная**, **2** — **предваритель-**

ная, 3 — начальная, 4 — геологическая. Это деление отвечает трем нормативно принятым этапам технико-экономической оценки (ТЭО, ТЭД, ГЭО) плюс этапу оценки угленосного потенциала территории без экономических показателей на стадии регионального геологического изучения недр (ГО).

Для классификационного параметра *геологическая изученность* выделено четыре категории, обозначающие уровни, достигнутые в результате соответствующих стадий геологического изучения недр: 1 — *разведанные* запасы (ресурсы) категорий A+B+C₁, 2 — *предварительно разведанные* запасы (ресурсы) категории C₂, 3 — *предполагаемые* ресурсы категорий P₁+P₂, 4 — *прогнозные* ресурсы категории P₃. Категория *разведанные* запасы (ресурсы) подразделена на две подкатегории: 1₁ — *достоверные* (A+B) и 1₂ — *подтвержденные* C₁. Категория *предполагаемые* ресурсы подразделена на подкатегории 3₁ — *обоснованные* P₁ и 3₂ — *перспективные* P₂.

В обобщенном виде требования к категориям геологической изученности запасов (ресурсов) приведены в табл. 1. В качестве количественной меры геологической изученности принята величина доверительной вероятности оценки количества запасов (ресурсов), рассчитываемая на основе характеристик изменчивости (сложности) параметров подсчета запасов (мощности пласта, кажущейся плотности угля, угла падения пород, сложности контура) и достигнутой плотности сети разведочных пересечений. Доверительная вероятность определяется при 10%-ном допуске в сторону возможного завышения количес-

тва запасов (ресурсов) на единичной площади оценки (1 км²). Она используется как количественный критерий при категоризации запасов (ресурсов). Ранг категории (подкатегории) геологической изученности определяется интервалом граничных значений доверительной вероятности (см. табл. 1).

В развернутом виде требования к изученности геологических показателей, а также методика расчета доверительной вероятности запасов (ресурсов) приведены в Инструкции по применению классификации.

Классификационный признак *технико-экономическая изученность* ранжирован на четыре уровня в соответствии со стадиями геологоразведочных работ и этапами геолого-экономической оценки запасов (ресурсов). Сводные данные по рангам, кодам и требованиям к уровням технико-экономической обоснованности приведены в табл. 2. Величины погрешностей технико-экономической изученности (см. табл. 2) служат количественной мерой достоверности оценок экономической эффективности и приняты с учетом рекомендаций Рамочной классификации ООН и нормативно-методических рекомендаций по геолого-экономической оценке угольных месторождений и углепроявлений.

Сводные данные по рангам, кодам и требованиям к группам и подгруппам экономической эффективности приведены в табл. 3. Запасы (ресурсы) твердых горючих ископаемых относятся к группам и подгруппам экономической эффективности при расчете экономических показателей. В обобщенном виде определение категорий и подкатегорий запасов

1. Требования к категориям классификационного признака геологическая изученность запасов (ресурсов) твердых горючих ископаемых

Код	Категории (подкатегории) изученности		Требования к категориям (подкатегориям) геологической изученности	
			Общие требования	Доверительная вероятность подтверждения
1	Разведанные (A+B+C ₁)	Достоверно изученные (A+B) — 1 ₁	Уровень достоверности этих запасов, выделяемых на участке детализации, достаточен для подтверждения оценки параметров и количества запасов (ресурсов) на всей площади разведки	0,76—0,99
		Подтвержденные C ₁ — 1 ₂	Подтверждены и измерены предварительно разведанные запасы (ресурсы), их изученность достаточна для детальной технико-экономической оценки (ТЭО).	0,66—0,75
2	Предварительно разведанные C ₂		Исчислены запасы (ресурсы), уровень изученности достаточен для предварительной технико-экономической оценки (ТЭД)	0,61—0,65
3	Предполагаемые (P ₁ +P ₂)	Обоснованные P ₁ — 3 ₁	Обоснованы промышленные параметры ресурсов, уровень изученности обеспечивает начальную геолого-экономическую оценку (ГЭО) по укрупненным показателям	0,55—0,60
		Перспективные P ₂ — 3 ₂	Перспективна промышленная угленосность, изученность достаточна для выбора объекта-аналога, обеспечивается начальная геолого-экономическая оценка (ГЭО) по аналогии	0,51—0,54
4	Прогнозные P ₃		Количественно оценен прогнозный потенциал угленосности территории без экономических показателей	0,51

2. Требования к уровням обоснованности классификационного признака технико-экономическая изученность запасов (ресурсов) твердых горючих ископаемых

Код	Уровень обоснованности	Стадия геолого-разведочных работ	Этап оценки	Требования к уровням технико-экономической изученности	
				Общие требования	Допустимая относительная погрешность оценки инвестиций, %
1	Детально оцененные запасы (ресурсы)	Разведка	ТЭО	Изученность отвечает требованиям для проектирования горного предприятия. Обоснование постоянных разведочных кондиций	до 10
2	Предварительно оцененные запасы (ресурсы)	Оценка	ТЭД	Изученность достаточна для определения промышленной ценности месторождения и постановки разведочных работ. Обоснование временных разведочных кондиций	до 25
3	Начально оцененные ресурсы	Поиски	ГЭО	Изученность достаточна для обоснования постановки оценочных работ на угле-(сланце-) проявлении по требованиям районных, бассейновых кондиций	до 50
4	Геологически оцененные ресурсы	Региональное геологическое изучение недр	ГО	Изученность обеспечивает только выбор площадей для постановки поисковых работ при наличии предпосылок, учитывающих отраслевые кондиции	50

(ресурсов) в классификации выполняется по соотношению показателей *чистый дисконтированный доход* (ЧДД) и *чистая дисконтированная прибыль* (ЧДП).

Классы запасов (ресурсов) по своей практической значимости разделены на основные и дополнительные. Основной класс включает запасы или ресурсы, геологическая и технико-экономическая изученность которых отвечает целевому заданию данной стадии геологоразведочных работ и соответствующего этапа геолого-экономической оценки. Например, классу запасов (ресурсов) с кодом **122** соответствуют *запасы 1, предварительно оцененные* (в рамках ТЭД) **2, предварительно разведанные 2**. Коды основных классов выделены полужирным шрифтом. Дополнительный класс включает запасы или ресурсы, которые по одному из классификационных параметров не соответствуют данной стадии геологического изучения. Например, классу 121₂ соответствуют *запасы 1, изученность которых на стадии оценочных работ доведена до категории разведанные 1, точнее, подкатегории подтвержденные* С₁ — 1₂, в то время как по уровню геолого-экономической оценки они остаются *предварительно оцененными 2*. Таким образом, у основных классов две последние цифры кода одинаковые, у дополнительных — разные. Основными и дополнительными могут быть также подклассы, образованные с участием подкатегорий запасов (ресурсов) — **3₁33₁**, **1₂21₂**.

В матричном виде соотношение классов твердых горючих ископаемых по всем трем классификационным признакам представлено в виде таблиц, которые для

практических целей составлены с разной степенью детализации. Так, в табл. 4 приведен укрупненный вариант с полными классами запасов (ресурсов) твердых горючих ископаемых, в табл. 5 — вариант с детализацией на подклассы. Укрупненный вариант может быть использован для долгосрочной оценки потенциала угольных регионов и бассейнов, включающей весь номенклатурный ряд запасов (ресурсов) твердых горючих ископаемых — от прогнозируемых по данным региональных геолого-геофизических работ ресурсов класса **344** до разведанных и детально оцененных запасов класса **111**. Вариант с детализацией признаков геологической изученности и экономической эффективности на подкатегории и подгруппы предназначен для решения задач недропользователей и учета требований фондового рынка (капитализация запасов, определение сырьевой и фондовой ценности компаний, предпринимательские риски и др.), а также для целей учета современного промышленного потенциала угольных бассейнов и месторождений, включая учет *прогнозно-экономических* ресурсов как резерва топливно-сырьевой базы.

Представленный проект отвечает цели создания современной системы учета и квалификации запасов и ресурсов твердых горючих ископаемых, пригодной как для государственного учета и планирования воспроизводства топливно-сырьевого потенциала страны, так и для удовлетворения нужд недропользователей и требований фондового рынка к адекватной оценке минерально-сырьевых активов добывающих компаний. Проект согласован с Международной Рамочной клас-

3. Требования к группам классификационного признака экономическая эффективность запасов (ресурсов) твердых полезных ископаемых

Код	Группы и подгруппы				Группа в Классифика- ции МПР Рос- сии твердых полезных ис- копаемых (2006)	Требования к группам (подгруппам)	
						Содержательные требования	Обобщенный коли- чественный критерий
1	Экономические (запасы)				Балансовые (экономи- ческие) запасы	Добыча экономически эффективна в условиях конкурентного рынка, обеспечивается восполнение ин- вестиций	ЧДД 0, ЧДП 0
2	Потенциаль- но эконо- мические (ресурсы)	Подгруп- па 1—2 _I	Гранично- экономиче- ские 2 _I	Забалансо- вые (потенци- ально экономичес- кие) запасы	Подгруппа 1	Добыча нецелесообразна, но может стать экономически эффективной при налоговых льготах, субсидиях, других мерах государственной поддержки	ЧДД 0, ЧДП 0
			Заграни- чно-эконом ические 2 _{II}			Добыча нецелесообразна или невоз- можна, но может стать возможной и экономически эффективной в буду- щем при повышении цен, техничес- ком прогрессе и др.	ЧДД 0, ЧДП 0
		Подгруппа 2 — условно экономичес- кие 2 ₂			Подгруппа 2	Добыча экономически эффективна в условиях конкурентного рынка, однако в настоящее время невозмож- на по неэкономическим причинам	—
3	Возможно экономичес- кие (ресур- сы)	Прогнозно-эконо- мические 3 ₁		Прогнозные ресурсы		Прогнозируемый технико-экономи- ческий уровень возможного будуще- го предприятия определен по укруп- ненным показателям методами ана- логии, математического моделирова- ния или статистическим	—
		Неопределенной эконо- мичности 3 ₂				Оценен потенциал территории с определением перспектив обнаруже- ния месторождений на основе про- гнозируемых значений геологичес- ких показателей или по эталону-ана- логу	—

сификацией ООН и хорошо сопоставляется с геологическими и «коммерческими» классификациями других угледобывающих стран. Он прошел апробацию в ведущих углеразведочных организациях Дальнего Востока, Якутии, Кузнецкого и Донецкого бассейнов.

Особое значение задача адекватной классификационной оценки геологической изученности и экономической эффективности запасов (ресурсов) углей, их достоверной локализации в пределах площади подсчета имеет на поисковой и оценочной стадиях, так как с ее решением связаны вопросы обоснования продолжения геологоразведочных работ, выбора первоочередных участков и подготовки материалов для лицензирования. Во ВНИГРИУголь разработана компьютерная технология подсчета и категоризации запасов (ресурсов) углей с использованием вероятностных критериев, применяемая для случаев малых объемов геологоразведочной информации и позволя-

ющая выполнять дифференцированную по площади вероятностную оценку их геологической изученности и геолого-промышленной ценности для предварительного обоснования экономической эффективности извлечения.

Оценка выполняется в системе Классификации запасов и прогнозных ресурсов МПР России 2006 г. и проекта Классификации запасов (ресурсов) твердых горючих ископаемых в двух вариантах: интегральном, предназначенном для оперативного экспертного оценивания подсчета — квалификации запасов (ресурсов) в авторской блокировке углеразведочных организаций, и дифференциальном, реализующем представленный выше вероятностный подход для элементарных блоков—ячеек подсчетной площади.

Интегральный вариант обеспечивает оперативный подсчет, оценку геологической изученности и кате-

4. Классификация запасов (ресурсов) твердых горючих ископаемых РФ-04 (укрупненный вариант)

			Геологическая изученность				
			Разведанные (А-В-С ₁) (1)	Предварительно разведанные (С ₂) (2)	Предполагаемые (Р ₁ +Р ₂) (3)	Прогнозные (Р ₃) (4)	
Экономическая эффективность	ЗАПАСЫ (1)		111	112			Детальная ТЭО (1)
			121	122			Предварительная ТЭД (2)
	РЕСУРСЫ	Потенциально экономические (2)	211	212			Детальная ТЭО (1)
			221	222			Предварительная ТЭД (2)
		Возможно экономические (3)			333		Начальная ТЭО (3)
					343	344	Геологическая ТЭО (4)
							Технико-экономическая изученность

Примечание. Классы: 211 — основной, 121 — дополнительный.

5. Классификация запасов (ресурсов) твердых горючих ископаемых РФ-04 (полный вариант под новую классификацию ТПИ-2006)

			Геологическая изученность						
			Разведанные (A+B-C ₁) (1)		Предварительно разведанные (C ₂) (2)	Предполагаемые (P ₁ +P ₂) (3)			Прогноз- ные (P ₃) (4)
			Достовер- ные (A-B) (1 ₁)	Подтверж- денные (C ₁) (1 ₁)		Обоснова- ные (P ₁) (3 ₁)	Перспектив- ные (P ₂) (3 ₂)		
Экономическая эффективность	Экономические запасы (1)			111 ₁	111 ₂	112			Детальная ТЭО (1)
					121 ₂	122			Предваритель- ная ТЭД (2)
	Потенци- ально экономи- ческие (ресурсы) (2)	Под- группа I (2 ₁)	Гранич- но- экономи- ческие I (2 ₁)	2 ₁ 11 ₁	211 ₂	212			Детальная ТЭО (1)
					2 ₁ 21 ₂	2 ₁ 22			Предваритель- ная ТЭД (2)
			Гранич- но- экономи- ческие II (2 ₂)		2 ₂ 11 ₂	2 ₂ 12			Детальная ТЭО (1)
					2 ₂ 21 ₂	2 ₂ 22			Предваритель- ная ТЭД (2)
		Подгруппа 2 условно экономические (2 ₂)		2 ₂ 11 ₁	2 ₂ 11 ₂	2 ₂ 12			Детальная ТЭО (1)
					2 ₂ 11 ₂	2 ₂ 22			Предваритель- ная ТЭД (2)
	Возмож- по- эконо- миче- ские (ресур- сы) (3)	Прогнозно- экономические (3 ₁)					3 ₁ 33 ₁	3 ₁ 33 ₂	Начальная ТЭО (3)
		Неопределенной экономичности (3 ₂)						3 ₂ 43 ₂	3 ₂ 44

Технико-экономическая изученность									
-----------------------------------	--	--	--	--	--	--	--	--	--

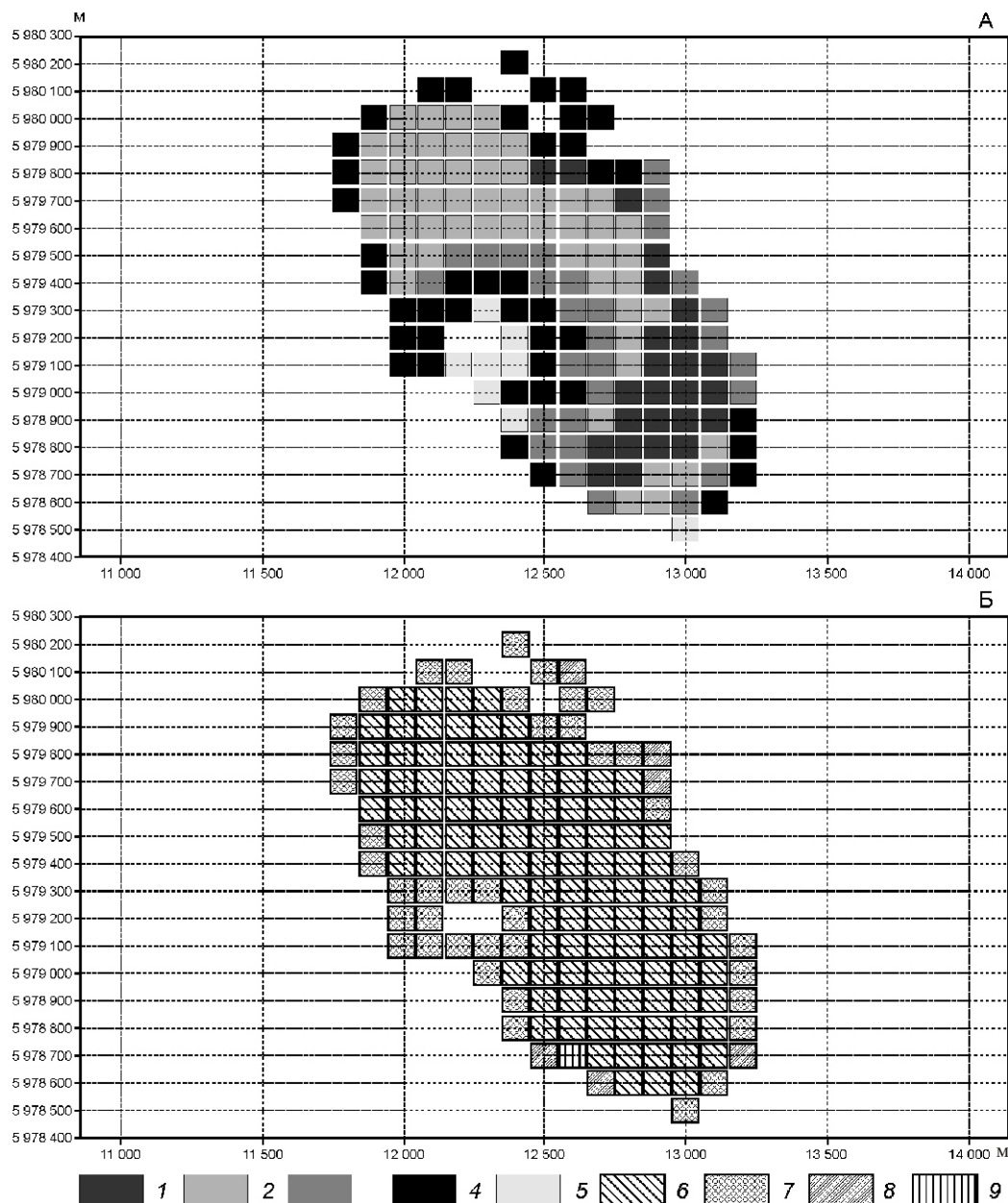


Рис. 2. Результаты квалификации запасов пласта К 29а на поле шахты Ильинская в Кузбассе:

А — эффективность запасов — экономические: 1 — I, 2 — II, 3 — III, 4 — гранично-экономические, 5 — потенциально экономические; Б — категория изученности: 6 — А+В, 7 — С₁, 8 — С₂, 9 — Р₁

горизацию запасов (ресурсов) в пределах заранее выделенных подсчетных блоков на основе количественного критерия — доверительной вероятности определения их количества на единичной площади 1 км². Расчет этого показателя выполняется путем кооперативного учета геологической изменчивости (сложности) основных элементов формулы подсчета запасов: мощности пласта, объемной массы угля, углов падения, контура площади подсчета и плотности сети разведочных пересечений с помощью статистических и геостатистических характеристик. Интервалы значений единичной доверительной веро-

местно по параметрам подсчета запасов.

Размеры элементарных ячеек (блоков) принимаются равными примерно половине среднего расстояния между скважинами в разведочных (поисковых) профилях. Значения доверительной вероятности для каждого блока рассчитываются по количеству скважин, попавших в круговую зону охвата проб (замеров) с центром, расположенным в центральной точке элементарного блока, и радиусом, устанавливаемым в зависимости от плотности и формы разведочной сети. Изменением величины радиуса охвата точек исходных данных (замеров и данных опробования по

ятности для различных категорий геологической изученности приведены в табл. 1. Программа создана на базе файла Microsoft Excel с применением оболочки, написанной на языке HTML.

Дифференциальный вариант обеспечивает получение более достоверной информации о локализации запасов (ресурсов) углей различной степени изученности и геолого-промышленной ценности на площади участка, что необходимо для принятия правильных инвестиционных и проектных решений. В основе работы этого варианта лежит дифференцированная оценка параметров по локальным элементарным прямоугольным блокам-ячейкам заданной сети аппроксимации. Категоризация и предварительное определение экономической эффективности («экономичности») запасов (ресурсов) в элементарных блоках выполняются на основе показателей доверительной вероятности оценки их количества (с 10%-ным допуском) и доверительной вероятности кондиционности, учтенной сов-

пластопересечениям) определяется оптимальный уровень генерализации, позволяющий добиться необходимой дифференциации на площади оценки доверительной вероятности по ячейкам при минимально достаточном количестве исходных точек внутри зоны охвата, обеспечивающем отсутствие «пустых» ячеек и отрицательных аппроксимированных значений подсчетных параметров.

По критериям доверительной вероятности оценки в элементарных блоках количества запасов (ресурсов) и их кондиционности по мощности пласта и зольности угля выполняется разделение площади угольной залежи на участки одинаковой геологической изученности и геолого-промышленной ценности. Концентрация элементарных ячеек с одинаковыми или близкими значениями доверительной вероятности создает основу для объективной блокировки и категоризации запасов (ресурсов).

Программа написана на языке программирования Си++ и состоит из нескольких модулей, каждый из которых предназначен для решения определенной задачи. Работа с каждым модулем производится в интерактивном режиме: ряд расчетных параметров может быть изменен в любое время без выхода из программы (для подсчета запасов по вариантам кондиций, интервалам глубин, углам падения, маркам и технологическим группам углей и др.).

Пользователь в рабочее окно программы должен ввести предельные кондиционные значения мощности пласта и зольности угля, граничные значения глубины, угла падения, марку угля, радиусы скользящего окна файлов аппроксимационных точек; выбрать третий параметр с целью дифференциации запасов (глубина, угол падения, марка), установить понижающий коэффициент для учета сложности горно-геологических условий а также коэффициенты для расчета объемной массы угля.

Задано шесть интервалов значений доверительной вероятности для оценки количества запасов (ресурсов) и пять интервалов — для оценки совокупной кондиционности параметров; каждый интервал соответствует определенной категории геологической изученности или подгруппы «экономичности». В соответствии с полученным значением доверительной вероятности запасы в ячейке относятся программой к той или иной категории или подгруппе. После подсчета и категоризации запасов по всем ячейкам суммируются запасы по категориям, группам (подгруппам) и степени кондиционности.

Программа предусматривает расчет и визуализацию полученных результатов по 23 конечным параметрам. Общий файл выходных данных выдается в формате, совместимом с ArcView GIS. Визуализация результатов по двум параметрам представлена на рис. 2.

Эти же результаты, совмещенные на одном плане и выполненные с применением интерполяции дискретным крайгингом, приведены на рис. 3, что позволяет

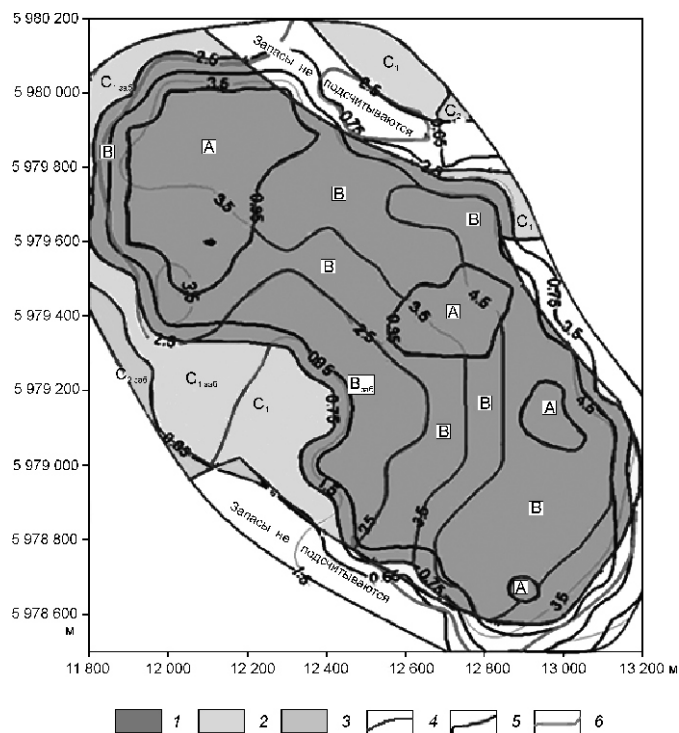


Рис. 3. Результаты квалификации запасов пласта К 29а на поле шахты Ильинская по программе с применением интерполяции дискретным крайгингом:

запасы категорий: 1 — А, Б, 2 — С₁, 3 — С₂; 4 — границы блоков запасов; изолинии: 5 — достоверности запасов; 6 — эффективности запасов (2,5 — экономические, 2,5—1,5 — гранично-экономические, 1,5 — потенциально-экономические)

провести объективную блокировку и квалификацию запасов с учетом их изученности и промышленной ценности.

Совмещение таких результатов на одном подсчетном плане позволяет получить объективную блокировку и квалификацию запасов с учетом их изученности и промышленной ценности. Сопоставление результатов двух подсчетов представлено на рис. 4.

Апробация новых компьютерных технологий подсчета и классификации запасов (ресурсов) твердых горючих ископаемых выполнялась на материалах поисковых и оценочных работ 2003—2005 гг. по конкретным участкам различных бассейнов и угленосных районов. Она подтвердила работоспособность программного комплекса на геологических объектах разной степени сложности.

Преимущества технологии (обоснованность и дифференцированность оценок, возможность подсчета и оперативной оценки запасов в элементарных подсчетных блоках по вариантам моделирования для различных значений кондиций по мощности пласта, зольности угля и других параметров, ускорение подсчета и уменьшение трудозатрат, исключение субъ-

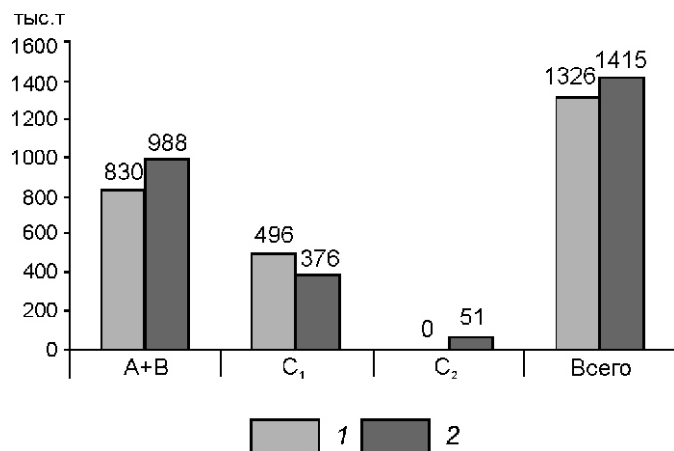


Рис. 4. Сравнение результатов подсчета и классификации запасов различными методами по пласту Кыргайский 29а на поле шахты Ильинская:

1 — экспедиция; 2 — программа

ективных и расчетных ошибок др.) должны существенно увеличить надежность результатов и экономическую эффективность поисков и оценки угольных месторождений.

Сложившаяся в России система оценки и классификации запасов и ресурсов твердых горючих ископаемых существует почти без изменений уже второе столетие. Глобализация мировой экономики, в т.ч. и в сфере минерально-сырьевых ресурсов, привела в

1980—1990-х годах как к изменению и унификации международных и национальных классификаций полезных ископаемых (Рамочная классификация ООН 1996 г., Унифицированные горные кодексы стран СМГИ 1999 г., классификации Индии, Китая, Украины и др.), так и к широкому внедрению компьютерных технологий оценки и подсчета запасов и прежде всего на основе геостатистического блочного моделирования. Не может оставаться в стороне от этого процесса и система оценки топливно-сырьевой базы угольной отрасли нашей страны. В публикациях Государственной комиссии по запасам последних лет в качестве предпосылок к этому указываются требования иностранных инвесторов и международных аудиторов, а использование при экспертизе запасов полезных ископаемых новых современных технологий, в т.ч. компьютерного моделирования месторождений и автоматизированных комплексов оценки и подсчета запасов, определяются как одно из приоритетных направлений развития (В.И.Воропаев, П.И.Кушнарев, 2006). Представленная в работе компьютерная технология подсчета и классификации запасов (ресурсов) твердых горючих ископаемых приближает оценки запасов и ресурсного потенциала российских месторождений и проявлений углей и горючих сланцев к международным стандартам, и в тоже время позволяет представлять их результаты в традиционной форме, приемлемой для утверждения в Государственной комиссии по запасам полезных ископаемых.

Рудные и нерудные месторождения

УДК 553.044:553.411

А.И.Иванов, 2008

Опыт прогнозирования, поисков и оценки новых золоторудных месторождений в Бодайбинском районе

А.И.ИВАНОВ (ЗАО «Сибирская геологическая компания»)

Бодайбинский рудный район расположен в центральной части Ленской золотоносной провинции и именно в его пределах в середине XIX в. выявлены первые россыпные месторождения золота и начаты эксплуатационные работы. Проявления коренной золотоносности известны с конца XIX в. в бассейнах рек Хомолхо (месторождение Высочайшее) и Бодайбо (месторождение Догалдынская жила). Золотоносные кварцевые жилы на гольце Сухой Лог (месторождение Сухой Лог) также были известны и в бассейне р.Аканак-Накатами (месторождение Кавказ). Находки в делювии золотоносного кварца были известны в бассейнах ручьев Верный и Александро-Невский, где в процессе планомерных геологоразведочных работ в 60—80-х годах XX в. были выявлены и оценены ме-

сторождения Вернинское и Невское (рис. 1). В этот же период было разведано месторождение Сухой Лог [1, 2, 3, 6].

Все перечисленные месторождения рудного золота расположены на водоразделах или близводораздельных частях склонов, обычно наиболее обнаженных — обломки пород (в т.ч. кварца) часто образуют высыпки, развалы и визуально устанавливается проявление гидротермально-метасоматических процессов. Наиболее крупные из рудных месторождений представляют собой нероссыпеобразующий *прожилково-вкрапленный* тип оруденения (с мелким золотом) и, кроме того, в большинстве они не вскрыты эрозией в достаточной степени, не могут быть источником россыпей золота. Исключение — месторождение

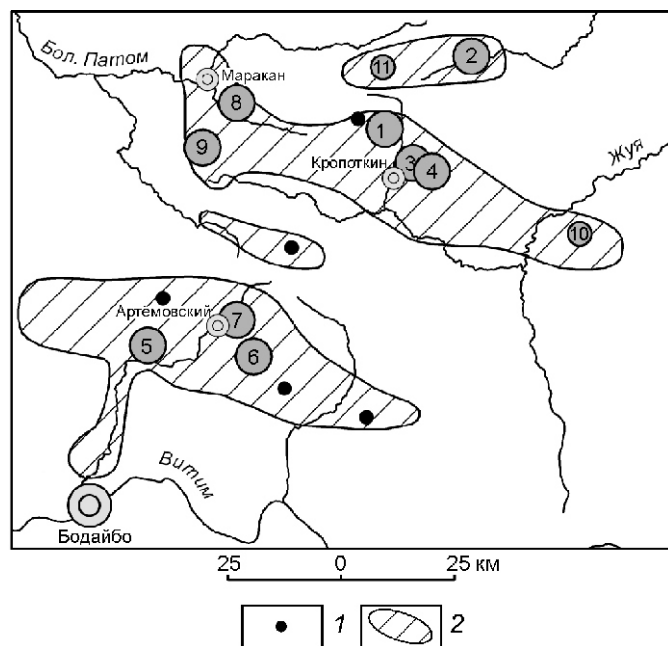


Рис. 1. Схема расположения месторождений и перспективных проявлений в Бодайбинском рудном районе:

золоторудные месторождения (цифры в кружках): 1 — Сухоложское, 2 — Высочайшее, 3 — Вернинское, 4 — Невское, 5 — Кавказ, 6 — Копыловское, 7 — Догалдынская жила, 8 — Ожерелье, 9 — Ыканское; потенциальные золоторудные месторождения — рудные зоны с промышленными параметрами в рудных полях: 10 — Светловское и 11 — Верхне-Угаханское; 1 — выявленные золотоносные минерализованные зоны, на которых проводятся поисковые работы; 2 — основные золотороссыпные районы

Высочайшее, за счет размыва кварц-сульфидной залежи которого в основном, по-видимому, сформировалась россыпь р. Хомолхо. Очевидными источниками россыпей золота являются лишь несколько рудных объектов, относящиеся к *кварцево-жилному* типу и в той или иной степени эродированных (Копыловское, Кавказ, зона Первенец Вернинского месторождения).

Коренные источники подавляющей же части россыпных месторождений золота не выявлены и, более того, в бассейнах многих долин, в пределах которых известны россыпные месторождения золота, в процессе проведенных геологических исследований не были установлены даже признаки коренной золотоносности. Следует отметить, что для большинства россыпей золота характерно резкое преобладание крупного золота с размерами золотинок 1—2 мм. На этом основании, а также учитывая наличие в россыпях сростков золота с кварцем, а в аллювии этих рек кварцевых валунов и гальки, большинством исследователей [1, 5] главным источником их считались кварцевые жилы.

В Бодайбинском рудном районе преобладают *закрытые* ландшафты — залесенные задернованные и заболоченные *моховые* склоны, которые в бассейнах многих рек, где известны богатые высокопродуктивные россыпи золота, занимают до 50—70% (в среднем 25—40%) общей площади. Моховые склоны обычно пологие, мощность мохового слоя составляет 0,5—1,0 м, под мхом развит *вечномерзлый* слой гумусо-торфяных отложений (мощность иногда 1 м), перекрывающих делювиально-солифлюкционные отложения. Таким образом, на значительной части территории геолог в полевых условиях просто не имеет возможности «добыть» каменный материал и, следовательно, «легкими» методами геологических исследований получить геологическую информацию. Необходимо отметить, что мощность делювиально-солифлюкционных отложений в нижних частях склонов и седловинах обычно превышает 3—5 м (до 10—20 м) и они характеризуют породы, вскрываемые значительно выше по склону. Эти отложения перекрывают большинство рудоносных зон, образующих отрицательные или выположенные формы рельефа, связанные с проявлением в их пределах процессов железомagneзиальной карбонизации (бурошпатизации) и сульфидизации и, соответственно, в большей степени подвержены процессам выветривания. Именно эти факторы, по мнению автора, явились основной причиной отрицательных результатов поисковых работ на рудное золото, проведенных в 60—80-х годах XX в. в бассейнах многих золотоносных рек.

Обычно такие территории по этой причине относились к неперспективным на выявление месторождений коренного золота и принималась точка зрения, что россыпи формировались за счет переработки корообразовательными процессами слабо золотоносных пород или разобщенных кварцевых жил. Некоторые россыпи золота вообще признавались дальнеприносными (реки Маракан, Тунгуска и др.) на том основании, что они располагались в пределах высокометаморфизованных пород, так как ранее практически все исследователи считали, что в Бодайбинском рудном районе золотое оруденение могло образоваться только в условиях низких ступеней («зоне хлорита») регионального метаморфизма [1, 6].

На большей части Бодайбинского рудного района проведены площадные геохимические работы — опробование по вторичным ореолам рассеяния по сети 500 × 50 м. В результате были установлены многочисленные вторичные ореолы рассеяния золота, большая часть которых приурочена к относительно обнаженным водоразделам. В пределах наиболее контрастных ореолов были проведены поисковые работы, но новых месторождений в результате выявлено не было.

В последние годы геологами ЗАО «Сибирская геологическая компания» в Бодайбинском рудном районе выявлены новые месторождения рудного золота

Ожерелье и Ыканское (бассейн р. Маракан — Мараканский рудный узел), ряд золоторудных зон с промышленными параметрами на Светловском рудном поле [4, 5], а также несколько перспективных рудопроявлений, на которых в настоящее время проводятся поисковые и оценочные работы (см. рис. 1). Эти открытия сделаны на основе новых для района подходов к поискам и оценке золоторудных месторождений, опыт проведения которых и рассматривается в настоящей статье.

Геологоразведочные работы включали следующие стандартные стадии:

прогнозно-металлогенический анализ геолого-геофизической информации и выбор территории под поисковые работы;

поисковые работы;

оценочные работы.

Прогнозно-металлогенический анализ геолого-геофизической и геохимической информации осуществлялся исходя из признания того факта, что отрицательные результаты поисков рудных объектов предшествующими работами на ряде участков обусловлены преимущественно «закрытостью» территории (и прежде всего рудных зон) и постановкой «во главу угла» при прогнозировании рудных объектов *поверхностных* вторичных ореолов рассеяния золота. Поэтому участки, где вторичные ореолы золота отсутствовали или были слабо контрастными, не считались перспективными.

Прогнозно-металлогенический анализ осуществлялся на основе предложенной автором модели формирования золоторудных месторождений в Бодайбинском рудном районе, предполагающей многоэтапность рудогенеза. Выделено четыре этапа [4, 5] — седиментационный, синскладчатый, синметаморфический и сингранитный. Основные рудоконтролирующие зоны продольных разломов (зоны расланцевания) с проявлением интенсивных золотоносных метасоматических процессов — железомagneзиальной карбонатизации (анкерит) и, в меньшей степени, пиритизации, сформировались в синскладчатый этап. Эти зоны в ряде случаев достаточно уверенно выделяются по геохимическим данным — вторичными ореолами рассеяния золота и мышьяка за счет образования «солевых» ореолов при выщелачивании золотоносных анкерита и пирита, в которых золото содержится в тонкодисперсном или связанном виде (рис. 2).

При региональном метаморфизме на изограде биотита из пирита и анкерита в процессе их метаморфических преобразований золото высвобождалось и укрупнялось, в связи с чем из-за гравитационной просадки его частиц в пределах рудоконтролирующих структур поверхностные вторичные ореолы рассеяния золота «исчезали» (см. рис. 2).

При внедрении верхнепалеозойских гранитоидов, специализированных на W, Sn, Bi, Ag, Au, в надинтрузивных зонах проявились субмеридиональные

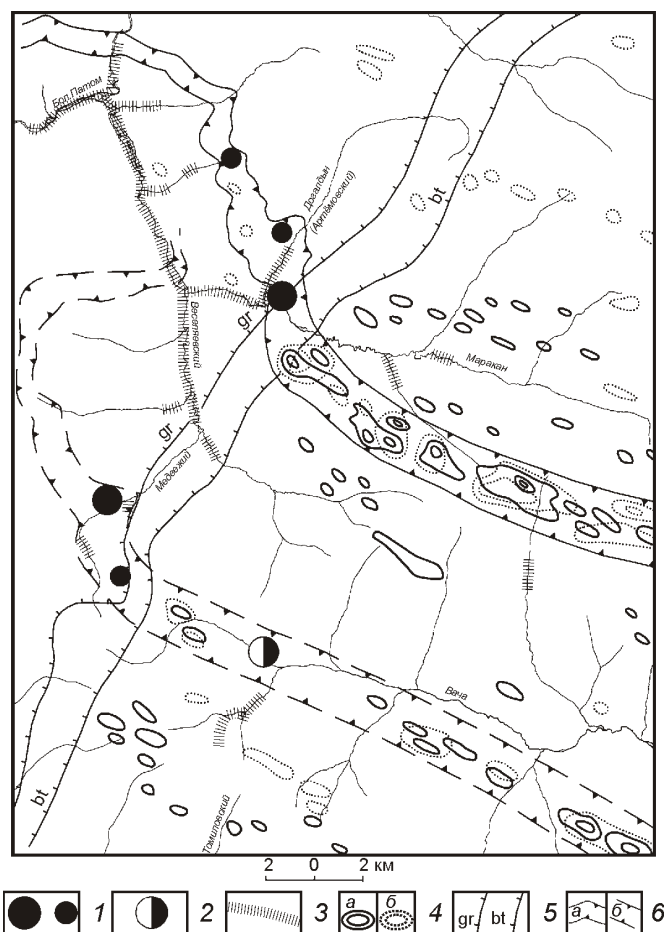


Рис. 2. Распределение вторичных ореолов рассеяния золота и мышьяка в бассейнах рек Маракан и Ваца:

1 — золоторудные месторождения и рудопроявления; 2 — рудопроявление олова Юдовое; 3 — промышленные россыпи золота; 4 — изолинии содержаний по материалам опробования по вторичным ореолам рассеяния: а — Au (0,003—0,1—1,0 г/т), б — As (0,004—0,01%); 5 — изограды граната и биотита регионального метаморфизма; 6 — рудоконтролирующие структуры: а — Ровнинская, б — Вачская

рудоконтролирующие разломы, в узлах пересечения которых с ранее образованными продольными рудоконтролирующими зонами расланцевания окончательно сформировались месторождения. При этом продолжалось дальнейшее укрупнение золота и в ряде случаев вторичные ореолы рассеяния золота в пределах промышленных минерализованных зон не выявляются даже при детальном работ (рис. 3).

Значительная роль при выделении перспективных участков на выявление россыпеобразующих типов золоторудных объектов отводилась анализу материалов по россыпной золотоносности (размерность, морфология, пробность, цвет и другие физические особенности золота, линейная продуктивность россыпей, геологическое строение коренного плотика, результаты литохимического опробования по первичным ореолам коренных пород плотика и др.). На

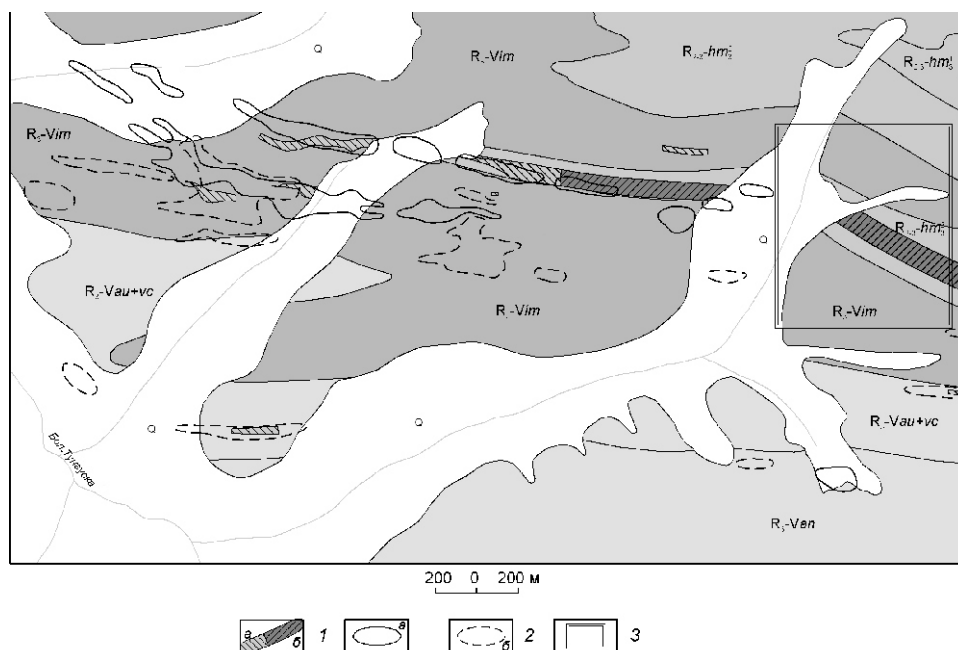


Рис. 3. Карта распределения вторичных ореолов рассеяния золота и мышьяка на Светловском рудном поле:

1 — минерализованные золото-рудные зоны (а), в т.ч. с промышленными параметрами (б); 2 — изолинии содержаний: а — Au (0,005—1 г/т), б — As (0,005—0,01%); 3 — контур участка Дорожный; отложения: Q — четвертичные; R₃—V_{an} и R₃—V_{au vc} — верхнерифейско-вендские (свиты: анангарская an, аунакитская au, вачская vc); R_{2 3} — верхнерифейские (свиты: имнянская im, хомолхинская hm₃², hm₃¹ — верхняя подсвита, первая и вторая пачки)

ряде участков, в т.ч. в бассейне р.Маракан, где выявлены месторождения Ожерелье и Бканское, в результате анализа был сделан уверенный вывод о наличии достаточно контрастных рудных источников россыпей золота и локализованы участки россыпей, на которых происходит их питание.

При прогнозно-металлогеническом анализе рассматривалась возможность выявления и нероссыпеобразующих рудных объектов и при отсутствии россыпей золота локальные поисковые участки выделялись в пределах предполагаемых рудоконтролирующих структур в узлах их пересечения с рудоконтролирующими структурами другой ориентировки, или в местах проявления гидротермально-метасоматических процессов рудоносного этапа.

Такой анализ позволил выделить основные рудоконтролирующие структуры разных стадий рудообразования и наметить наиболее вероятные узлы, где возможно формирование рудоносных минерализованных зон.

Поисковые работы. В связи с тем, что при прогнозно-металлогеническом анализе в пределах каждой лицензионной территории выделялись локальные перспективные участки, в целом она изучалась неравномерно. Поиски проводились в три стадии. На первой стадии в комплекс работ входили: геологические маршруты, проходка шурфов глубиной 1 м, опробование — шлиховое, точечное, литохимическое по первичным ореолам и вторичным ореолам рассеяния, площадные геофизические работы.

Важнейшей нетрадиционной составляющей данного этапа являлась проходка шурфов глубиной 1 м. Шлиховое опробование делювия — один из ведущих методов при поисках рудоносных зон. Наличие в делювии значительных содержаний золота свидетельствует о существовании его устойчивого рудно-

го источника и о возможности локализации этого источника шлиховым методом. Такая методика широко известна, а в Патомском нагорье в последние десятилетия она успешно применялась при поисках оловянных и вольфрамовых рудных объектов. Обычно применялась проходка копушей глубиной 0,5—0,6 м, что было достаточным для поисков касситерита и шеелита. Однако проведенные исследователями опытные работы показали, что в «средних» условиях Бодайбинского рудного района в верхнем слое делювия до глубины 0,6—0,7 м золото, улавливаемое шлиховым опробованием, отсутствует и «появляется» только на глубине 0,7—0,8 м, а его количество резко возрастает на глубине 0,9—1,0 м. Во многих случаях, когда из-за мерзлоты шурфы с первого раза не добивались до 1 м, шлиховое опробование вскрытой части делювия не давало положительного результата и только после их углубки до 1 м появлялось золото. Поэтому при проектировании работ принимается глубина поисковых шурфов первой стадии изучения участков в 1 м.

Вместе с тем, необходимость проходки шурфов при поисках определялась не только с помощью шлихового опробования. Не менее важны еще два аспекта: во-первых, район характеризуется значительной закрытостью, а на пологих склонах верхняя часть делювиальных отложений является дальнеприносной, в связи с чем в обычных геологических маршрутах не удастся получить информацию о коренных породах, слагающих конкретный участок. Особенно это касается измененных пород, которые наиболее подвержены выветриванию, и поэтому не сохраняются в верхнем делювиальном слое. Следовательно, получить «доступ» к «полноценному» делювию и, соответственно, провести его опробование можно только в шурфах. Во-вторых, на задернованных и покрытых

мхом склонах и водоразделах традиционное опробование по вторичному ореолу рассеяния также часто неэффективно из-за наличия достаточно мощного гумусового слоя (невозможно отобрать глинистый материал), а также из-за наличия закрытых ореолов рассеяния и, таким образом, качественное опробование по вторичному ореолу рассеяния часто возможно лишь в шурфах.

Проходка шурфов глубиной 1 м осуществлялась на первой стадии в нижних частях бортов долин или проводилась по поисковым профилям на наиболее перспективных участках. Шаг шурфов 200—50 м, с детализацией до 20—10 м. Из шурфов отбиралась шлиховая проба, две пробы по вторичному ореолу рассеяния (с 30 см и с 1 м), литохимические (сколовые) пробы из всех измененных пород, точечные пробы из потенциально рудоносных пород. При наличии «слоистого» делювия пробы отбирались из каждого слоя.

Однако, как отмечалось ранее, в Бодайбинском рудном районе преобладают заболоченные склоны, закрытые толстым слоем мха, под которым находятся многолетнемерзлые гумусово-торфяные отложения. Проходка здесь шурфов даже *на оттайку* неэффективна, так как они заполняются водой и, как правило, не осушаются в течение ни второго, ни третьего полевых сезонов. В таких местах получить качественный материал для любого вида опробования невозможно и, соответственно, невозможно выявить признаки оруденения. Поэтому на подобных склонах, где по результатам анализа геолого-геофизических материалов прогнозировались золотоносные зоны, методика поисков еще *утяжелялась*. В первый год работ в нижних частях пологих заболоченных склонов проводились бульдозерные расчистки глубиной 0,7—1,0 м. При этом убирался моховой почвенно-растительный слой и гумусово-торфяные накопления, обнажались мерзлые элювиально-делювиальные образования и оставлялись на оттайку. По мере оттайки расчистки углублялись. На второй год работ в делювии проходились шурфы со шлиховым, литохимическим и другими видами опробования.

На второй стадии поисковых работ, выявленные шлиховые и геохимические ореолы детализировались шурфами, пройденными до коренных пород, а на третьей выявленные эпицентры ореолов вскрывались канавами.

В результате таких подходов к поискам и оценке золоторудных объектов в Бодайбинском рудном районе выявлены месторождения «Ожерелье» и «Ыканское» в бассейне р.Маракан. Ранее район считался не перспективным на выявление золоторудных месторождений [4, 5].

На Светловском рудном поле, расположенном в бассейне верхнего течения р.Жуя в 90 км к востоку от Мараканского рудного узла, в результате использования уже описанных приемов поисков, выявлено не-

сколько золоторудных минерализованных зон. Они контролируются продольными надвиговыми разломно-складчатыми структурами, в пределах которых кварцевые жильно-прожилковые рудные зоны локализованы в интенсивно расщепленных серицитовых диафоритах. Непромышленные части этих зон сопровождаются вторичными ореолами золота и мышьяка, выявленными при поверхностном (глубина отбора проб 0,3 м) опробовании, «исчезающими» в пределах участков зон с промышленными параметрами (см. рис. 3). Особенно наглядно это иллюстрируется материалами по участку Дорожный (рис. 4), где горными выработками и скважинами была локализована и изучена минерализованная зона (серицитизация, анкеритизация, сульфидизация, окварцевание), в пределах которой опробованием установлено золоторудное тело — кварцевая жильно-прожилко-

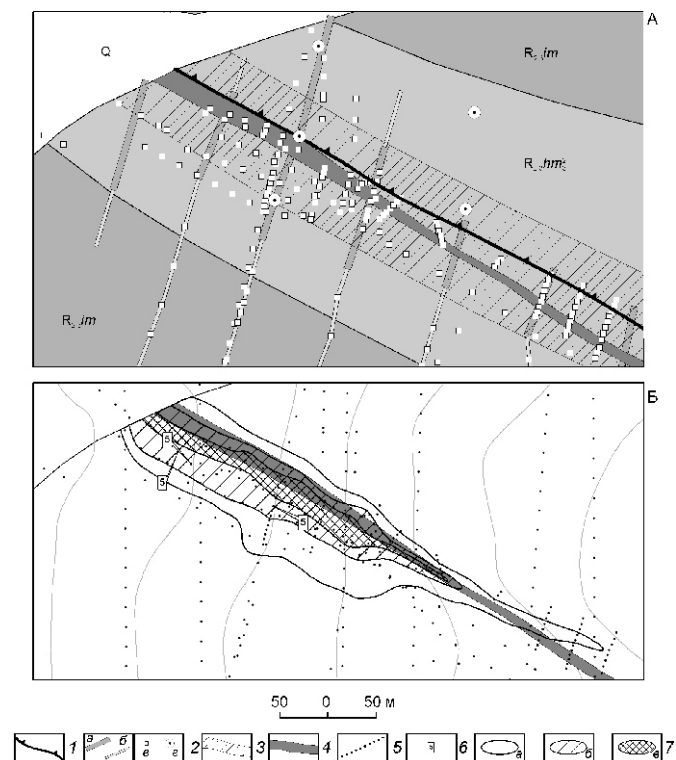


Рис. 4. Геологический план (А) и планы результатов литохимического опробования вторичных ореолов рассеяния по профилям и верхним интервалам шурфов и шлихового опробования делювия из шурфов (Б) на участке Дорожный:

1 — надвиг; 2 — горные выработки: (а — канавы, б — бульдозерные расчистки, в — шурфы, з — скважины); 3 — минерализованная золоторудная зона; 4 — рудная жильно-прожилковая зона; 5 — места отбора литохимических проб по вторичным ореолам рассеяния; 6 — аномальные содержания As (10^{-3} %); 7 — шлиховые ореолы по шлихам из шурфов с содержаниями Au (в г/м³): а — 0,01—0,1, б — 0,1—1,0, в — 1,0—6,0; см. услов. обозн. к рис. 3

вая зона. На стадии проведения литохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния по сети 100 × 20 м в пределах этого участка не было установлено признаков золотоносности, а по результатам опробования по вторичному ореолу рассеяния верхнего горизонта делювиального слоя, вскрытого шурфами, отмечены лишь единичные пробы с повышенными содержаниями мышьяка (см. рис. 4). Вторичный ореол рассеяния золота и мышьяка в этих же шурфах *появляется* при опробовании нижнего (*призабойного*) горизонта делювиального слоя. В то же время по материалам шлихового опробования делювия из шурфов золотоносная минерализованная зона исключительно отчетливо трассируется шлиховым ореолом с содержанием Au выше 0,01—0,1 г/м³, а рудное тело — Au 1 г/м³ (см. рис. 4).

При выполнении поисковых работ на участках используется минералогический экспресс-анализ, поэтому в течение короткого времени после выявления шлиховых ореолов золота в шурфах глубиной 1 м производится их необходимая детализация более глубокими шурфами, а затем проходятся канавы для вскрытия и изучения выявленных таким образом минерализованных зон.

Кроме рудных объектов, установленных в бассейне р. Маракан и на Светловском рудном поле, в пределах Бодайбинского рудного района с использованием описанной методики выявлено несколько перспективных изучаемых в настоящее время рудопроявлений золота на других участках, также считавшихся ранее неперспективными (см. рис. 1).

В заключение необходимо отметить, что применение рассмотренных нетрадиционных методологических и технологических приемов анализа геохимических данных в комплексе с другими геолого-геофизическими материалами позволили выявить, локализовать и оценить перспективные золоторудные объекты в пределах Монкрес-Хайломинского и Игнокского рудных узлов Центрально-Присяянского рудного района и Верхне-Ленского золотоносного района Прибайкалья, расположенных на территории Иркутской области.

Оценочные работы. На этой стадии наряду с применением стандартных методик на месторождении Ожерелье, руды которого характеризуются крайне неравномерным гнездовым распределением золота с преобладанием крупных золотинок, был пройден специальный разведочный карьер длиной 120 м при вы-

соте стенки 12 м с целью изучения внутреннего строения рудной жильно-прожилковой зоны, проведения крупнообъемного валового опробования для определения достоверности бороздового и кернового опробования и объективной оценки среднего содержания золота в рудах. Для обработки валовых проб был построен гравитационно-обогащительный комплекс, включающий линии рудоподготовки (щековая дробилка—конусная дробилка—цепная дробилка) и обогащения (шлюз глубокого наполнения—отсадочные машины—гравитационные столы). Всего было обработано 5000 т валовых проб, получено 15 кг золота, средние содержания которого составили 3 г/т. Установлено, что 70—75% Au имеет размерность золотинок 1 мм и практически все оно улавливается шлюзом глубокого наполнения.

Для установления достоверности кернового опробования перед проходкой карьера в его контуре был пройден куст скважин — 3 скважины через 1 м (диаметр керна 61 мм). Среднее содержание по этим скважинам 0,9 г/т Au, тогда как среднее содержание по бороздовым пробам в стенке карьера — 5,16 г/т Au, а в валовой пробе объемом 1177 т — 5,04 г/т Au. Соотношение средних содержаний золота по результатам кернового, бороздового и валового опробования составило 1:5,73:5,61, что определяет недостоверность кернового опробования при диаметре керна 61 мм и предопределяет использование данных такого бурения только для определения границ рудных зон по геологическим признакам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурак В.А. Генетические типы и закономерности локализации золотого оруденения Ленского района // Вопросы геологии и золотоносности Ленского района. — Иркутск. 1969. С. 116—140.
2. Бурак В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог — одно из крупнейших месторождений мира. — Владивосток: Дальнаука, 1997.
3. Иванов А.И., Лифшиц В.И., Перевалов О.В. и др. Докембрий Патомского нагорья. — М.: Недра, 1995.
4. Иванов А.И. Закономерности формирования золоторудных месторождений Бодайбинского рудного района // Изв. Сиб. отдел. Секция наук о Земле: Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Вып. 2 (28). 2005. С. 37—49.
5. Иванов А.И. Основные черты геологического строения и золотоносность Бодайбинского рудного района // Руды и металлы. 2008. № 3. С. 43—61.
6. Казакевич Ю.П., Шер С.Д., Жаднова Т.П. и др. Ленский золотоносный район. Т.1. — М.: Недра, 1971.

Роль литологических и минералого-технологических моделей рудообразующих систем при прогнозе, поисках и разведке месторождений неметаллических полезных ископаемых

У.Г.ДИСТАНОВ (ФГУП «ЦНИИГеолнеруд»)

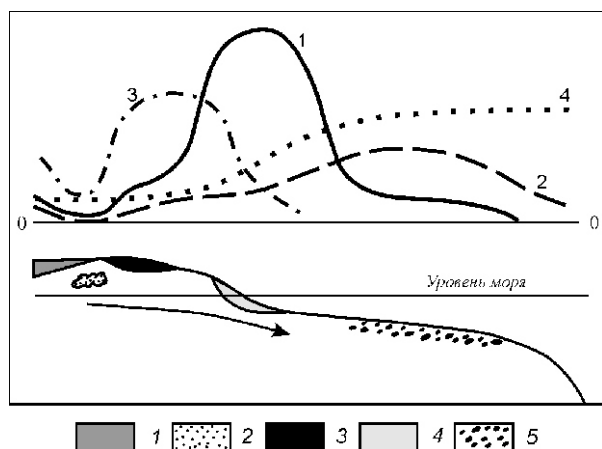
Научно-методической основой прогноза, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых являются разноуровневые геолого-геохимические и минералогические модели систем рудогенеза. Цель этих моделей — показать в абстрагированном виде место и масштабы оруденения в рамках конкретных структурно-вещественных комплексов, на основе качественных характеристик сырья обосновать рациональные схемы его передела. Методические подходы к составлению моделей, набору тех признаков и критериев, которые мы в них вкладываем, неоднозначны. Они зависят от стадийности геологоразведочного процесса.

На уровне **регионального прогнозно-минералогического анализа** предметом исследований являются формации. Основная цель минералогических моделей регионального уровня — выделение в рамках геологических формаций литофациальных зон (субформации, рудные формации), благоприятных для нахождения месторождений полезных ископаемых и их ассоциаций. В абстрагированном виде в моделях формаций раскрываются связи зон рудогенеза с питающими провинциями, отражается роль геолого-геохимических факторов, определяющих зрелость осадков, парагенезисы пород и минералов. Основные среди них — геодинамические режимы, палеоклиматы, состав пород питающих провинций, породообразующая роль организмов. Особое внимание отводится роли геохимических, динамических, биохимических и других барьеров, способствующих селективному осаждению рудного вещества. При составлении минералогических моделей важная роль принадлежит стратиграфическому критерию, объясняющему связи рудоносных формаций, их минералогическую специализацию с конкретным этапом тектоноседиментационного циклического развития стратисферы Земли. Говоря о роли абстрактных геолого-геохими-

ческих и минералогических моделей для прогнозно-поисковых целей, уместен тезис о том, что «*зная общее, всегда найдешь место частному, а, зная (изучив) частное и имея генерализованную минералогическую модель строения всей парагенной системы формации, можно прогнозировать положение всех элементов системы*». К настоящему времени общие прогнозно-минералогические модели рудообразования достаточно подробно разработаны для эндогенных рудных формаций, суть их изложена в фундаментальных трудах В.И.Смирнова, В.А.Кузнецова, В.И.Казанского и др. Созданы научно-методические руководства по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых, в которых акцентировано внимание на роли геолого-геохимических факторов, определявших процессы рудообразования, минералогическую специализацию рудных формаций (А.И.Кривцов, В.М.Терентьев и др.).

Несомненные достижения имеются и в области моделирования процессов осадочного рудообразования, разработки геолого-геохимических моделей формирования как металлических, так и неметаллических полезных ископаемых. Примеры таких моделей для фосфоритов, минеральных солей, карбонатных пород и других приведены в трудах Н.М.Страхова, В.Н.Холодова, Д.В.Рундквиста, Э.А.Еганова, Б.М.Михайлова и др. Примером накопления в осадочных бассейнах рудных концентраций триады Al—Fe—Mn служит геолого-геохимическая модель, составленная Н.М.Страховым (1960). В основе ее лежит различная подвижность в зоне миграции и седиментации элементов триады, зональность в накоплении железо-боксито-марганцевых руд. Показано, что в рассматриваемой системе прослеживается единый ряд месторождений, фациальные профили которых последовательно сменяются. При этом фациальный профиль бокситов характеризуется резко выраженным тяготением к континентальным, а марганцевых руд — морским литофациям (рис. 1).

Рис. 1. Фациальный профиль железных и марганцевых руд, а также бокситов. Н.М.Страхов, 1960:



распределение руд между различными фациями: 1 — железные (FeO), 2 — марганцевые (Mn), 3 — бокситы; 4 — распределение SiO₂ между различными осадочными фациями; руды: 1 — коры выветривания, 2 — зоны глубокой циркуляции вадозных вод, 3 — озерные и болотные, 4 — сидеритовые паралических угленосных бассейнов; 5 — сидериты нижней (глинистой) зоны шельфа

Применительно к неметаллическим полезным ископаемым осадочного рудообразования весомый вклад внес коллектив ЦНИИГеолнеруд, которым были созданы геолого-геохимические и минерагенические модели для 35 геолого-промышленных типов [3].

При составлении региональных прогнозно-минерагенических моделей основное внимание обращалось на особенности зонального строения формаций, объяснение роли тех геолого-геохимических факторов, которые определяли парагенезисы пород и минералов, условия селективного осаждения рудообразующего вещества. Общие закономерности строения рудоносных формаций вытекают уже из построения региональных литолого-палеогеографических карт. В качестве примера можно привести литолого-палеогеографическую карту палеоцена Русской платформы (Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1967). Определяющий тип осадочного комплекса — терригенно (кварцево-глауконитово)-кремнистая формация, которая накапливалась в условиях теплого гумидного климата в трансгрессивную стадию развития палеобассейна. Основной питающей провинцией являлся Балтийский щит, сложенный в основном кислыми кристаллическими породами. В результате глубокого разложения пород питающей суши в палеоценовый морской бассейн с речным стоком происходило массовое поступление конечных продуктов выветривания — растворенного Si, Al, Fe и терригенного кварца, формировалась ассоциация высокозрелых осадков.

Зоны развития кварцевых песков, кремнистых пород (диатомиты, опоки) тяготеют к краевым частям палеобассейна, примыкающим к устьям рек. В сторо-

ну открытого моря они сменяются кремнистыми глинами и далее карбонатно-кремнисто-глинистыми осадками. Указанная закономерность наиболее четко изучена на примере палеоценовых отложений Поволжья и Прикаспия (рис. 2).

Объясняется она тем, что в местах интенсивного поступления речных вод, а с ними и обильного количества растворенных биогенных веществ происходил пышный расцвет диатомовых водорослей, которые играли роль своеобразного биофильтра, переносящего в осадок кремнезем. Здесь имелись условия и для сохранения панцирей диатомей, накопления диатомовых илов (рН вод близок к нейтральному и даже слабокислый, воды сильно опреснены, скорость осаждения створок высокая). Огромные массы отмерших диатомей выносились за пределы рассматриваемой зоны и попадали в другие, более агрессивные условия, где кремнезем створок частично растворялся и подвергался преобразованиям уже в стадию седиментогенеза и активно протекал в диагенезе. Одним из ведущих факторов, контролировавших скорость растворения кремнезема, являлся рН морских и иловых вод. Зона развития диатомитов как бы окаймляет зону развития кварцевых песков (литофации авандельта, пляжей прибрежных течений и т.д.). В сторону открытого моря она постепенно сменяется зоной опок, затем — кремнисто-глинистых образований. В краевых участках морей, где принос с суши терригенного материала ослаблен, накапливаются кварцево-глауконитовые пески, которые в латеральном ряду формации сменяются опоками, кремнисто-глинистыми и кремнисто-глинисто-карбонатными породами. Соответственно со сменой литофаций отмечается уменьшение в осадках содержания растворимого кремнезема, а также закономерное изменение минерального состава кремнезема. В диатомитах он представлен рентгеноаморфным опалом, в опоках и кремнистых глинах — опал-кристобалитом, в кремнисто-карбонатных осадках — кристобалитом и микрозернистым кварцем.

Указанная закономерность в смене литофациальных зон в рамках терригенно-кремнистой формации

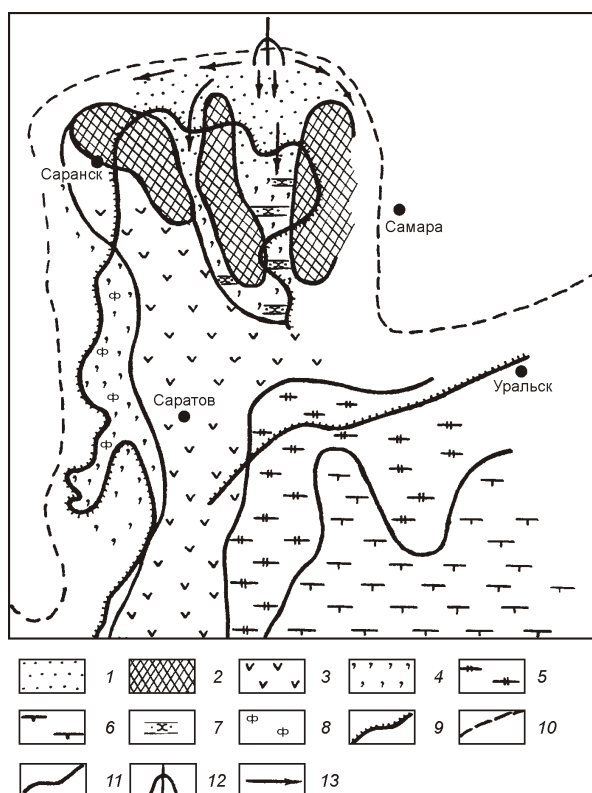


Рис. 2. Литофациальная модель зонального строения терригенно-глауконит-кремнистой формации палеоценового бассейна Поволжья и Прикаспия. У.Г.Дистанов:

зоны преимущественного развития: 1 — песков кварцевых, 2 — диатомитов, 3 — опок, 4 — песков кварцево-глауконитовых, 5 — кремнистых глин, 6 — глинисто-кремнисто-глауконитовых осадков; 7 — опоквидные песчаники, пески трепеловидные; 8 — фосфориты; границы: 9 — современных отложений, 10 — предполагаемые палеобассейны, 11 — литофациальных зон; 12 — палеодельта; 13 — направления течений

с той или иной степенью детальности прослеживается и в других платформенных морских бассейнах мира — Англо-Парижском, Средне-Европейском, Южно-Китайском и др. Она в абстрагированном виде отражена в соответствующих геолого-геохимических и минерагенических моделях (рис. 3).

На стадии *прогнозно-поисковых и оценочных работ* при составлении прогнозно-поисковых моделей основной акцент уже смещается на анализ закономерностей минерагении конкретных продуктивных субформаций и рудных формаций. Они основываются на интегрированных минерагенических и геохимических константах конкретных разрезов, тех критериев, которые позволяют выделить в рамках конкретных минерагенических полей участки для постановки геологоразведочных работ. Весьма эффективно при этом использование методов математической статистики, расчета количественных литологических и геохимических коэффициентов, построения на их основе вспомогательных литологических карт. Такой подход в прошлом широко использовался зарубежными учеными при построении литологических карт, оконтуривании зон нефтеносности и др. (В.К.Крумбейн и Л.Л.Слосс, К.Б.Рид и Г.Х.Вуд, К.Р.Пелто и др.). Интересные приемы составления подобных карт были разработаны и в ЦНИИгеолнеруд (Ю.В.Семеновский, У.Г.Дистанов). На основе карт изолиний литомодулей верхнеказанского осадочного комплекса на востоке Русской платформы Ю.В.Семеновский (1973) определил основные направления сноса

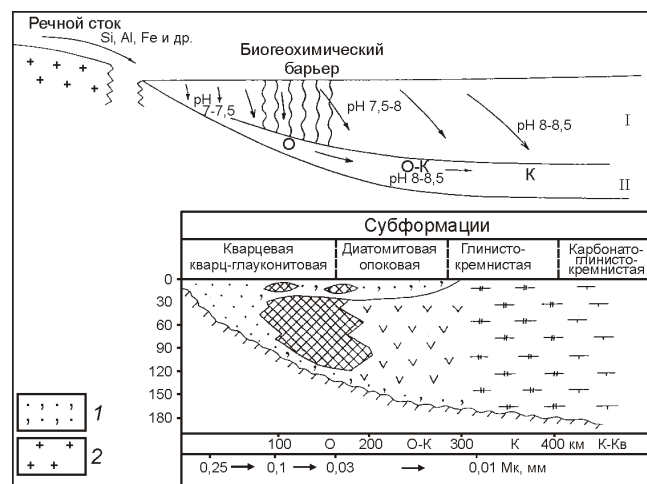
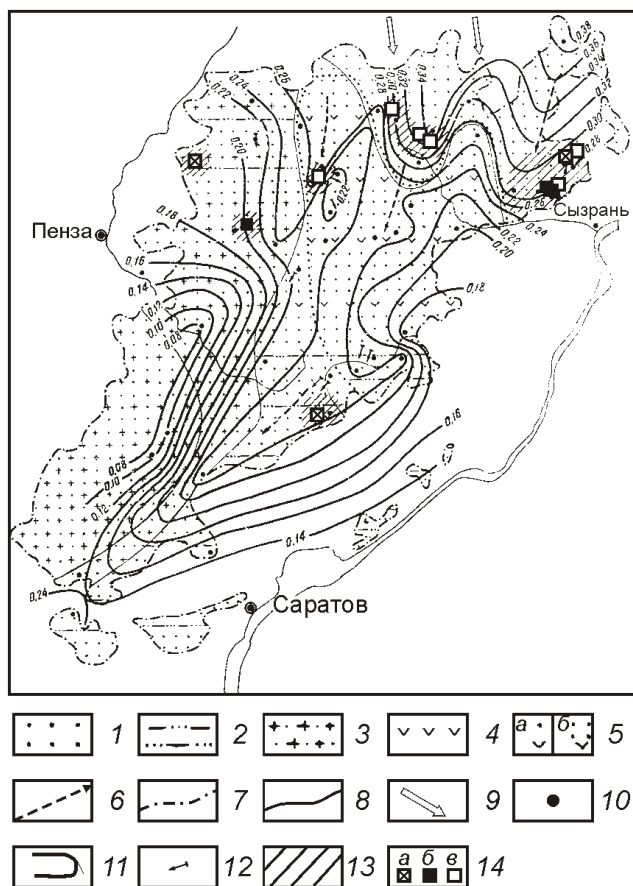


Рис. 3. Минерагеническая модель палеобассейна накопления терригенно-кремнистой формации. Составитель У.Г.Дистанов:

1 — песчаники глауконито-кварцевые; 2 — породы питающей суши; О — опал, К — кристобалит, Кв — кварц; см. услов. обозн. к рис. 2

и пути миграции материала [4]. В отложениях палеогеновых палеобассейнов Поволжья У.Г.Дистанов с учетом модулей крупности зерен (Мк) оконтурил зоны развития высококачественных кварцевых песков, диатомитов, желваковых фосфоритов, определил основные направления поступления в них рудообразующего материала [1, 2], привел примеры построения таких карт. Например, на литолого-палеогеографической прогнозной карте, составленной для нижнесаратовской подсистемы Среднего Поволжья, зоны распространения кондиционных стекольных и формовочных песков оконтуриваются изолиниями с модулями крупности разрезов в пределах 0,25—0,32 мм (рис. 4). На основе сделанных рекомендаций было выявлено и разведано крупное Лукьяновское

Рис. 4. Литолого-палеогеографическая карта нижнесаратовских слоев палеоцена Среднего Поволжья. У.Г.Дистанов, 1973:

пески: 1 — кварцевые, 2 — глинистые, 3 — кварц-глауконитовые; 4 — опока; 5 — толщи: а — переслаивания пород, число которых в разрезе примерно равно; б — с преобладанием одной из них; 6 — направление течений; границы распространения: 7 — нижнесаратовских отложений, 8 — литофациальных зон; 9 — основные направления приноса обломочного материала; 10 — местоположение опорных разрезов; 11 — изолинии модулей крупности; 12 — преобладающее направление кривой слоистости; 13 — перспективные участки; 14 — разведанные месторождения песков: а — стекольных, б — формовочных, в — неразведанные перспективные месторождения

(Красногуляйское) месторождение формовочных и стекольных песков.

При изучении фосфоритоносности эоценовых отложений Поволжья установлено, что максимальная фосфоритоносность наблюдается в толще кварц-глауконитовых песков мечеткинской свиты в контуре с модулем крупности (Мк) в пределах 0,13—0,18 мм (рис.5).

При построении вспомогательных прогнозно-минерагенических карт наряду с модулями крупности осадков эффективно используется и ряд других констант, в частности, геохимических. Карта-схема распределения аморфного кремнезема в отложениях палеоценового бассейна Поволжья и Прикаспия может служить иллюстрацией к этому (рис. 6). Примечательно в данной схеме и то, что наряду с общим снижением содержания аморфного кремнезема в сторону открытого моря изменяется и его структурное состояние — переход рентгеноаморфного опала панцирей диатомей в опал-кристобалит опок и кремнистых глин.

На *стадии геологоразведочных работ* весьма результативную роль могут оказать минералого-технологические модели, составленные применительно к конкретным видам разведываемого сырья. Они должны основываться на физических и физико-химических процессах трансформации первичного минерально-породного вещества в результате его технологического передела (обжиг, активация, модификация и др.) в новые минеральные фазы. На основе таких моделей, изучив первичный минеральный (компонент-

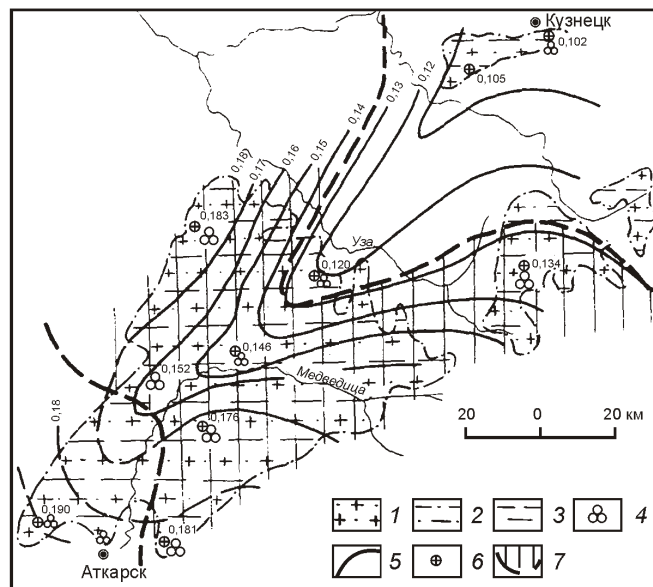


Рис. 5. Минерагеническая карта фосфоритоносности мечеткинской свиты Среднего Поволжья. У.Г.Дистанов, 1971:

пески: 1 — кварцево-глауконитовые, 2 — глинистые; 3 — глины; 4 — фосфориты; 5 — изолинии Мк; 6 — опорные разрезы со значениями Мк; 7 — зона перспективная на фосфориты

ный) состав сырья, можно принимать решения о рациональных технологиях получения необходимых продуктов и материалов с заданными свойствами.

Примером могут являться процессы преобразования первичной глинисто-карбонатной смеси при получении цементного клинкера. При обжиге образуется расплав, кристаллизация которого способствует формированию новых минеральных фаз, включающих трех- и двухкальциевые силикаты и алюмоферриты кальция (алит, белит, целит, фелит, браунмиллерит). Зная минеральный состав исходного вещества и используя соответствующие минералого-технологические модели (которые еще ждут своего создателя), можно с помощью коррекции смеси, введения различных корректирующих добавок и, ис-

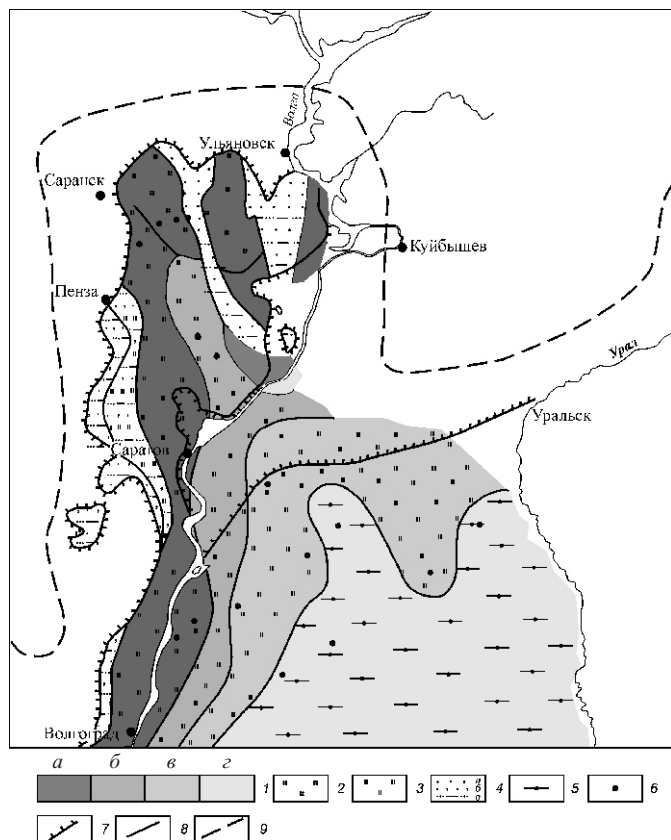


Рис. 6. Карта-схема распределения содержаний аморфного кремнезема в осадках палеоценового бассейна Поволжья и Прикаспия. У.Г.Дистанов:

1 — содержание аморфного кремнезема (в %): а — 50, б — 40—50, в — 30—40, г — 30; 2 — диатомиты; 3 — опокы; 4 — пески: а — кварцевые, б — глауконит-кварцевые, в — глинистые; 5 — глины кремнистые, б — опорные разрезы; границы: 7 — современные палеоценовых отложений, 8 — литофациальных зон, 9 — предполагаемые палеоценового бассейна.



Рис. 7. Принципиальная схема получения порошковой продукции из диатомитов на примере Забалуйского и Атемарского месторождений. Составлена по разработкам О.М.Мдивнишвили (КИМС) и Т.П.Конюховой (ЦНИИГеолнеруд)

пользуя оптимальные режимы обжига, получать необходимые разновидности портланд-цемента.

Не менее привлекательна проблема создания минералого-технологических моделей преобразования глинистых пород, получения из них керамических материалов. Известно, например, что при обжиге огнеупорных глин образуется преимущественно муллитовая керамика, для глинистых карбонатно-кремнистых пород характерна волластонитсодержащая керамика и др. И здесь, регулируя смеси глинистой массы, режимы ее технологического передела, модулируя эти процессы, можно находить оптимальные решения для получения затребованной керамической продукции.

Показательна также схема минералообразования при обжиге динасового кирпича (Д.В.Белянкин, 1941). В системе кварц— CaCO_3 и примесных оксидов наряду с тридимит-кristобалитовым перерождением кварца происходит кристаллизация таких новообразований как псевдоволластонит, авгит, фаялит. Данное направление прикладной геологической науки (применительно к кристаллизации минералов из силикатного расплава) названо академиком Д.В.Белянкиным *петрографией технического камня*. В этом направлении он видел большое будущее.

При оценке минерального сырья по группе порошковых материалов (адсорбционно-фильтровальных,

активных наполнителей, связующих и др.) минералого-технологические модели должны нести информацию о рациональных методах его передела с использованием механических и химических методов активации и модификации.

Весьма показательны примеры получения легитимной продукции адсорбционных материалов из кремнистых опаловых и опал-кristобалитовых пород. Такие разработки в настоящее время активно ведутся в ЦНИИГеолнеруд, ранее интерес к ним проявлялся в КИМС и ряде других научных центрах. Заслуживает внимания и принципиальная схема-модель получения из среднекачественных диатомитов Среднего Поволжья (Забалуйское и Атемарское месторождения) порошковых фильтровальных материалов и носителей различного назначения.

Как видно из предлагаемой схемы (рис. 7), с помощью различных приемов обработки и активации из среднекачественных диатомитов можно получить порошки, удовлетворяющие требованиям, предъявляемым даже к носителям катализаторов, носителям в хроматографии.

Аналогичные модели передела минерального сырья могут представлять интерес и для многих других его видов — фосфоритов, магнезиальных пород и т.д. Создание минералого-технологических моделей на основе изучения его минерального состава и использования современных приемов его обогащения, обжига, активации и модификации — это новое, весьма перспективное направление, отвечающее современным требованиям научно-технического прогресса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дистанов У.Г. Принципы и методы построения литолого-фациальных карт с использованием количественного анализа. —М.: Обзор ВИЭМС, 1981.
2. Дистанов У.Г., Сементовский Ю.В. Роль количественных методов в литологических исследованиях /Методология литологических исследований. —Новосибирск.: Наука, 1985.
3. Дистанов У.Г., Аксенов Е.М., Ведерников Н.Н. и др. Фанерозойские осадочные палеобассейны России: проблемы эволюции и минерагении неметаллов. —М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000.
4. Сементовский Ю.В. Условия образования месторождений минерального сырья в позднепермскую эпоху на востоке Русской платформы. —Казань: Таткнигоиздат, 1973.

Геолого-прогнозно-минерагеническая модель и перспективы промышленной рудоносности Анабарского щита

А.А.КУЗНЕЦОВ

В статье рассматриваются современное состояние геолого-минерагенической изученности и перспективы приращения минерально-сырьевого потенциала Анабарского щита — важного элемента обширного (диаметр 5000 км) Циркум-Арктического тектоно-минерагенического пояса, расположенного в широкой транзитальной зоне между Евразийским и Северо-Американским континентами с внешней стороны и Северным Ледовитым океаном с внутренней. За последние 30—35 лет на щите были открыты неизвестные ранее коренные источники золота, меди, никеля и два небольших кимберлитовых поля. Новым импульсом для очередного этапа прогнозно-минерагенического изучения щита послужило обнаружение во второй половине 1990-х годов аномальной геохимической платиноносности анабарид, что отражено на первой «Карте платиноносности России» масштаба 1:10 000 000 [6].

Сейчас Анабарский щит представляет собой комплексную уран-золото-медно-никеле-графито-железородную провинцию с мелкими рудными полями металлов и неметаллов.

На щитах земного шара сконцентрирована преобладающая доля (до 70—80%) крупных и крупнейших месторождений благородных (МПП, Au), радиоактивных (U, Th), черных (Fe, Ti), редкоземельных и иных металлов. До недавнего времени истоки данной закономерности оставались неясными. Частично они связывались с присутствием на щитах расслоенных ультрамафит-мафитовых и щелочных интрузивов. Основная причина была раскрыта после расшифровки первичной геологической природы раннедокембрийских кристаллических толщ, слагающих обнаженные выступы фундамента континентов (ритмично-расслоенная метамагматогенная или протокрустальная модель [13]). Механизм полиритмично-направленного затвердевания материнской расплавленной протокоровой оболочки в широком диапазоне температур и давления привел к появлению в разрезе ранней коры спектра контрастных по составу дифференциатов, геохимически специализированных на уже отмеченные металлы.

Примерный сводный ряд наиболее изученных щитов, расположенных по степени убывания количества и интенсивности эпох тектоно-магматической активизации и, следовательно, уменьшения валового минерагенического потенциала в отношении валютных и стратегических полезных ископаемых, выглядит пока следующим образом: Африканские (Южно-Африканский и др.)—Канадский—Австралийские (Западно-Австралийский и др.)—Украинский—Скандинавский—

Алдано-Становой—Анабарский. Анабарский принадлежит к наименее изученным из них.

Аналитический обзор состояния прогнозирования и поисков месторождений, в частности урановых, показывает, что практически на каждом этапе опытно-методических работ они базировались на предложенных на тот момент генетических моделях уже открытых крупных и уникальных месторождений радиоактивных или рядовых металлов, например, телетермальной западно-европейской, метаосадочной уран-золото-конгломератовой (месторождение Витватерсранд), ликвационно-магматической медно-никелевых руд (месторождение Норильск-I) и др. Иначе говоря, металлогения урана и прочих металлов прямо заимствовала и повторяла опыт (как стало ясно теперь, чаще негативный) прогнозирования и поисков по аналогии с известными месторождениями, включая сюда использование, к сожалению, далеко небесспорных трактовок генезиса этих месторождений.

Время и малая практическая отдача продемонстрировали нереалистичность подобного подхода в металлогении. Давно настала пора отказаться от порочной методологии прогнозирования по аналогии с месторождениями, тем более происхождение которых нередко устанавливалось неверно (один из последних примеров — урановые месторождения типа структурно-стратиграфических несогласий. Другими словами, по методу экспертной оценки путем сравнения с «эталонными» месторождениями и перейти к прогнозированию по системной гомологии, беря за основу не отдельные месторождения и их типы, а генеральный эволюционный ряд с принципиально выясненной природой подтипов месторождений [13].

Элементы структурно-фациально-формационной асимметрии Анабарского щита. На анизотропию вещественного выполнения и внутреннего строения щита исследователи до сих пор практически не обращали внимания, исключая работу [11]. К позднему протерозою Анабарский щит сформировался в виде асимметрично-ступенчатого полусводового тектонического поднятия толщи первичной коры предположительно с достаточно пологим падением пластически деформированных ритмосерий кристаллических пород на восток-северо-восток и уменьшением глубинности фаций в том же направлении: эклогитовая (?) диафторированная (крайняя юго-западная часть щита) — плагиоэклотитовая или серогнейсовая (западная часть) — гранулитовая (центральная и восточная часть щита) фация архея. Подобная вторичная инфраструктура щита возникла за счет неоди-

наковых эффектов гравитационной инверсии и оползания по ходу воздымания еще полностью не затвердевших к протерозою толщ из-за отличий пород различных ритмосерий по плотности, температурам $T_{\text{ликвидус}}$ и $T_{\text{солидус}}$.

Анабарский щит, находящийся на северо-востоке Сибирской платформы, ограничен с трех сторон рифтогенными асимметричными структурами протерозойского—кембрийского возраста, маркирующиеся, помимо своего терригенно-углеродисто-карбонатного выполнения, уступами склонов щита, перекрытых осадочным чехлом, особенно четкими у южного края щита, зонами глубинных разломов (например, Аргасала-Моторчунский разлом в осевой части Южно-Прианабарского рифтогена, выраженный гравитационной ступенью), кимберлитовыми полями (Харамайское, Куранахское и др.), мафитовым магматизмом (силлы и дайки габбро-диабазов рифея) и другими признаками (см. рисунок).

Черты анизотропии структурно-фациально-формационной модели щита отображаются наличием асимметрии двух видов в направлении с запада на восток (близмеридиональная) и с севера на юг вдоль простирания анабарид (субширотная). Первая представлена более лейкократовым, глиноземистым и кремнекислым составом пород Западно-Анабарской субпровинции по сравнению с Восточно-Анабарской, поскольку на западе преобладают «серые гнейсы», сиеночнонокитоиды и родственные анортозитам дифференциаты в отличие от подавляющего развития разнообразных мезократовых эндробито-гнейсов, меланократовых кристаллосланцев и в меньшей степени кондалито-кинцигитовых «пестрых и светлых гнейсов» на востоке.

Вторая проявляется в некотором расширении части «серогнейсовых» зон в направлении к южной границе щита, а роль гранатсодержащих и, вообще, глиноземистых плагиогнейсов, гнейсов и известковистых пород возрастает при движении к северо-западному и северо-восточному краям щита. Ближе к северо-западному борту сконцентрировано также наибольшее число крупных массивов анортозитоидов маганского, котуйканского и салтахского комплексов. Вдобавок, подавляющий объем гнейсогранитоидов и переходных к ним горных пород (Краевой, Маганский, Западно- и Восточно-Меркюнский, Киенгский, Кыллахский, Билляхский мигма-плутон) приурочен к северо-западной части щита и тяготеет к условной поперечной, диагонально-срединной, полосе юго-западного—северо-восточного простирания, трассирующей через весь щит и отражающийся в перепаде гравитационного поля g [12]. Подобные особенности структурно-вещественной модели не могли не отразиться на специфике прогнозно-минерагенической модели щита.

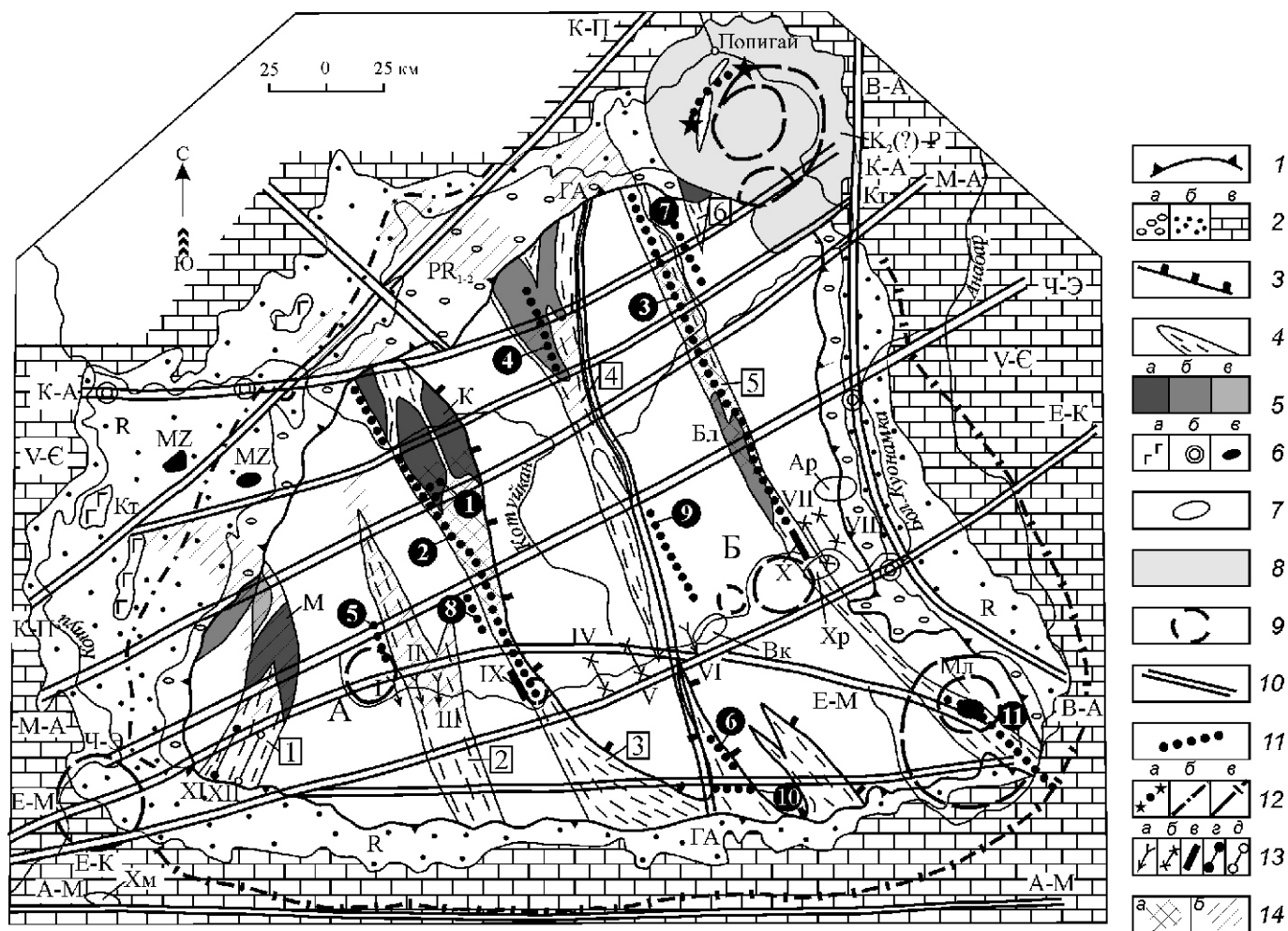
По мере воздымания и затвердевания глубинных зон протокры и усиления их хрупкости щит подвер-

гался тектоническому расколу в эпохи протоактивизации (AR_2 — PR_1 и PR_1), среднепалеозойскую (?) и мезозойскую (в триасе и мелу соответственно с трапповым и щелочно-ультрамафитовым магматизмом) эпохи.

Число и интенсивность эпох тектоно-магматической активизации обуславливались, с одной стороны, масштабами и глубиной залегания остаточного флюидно-магматического вещества, сохранившегося в пределах астеносферных зон под щитовыми поднятиями, с другой, степенью нарушенности сплошности перекрывающих астенолиты затвердевших толщ (мегаритмов) протолитосферы глубинными разломами, что предопределяло поступление порций рудно-магматического мантийно- и протокоррово-астенолитного материала к поверхности.

Согласно трактовке истории геологического развития щита и, исходя из протокрустальной модели ранней коры, выделявшийся на щите верхнелапидарный комплекс амфиболитовой фации, выполняющий так называемые наложенные линейные зоны полиметаморфизма и гранитизации или динамометаморфизма и смятия, или тектоно-метасоматические зоны, представляют собой серогнейсовые, амфибол-кристаллосланцево-гнейсовые, несколько изменяющиеся по составу (раскисляющиеся с запада на восток) ритмосерии в целом менее высокотемпературно-ликвидусные по сравнению с подстилающими и перекрывающими их относительно тугоплавкими пироксен-кристаллосланцево-эндробито-плагиогнейсовыми ритмосериями. Поэтому они принадлежат к более поздним диафторированным производным (плагио)эклогитов Западно-Анабарской и гранулитов Восточно-Анабарской субпровинций. Возможно, их следует считать предшественниками зеленокаменных поясов, которые не получили на самом щите дальнейшего развития, но могли эволюционировать за пределами щита в щелевых опусканиях цокольного основания Сибирской платформы. При таком варианте, который нуждается в практической проверке, степень перспективности продолжений диафторит-протозеленокаменных зон под чехлом платформы резко возрастает, особенно в участках пересечения их с краевыми рифтогенами. Петрографически «серые гнейсы» протозеленокаменных зон или зон протоактивизации AR_2 — PR_1 возраста сходны с становидными, тем более что они также содержат анортозиты (каларский и другие комплексы). Однако морфологически и структурно они ближе к узким линейным серогнейсовым трогам Чаро-Олёкминской субпровинции Алдано-Станового щита, специализированным на золото, уран, редкие земли, металлы платиновой группы.

Основные параметры геолого-минерагенической модели Анабарского щита. Главными рудонесущими комплексами анабарид служат завершающие дифференциаты процесса затвердевания



Геолого-прогнозно-минерогеническая схема Анабарского щита с осадочным обрамлением:

1 — граница щита; 2 — протерозойское субколлективное рифтогенно-протоплатформенное обрамление — отложения: а — терригенные PR₁₋₂, б — терригенно-углеродисто-карбонатные R, в — терригенно-карбонатные (доломиты) венда—кембрия с битуминозными (горючими) сланцами; 3 — граница между Западно-Анабарской (А) и Восточно-Анабарской (Б) субпровинциями; 4 — протоактивационные зоны (цифры в прямоугольниках): 1 — Чурбукулахская, 2 — Ламуйская, 3 — Котуйкан-Харапская, 4 — Ченгелехская, 5 — Билляхская, 6 — Салтахская; 5 — параавтохтонные расслоенные плутоны: а — анортозитойды (комплексы: М — маганский, К — котуйканский и С — салтахский), б — чарномангериты (Бл — билляхский), в — гнейсо-граниты; 6: а — силлы габбро-диабазов рифея R, б — диатремы щелочных мафитов рифея R, в — щелочно-ультрамафит-карбонатитовые интрузивы мезозоя MZ (Мл — Мальджангарский комплекс); 7 — кимберлитовые поля (Вк — Верхнекуонамское палеозоя PZ₂?, мезозойские: Хр — Хардахское, Ар — Ары-Мастахское, из полей в обрамлении щита показано только Харамайское (Хм); центрально-кольцевые структуры: 8 — Попигайская мел (?)—палеогена; 9 — предполагаемые; 10 — региональные разломы: ГА — Главный Анабарский, К-А — Котуй-Анабарский, Кт — Котуйканский; М-А — Маган-Анабарский, Ч-Э — Чопко-Эбеляхский, Е-К — Ессей-Куонамский, Е-М — Ессей-Мальджангарский, А-М — Аргасала-Моторчунский, К-П — Котуй-Попигайский, В-А — Восточно-Анабарский; 11 — главные рудоносные зоны щита (цифры в кружках): 1 — Котуйканская сульфидная Pt(?)—Cu—Ni, 2 — Котуйкан-Куонамская Au—Th—U (Cu, Mo, TR, Fe), 3 — Биллях-Куонамская U—Th—TR—Au (+Cu, Mo); 4 — Северо-Ченгелехская Au—U—Th—TR—RM, графитоносные: 5 — Вюрбюрская, 6 — Кенгедейская, 7 — Верхнепопигайская, 8 — гранатоносная Улахан-Немесская, 9 — железоносная Хатырыкская, 10 — Южно-Анабарская сульфидная Cu (+Ni, Au, МПГ), 11 — Мальджангарско-Бирингидийская U—Th—TR—RM (+P); 12 — рудоносные зоны в рифтогенном обрамлении: а — Попигайская с двумя месторождениями технических алмазов, б — Усть-Ильинская Th—U (+Au?, МПГ?) в черных сланцах, в — Куонамская V—Ni—Mo—Au—МПГ—U — горизонт горючих сланцев; 13 — потенциальные (прогнозируемые) геохимические зоны: а — золотоплатиноидноносные I—III и VI, б — платиноиднозолотоносные IV, V, VII и VIII, в — торий-ураноносные IX и X, г — вольфрамоносная XI, д — свинцово-цинконосная XII; 14 — рекомендуемые для детальных геохимических поисков с попутным бурением перспективные на комплексное Cu—Mo—U—Au (Ni, TR, Th) оруденение площади первой (а) и второй (б) очереди

серогнейсовых ритмосерий протозеленокаменных или протоактивизационных зон в виде авто- и параавтохтонных в большей или меньшей степени расслоенных мигма-плутонов единого протокового эволюционного ряда метаультрамафит—метагаббронорит—анортозит—иотунит—мангерит—гнейсопегматитов, гнейсоскарноидов, гнейсометасоматитов вплоть до кварцевых жил.

Вдоль границ между тугоплавкими пироксеновыми и альмандин-гранатовыми и менее тугоплавкими амфибол-серогнейсовыми ритмосериями спорадически присутствуют протяженные пачки тонкорасслоенных эпидот-амфиболитовых, клинопироксен-гроссуляр-полевошпатовых, зеленосланцевых средне- и низкотемпературных автодиафторитов — заключительных автохтонных метамагматогенных продуктов регрессивного процесса становления ведущих ритмосерий разреза протокоры. Зоны автодиафторитов считаются «критическими» зонами расслоено-стратиформного разреза протокоры и сопровождаются, как правило, согласными слоями и линзами гнейсосилекситов («кварциты»), итабиритов, железистых силекситов, «мраморов», кальцифиров, жильными телами амфиболитов, пироксенолитов, метаультрамафитов, метамафитов, гнейсоалескитов, гранатитов, графититов. Они выступают в роли древнейших, протоковых, гомологов «критических» зон известных протерозойских и фанерозойских промышленно рудоносных (МППГ, Cu, Ni, Cr, Au, Ti, P, U и др.) ритмично расслоенных интрузивов типа Бушвельда, Стиллиутера, Скергаарда, Садбери и других, так как служат геолого-петролого-минерогенической моделью расслоено-метамагматогенной толщи протокоры.

Структурно-фациально-формационная модель Анабарского щита осложнена дизъюнктивной моделью в виде наложенной системы региональных, продольных, поперечных и диагональных, прямолинейных и слабо дугообразных тектонических разломов. Она выделяется впервые и включает пять подтипов разломов: 1) конформные с инфраструктурой кристаллических толщ север-северо-западного—северо-западного простираия, унаследовавшие первичные границы большинства ритмосерий и служащие сейчас границами структурно-фациально-формационных зон и подзон, в т.ч. близмеридиональный Главный Анабарский шов — наиболее древнее по возрасту заложения (AR_2 и AR_2-PR_1); 2) поперечные к простираию анабарид разломы восток-северо-восточного и северо-восточного направлений, на севере и юге щита выполаживающиеся до близширотных протерозойского (PR_1 , PR_{1-2} , R) возраста, судя по цифрам возрастов трассирующих их роев даек [17]. Отдельные интервалы этих разломов на погребенных склонах Анабарского щита маркируются взрывными диатремами калиевых мафи-

тов, прорывающих рифейские отложения; 3) диагональные предположительно пострифейского заложения, активизированные в мезозое (триасе?); 4) дугообразный разлом (Ессей-Мальджангарский), контролирующий щелочно-ультрамафитовые интрузивы: Ессей (вне рисунка к юго-западу) и Мальджангарка — один из самых молодых региональных разломов щита (мел?); 5) центрально-кольцевые разломы небольшого диаметра (10—20 км), контролируемые установленные и предполагаемые карбонатит-ультрамафитовые штоки и кимберлиты.

Разломы фундамента подтипа 1 древние, согласные с простираием анабарид, имеют термоконтракционную природу из-за отслоения и раскалывания затвердевающей толщи исходного протокового магматогенного «океана» по мере остывания. Более поздние разломы накладывались на затвердевший кристаллический панцирь (плагио)эклогит-гранулитовой оболочки с постепенным разворотом поверхностей разломов по часовой стрелке и увеличением угла (до 90—135°) между ними и согласными разломами по мере омоложения с сопутствующим изменением вещественного выполнения дизъюнктивов [9]. Разломы подтипа 1 дешифрируются жильными амфиболитами, пироксенолитами, мета(ультра)мафитами и мигматитами, гнейсопегматитами и наложенными на эпидот-амфиболитовые и зеленосланцевые автодиафториты катаклазитами, милонитами, бластокатаклазитами и бластомилонитами.

Близмеридиональный Главный Анабарский шов протяженностью до 250 км и шириной 4—10 км (с подсистемой оперяющих разломов «ёлочного» типа) выполнен бластомилонитами, ультрамилонитами и псевдотахилитами анортозит-иотунитового петрохимического тренда.

Разломы подтипа 2 залечены катаклазитами, милонитами, раздробленными гнейсами, дайками диабазов, рудоносных такситовых габбро-диабазов, одиночными диатремами рифея, местами дайками долеритов и трахидолеритов триаса. Разломы подтипов 3—5 маркируются дайками (трахи)долеритов триаса и штоками карбонатитов мезозоя, а также дугообразными изгибами речных долин тектонического заложения.

Внешние ограничения Анабарского щита, находящегося в центре одноименного сводового поднятия, имеют вторично-тектоническую природу и выражены дизъюнктивными бортовыми элементами краевых достаточно узких рифтогенов шириной первые десятки километров, которые были заложены в средне-, позднепротерозойское время.

Определяющим каркасом геолого-минерогенической модели Анабарского щита служит система, включающая: 1) рудовмещающие структуры в виде серии из шести субпараллельных менее или более протяженных (до 250 км) и сравнительно нешироких (до 15—20 км) протоактивизационных зон, согласно конформных

инфраструктуре анабарид (Чурбукулахская, Ламуй-ская, Котуйкан-Харапская, Ченгелехская, Билляхская и Салтахская). Ченгелехская и Салтахская выклиниваются при движении на юг. К раздувам таких зон приурочено подавляющее большинство авто- и пара-автохтонных протоинтрузивных мигма-плутонов анортозитов, эндербитов, чарнокитов, гнейсогранитоидов и их производных, а также рудоносных зон, рудопроявлений, пунктов минерализации, геохимических ореолов и аномалий (см. таблицу); 2) рудоконтролирующие структуры в виде серии видимых или «скрытых», поперечных к простиранию анабарид тектонических разломов прямолинейной или реже криволинейной в плане морфологии. Главной «скрытой» поперечной северо-восточной структурой, по-видимому, следует считать полосу, ограниченную двумя соседними разломами — Маган-Анабарским и Чопко-Эбеляхским и выраженную ступенью в гравитационном поле g . Региональным поперечным разломом, трассирующимся долиной р. Большая Куонамка тектонического заложения, Анабарский щит делится на две неравные части — северную и южную, отличающиеся перспективами; 3) структурно-плутоногенные узлы пересечения продольных рудовмещающих и поперечных рудоконтролирующих зон, к которым тяготеет большинство известных на площади щита рудных полей, рудопроявлений и других Cu, Ni, Au, U, TR, Mo, P, Nb. Главные структурно-плутоногенно-рудоносные узлы впервые были намечены предварительно в работах [12, 13].

К важнейшим компонентам тектоно-метамагматогенных узлов принадлежат обнаженные апикальные (краевые) и нескрытые (погребенные) части расслоенных плутонов и мигма-плутонов, принадлежащих к метапериодит-анортозит-иотунит-мангерит-гнейсогранитному ряду рудоносных субформаций AR_2 -, (AR_2 - PR_1)- и PR_1 . В узлах пересечения трех самых северных из поперечных разломов — Котуй-Анабарский, Котуйканский и Маган-Анабарский с двумя самыми протяженными и мощными протоактивизационными зонами (Котуйкан-Харапская и Билляхская) размещаются наиболее значимые рудные поля и интервалы рудоносных зон Анабарского щита соответственно с урановым и медно-никелевым (Mo, Au, Th) и медно-молибден-золотым (+U, TR, Th) оруденением.

Участки пересечения отмеченных и остальных поперечных и диагональных разломов с другими и теми же протоактивизационными зонами, представленные менее масштабными структурно-плутоногенными узлами, наблюдаемыми или предполагаемыми, следует возвести в разряд перспективных площадей на близкий рудный парагенезис. Подчеркнем, что территория Западного и Южного Анабара, хуже обнаженная и в наименьшей степени петролого-геохимически изученная и опосредованная представляет собой, геолого-минерагеническую «terra incognita».

Наиболее значимое по масштабам древнее стратиформное оруденение состоит из графита и абразивного граната, связанных с высокоглиноземистыми ритмосериями, соответственно Вюрбюрской, Кенгедейской, Верхнепопигайской и другими графитоносными зонами и Улахан-Немесской гранатоносной зоной с тремя месторождениями, а также из железа, которое связано с ритмосериями пироксен-кристаллосланцево-эндербитогнейсовыми (Хатырыкская железорудная зона и другие) и амфибол-серогнейсовой. Прогнозные ресурсы абразивного сырья составляют около 10 млн.т, а железных руд (железистые силекситы, итабириты) 5—6 (до 10) млрд.т [4, 11, 12]; (В.В.Самков, 1985; Н.К.Шануренко и др., 1991) с отдаленными месторождениями-гомологами чаро-ток-кинского и костомукшского типов.

Котуйкан-Куонамская золотоураноносная прерывистая зона протягивается от северо-западного края Анабарского щита вдоль долины среднего течения р.Котуйкан, долины р. Меркю, верховьев р.Улахан-Джанак и долины р.Монхооло (левый приток р.Большая Куонамка). Она включает выделенные ранее [11, 12] Меркюнскую урановорудную и Улахан-Джанакскую золотоносную минерализованную подзоны и их продолжения на юг, в бассейн р.Монхооло. Общая протяженность этой зоны 160 км, ширина от сотен метров до 5—10 км. Северная часть зоны тяготеет к западной границе вмещающей ее Котуйкан-Харапской протоактивизационной зоны, южнее постепенно смещаясь к ее осевой части с раздувом в междуречье Меркю и Улахан-Джанак, а затем приближается к восточной границе указанной зоны. Начиная с верховьев р. Меркю усиливается золотоносность зоны за счет уменьшения урано-редкоземельности.

Меркюнская Mo-TR-Th-U-рудная подзона протяженностью до 80 км и мощностью до 4—6 км включает два рудопроявления урана и десятка два пунктов минерализации урановой, смешанной (уран-ториевой), торий-редкоземельной и редкоземельной природы. Подзона генетически связана с сближенными узколинейными мигма-плутонами двуслюдяных и биотитовых гнейсогранитов и их дериватами. Она сложена прерывистой полосой часто параллельных тел высокорadioактивных уранинит- и торитсодержащих гнейсопегматитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов (до альбититов и калишпатитов). Отдельные рудные или рудоносные тела длиной 50—200 м при мощности в несколько метров, линзы, шпильки, обогащенные кубическим уранинитом, торитом, ферриторитом, ортитом, оранжитом, цирконом, монацитом, залегают в зонах брекчирования, дробления, катаклаза и милонитизации Меркюнского разлома среди вмещающих плагиогнейсов, гнейсов и гнейсогранитов.

Недавними работами [8] было выявлено продолжение южных флангов Меркюнской урановорудной

Основные характеристики минератенического потенциала Анабарского щита (исключая железные руды, графит, гранат)

Протоактивизационные зоны	Рудонесущие комплексы		Рудоносные структуры		Оруденение	Прогнозные ресурсы: категория, т	Вероятные типы месторождений-гомологов	Источник
	Состав (комплекс)	Генезис, возраст	Зона	Подзона				
Котуйкан-Хараспская (северный сегмент щита)	Метаультра-мафит-анортозит-иотунитовый (котуйканский)	Параавтохтонный плутоногенный, AR ₂	Котуйканская расчлененно-рифтовая	—	Сульфидное платиноидно(?))-медно-никелевое	P ₃ — 0,3 10 ⁶ P ₂ — 0,6 10 ⁶	Скандинавский (аллареченский, кольский, финляндско-шведский)	О.П.Кривошеев и др. (1990); [11]
	Гнейсо-двуслюдяно-лейкогранитный (меркюнский)	PR ₁	Котуйкан-Куонамская	Меркюнская (Северное Меркю, Меркю), Монхоолинская-II (Ленинградское-I и -II)	Оксидно-торит-уранитовое (TR, Mo, Fe) и вторично-урановое	~(10 ² —10 ³)	Украинский (кировоградский, африканский (Россинг))	[11, 13, 18]
	Мангеритовый (монхоолинский)	PR ₁		Улахан-Джанакская, Монхоолинская-I	Малосульфидно-золото-кварцевое (Cu, Mo, U)	—	—	[11, 18]
Ченгелхская (северный сегмент щита)	Чарномангеритовый (ченгелхский)	PR ₁	Северо-Ченгелхская (Халчаганата, Каспаровское, Ченгелхское (Au))	—	Золото-оксидно-торит-редкоземельно-редкометаллическое (U)	—	—	[2, 11, 13]
Билляхская (северный сегмент щита)	Чарномангеритовый (билляхский)	PR ₁	Биллях-Куонамская	Кленг-Кыллахская (Сюрюнчинское, Налим-Рассохинское, Кленгское, Кыллахское), Центральное-Билляхская (Au)	Малосульфидно-золото-кварцевое, золото-кварцевое, Au-Cu-Mo-порфировое (Ag)	P ₂ —20	Сателлиты Олимпик Дем, Бушвельда, Бингем и др.	Ю.П.Куликов и др. (1984); [2, 5, 11, 13]
Котуйкан-Хараспская (южный сегмент щита)	Габбро-диабазовый (харапский)	Интрузивно-слождно-кообразный, R	Южно-Анабарская (Далдыкан, Харапское, Буджурхайское)	—	Оксидно-торит-редкоземельное	—	Виперский, садберийский	[3, 4, 11, 13]
Билляхская (южный сегмент щита)	Щелочно-ультрамафит-карбонатитовый (малджангарский)	Интрузивно-штоково-центральное-кольцевой, MZ	Малджангарско-Бирингийская	—	Уран-торий-редкоземельно-редкометаллическое (Nb, Ce, Y, La, Ta, P, Au?, MPP)	—	Томторский	[11, 13, 18, 20]
Рифтогенное осадочное обрамление	Взрывной криптовулканогенный (попигайский)	Взрывная центрально-кольцевая структура, MZ-KZ	Попигайская	Ударное и Скальное месторождения	Алмазное (техническое)	Очень крупные	—	[3, 4, 13]
	Черносланцевый (усть-ильинская свита)	Осадочно-метасоматический, R	Усть-Ильинская (Баалыга-Суох)	—	Th, U (Au?, MPP?)	—	—	[4, 13]
	Горючесланцевый (куонамская свита)	Є	Куонамская	—	V, Ni, Mo, Au, MPP, U	P ₃ 10 ⁴ (MPP)	—	[4, 13]

Примечание. В графах «Рудоносные структуры» в скобках приведены главные рудопроявления.

подзоны в бассейне р. Монхооло, где среди бласто-катаклазитов и милонитов в кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах установлены два рудопоявления с вторичной урановой минерализацией (уранофан, отенит) и содержаниями в штуфах U до 0,06—0,4%, Th до 0,07%, Mo до 700 г/т, Pb до 50 г/т. Ранее в бассейне р. Монхооло была намечена TR-Th-U потенциальная геохимическая зона IX шириной 1,7 км [12, рис. 1, табл. 5; 13].

Улахан-Джанакская золотоносная минерализованная подзона протягивается на 30—35 км при содержаниях Au до 0,1—0,3 г/т в штуфах и до 1,5—6,0 г/т в шлихах. Она сопровождается ореолами Cu и Mo. Золото присутствует в кварце и пирите сульфидсодержащих березитизированных и пропилитизированных эпидот-хлорит-альбит-кварцевых метасоматитов.

Средние содержания урана в породах Котуйкан-Куонамской золотоураноносной зоны не превышают (в %) 0,1—0,3; Th 0,5—1,0; редких земель (Ce, Y, La и Ta) 10; Mo 0,1—0,5; Au — первых граммов на тонну, отмечаются повышенные количества Pb, Cu, Ni, Zn. Возраст уранинита (U-Pb метод) колеблется в интервале 1,7—1,9 млрд. лет, что близко к возрасту диабазовых даек, секущих анабариды в центральной части щита (1,6—2,0 млрд. лет, K-Ar метод), и вероятно возрасту медно-никелевого оруденения среди анортозитов в той же Котуйкан-Харапской протоактивизационной зоне, для которой, самой ураноносной на щите, присуща ториевая специализация немалой части гнейсогранитоидных пород (Th/U 6—9) в отличие от Билляхской зоны с преобладающей урановой специализацией гнейсогранитоидов (Th/U 2—3).

Биллях-Куонамская урано-золотоносная зона прерывисто протягивается от северного края Анабарского щита вдоль долины среднего течения р. Налим-Рассоха и далее на юг почти до р. Большая Куонамка в границах Билляхской протоактивизационной зоны. В северной части эта зона включает выделенные автором [11, 12] сближенные Киенг-Кыллахскую золоторудную и Северо-Билляхскую уранторий-редкоземельноносную подзоны. Протяженность зоны достигает 140—160 км, ширина 5—10 км. Подобно Котуйкан-Куонамской золотоураноносной зоне она тяготеет к западной границе своей рудовмещающей протоактивизационной зоне, к югу постепенно смещаясь к осевой части данной зоны. В Биллях-Куонамской зоне в отличие от Котуйкан-Куонамской урановорудная специализация сменяется золоторудной, хотя парагенезис главных металлов сохраняется (Cu, Mo, TR, Th).

Киенг-Кыллахская золоторудная подзона размером 60 3—5 км² объединяет 7 коренных рудопоявлений золота и 8 перспективных локальных золотоносных площадей, открытых при групповой геологической съемке с попутными поисками масштабов 1:200 000 и 1:50 000 (Ю.П. Куликов и др., 1984); [2].

Золото присутствует до первых граммов на тонну в пирит-кварц-полевошпатовых и сульфид-альбит-хлорит-кварцевых метасоматитах, локализующихся среди полей и зон брекчирования, катаклаза и (ультра)милонитизации, выполняющих зону Киенг-Билляхского близмеридионального разлома (шва, или структурно-тектонического несогласия). В золотоносных кварцевых и малосульфидно-кварцевых метасоматитах определены повышенные количества Ag, Mo, As, Pb, Zn и Cu. Поля рудоносных метасоматитов маркируют нескрытые эрозией тела или апикальные части тел порфиробластических чарно- и сиеномангеритов Киенгского, Кыллахского, Билляхского и иных мигма-плутонов.

Северо-Билляхская U-Th-TR-носная подзона содержит не менее четырех проявлений редких земель и одного проявления урана, контролирующихся милонитовыми швами Налим-Киенгского разлома, параллельного Киенг-Билляхскому.

Биллях-Куонамская урано-золотоносная зона включает, кроме того, проявления Ti, Fe, апатита, флогопита, шпинели, аномалии Mo, W, Ta и Nb.

В Северо-Билляхской U-Th-TR-носной подзоне в бассейне р. Большая Куонамка была выделена [11, 12] TR-Th-U потенциальная геохимическая зона X шириной до 10,5 км. Подобным образом возможное продолжение Северо-Ченгелехской Au-U-Th-TR-RM-носной зоны зафиксировано в 140 км южнее, в долине р. Бол. Куонамка (центральная часть щита) в виде потенциальной геохимической зоны V шириной 4,1 км с содержаниями Au до 0,1—0,7 г/т (Pd, Pt).

Недавние геохимические поисковые работы на золото [5, 18] в пределах Котуйкан-Харапской и Билляхской протоактивизационных зон позволили в первой из них дополнительно к Улахан-Джанакской золотоносной подзоне наметить к югу от нее *Монхоолинскую золотоносную подзону* протяженностью 20 км и шириной 2—4 км при содержании в кварцевых прожилках Au до 0,15—0,8 г/т и в сульфидно-кварцевых метасоматитах Au до 2,5 г/т, а в другой наряду с Киенг-Кыллахской золоторудной подзоной выделить *Центрально-Билляхскую (Ханта-сыннахскую) Au-Mo-Cu-носную подзону*, непосредственно примыкающую к Билляхскому плутону порфиробластических чарномангеритов с жильными апофизами гнейсограносиенитов и гнейсоалекситов. Рудная минерализация обеих подзон в границах Билляхской протоактивизационной зоны представлена пиритом, халькопиритом, молибденитом, самородными медью и золотом, редко галенитом. Присутствуют в повышенных количествах Ag (5 г/т), Pb и Sn. Протяженность Центрально-Билляхской подзоны в границах выделенной ранее перспективной площади Д [11, 12] составляет 30 км при ширине 4—5 км и среднем содержании Au до 2 г/т.

Тем самым на Анабарском щите были установлены прямые признаки потенциального наличия оруде-

нения Cu-Mo-Au-порфирового типа. Этот факт позволяет вспомнить о присутствии медно-молибден-порфирового (+Pb, Zn, Fe) месторождения на юго-западе Норильско-Хараелахского Pt-Cu-Ni рудного района в связи с Болгохтокимским штоком гранитов—гранодиоритов—сиенитов, правда, юрского (?) возраста и на контакте с карбонатно-терригенными породами палеозоя.

В Чурбукулахской протоактивизационной зоне в крайнем юго-западном углу Анабарского щита по геохимическим ореолам [3] намечаются две параллельные (в 10—15 км одна от другой) конформные потенциально геохимические зоны протяженностью до 30 км сравнительно высокотемпературных металлов — вольфрамоносная *Чопкойская* XI и свинцово-цинкононосная *Правоаганылийская* XII. Данный факт наряду с усилением мафичности средневзвешенных составов анортозитовидных комплексов с востока на запад (салтахский иотунит-мангеритовый—котуйканский анортозит-иотунитовый—маганский габбронорит-анортозитовый) еще раз склоняет к заключению об увеличении глубинности фаций протокрустальных пород Анабарского щита в западном направлении помимо предполагаемого увеличения глубины эрозионного среза в границах щита с севера на юг.

Прогноз и перспективы промышленной рудности Анабарского щита. Современная научно-методическая основа регионального прогнозирования и локальных поисков месторождений в областях развития раннего докембрия, по мнению автора, должна базироваться на прогнозно-минерагенических следствиях протокрустальной генетической модели, апробированной на щитах типа Анабарского, Алдано-Станового и др. [13].

Оптимальными для детальных геохимических поисков с сопутствующим бурением представляются все рудовмещающие протоактивизационные зоны на щите, из которых в настоящее время предпочтительнее площади наиболее рудоносных Котуйкан-Харапской и Билляхской, расположенных севернее линии разлома вдоль долины р. Бол. Куонамка (площади первой очереди, см. рисунок).

Выделенные в северном сегменте щита перспективные площади включают: 1) интервалы рудовмещающих протоактивизационных зон, выполненных разнорасслоенными диафторитами «серогнейсового» состава; 2) повышенные объемы средне- и низкотемпературных автодиафторитов вплоть до гидротермалитов и метасоматитов щелочноземельного и щелочного (натриевые, калиевые, протофенитоидные) составов; 3) парагенез обнаженных, слабо вскрытых или «слепых» авто- и параавтохтонных грубо-тонкорасслоенных мигма-плутонов габбронорит—анортозит—иотунитов, чарномангеритов и мангеритов (порфиробластические гнейсогранитоиды с овоидальным частично зональным калиево-на-

триевым иридизирующим полевым шпатом, несколько напоминающие высокорadioактивные древние рапакивиоподобные гранитоиды Мало-Хинганского геоблока Амурской области активизации), биотитовых, лейкократовых и двуслюдяных гнейсогранитов, жильных розовых гнейсограносиенитов и гнейсоальскитов с шлейфом сопровождающих плутоны гнейсопегматитов, гнейсоскарноидов, протометасоматитов и кварцевых жил; 4) обилие субпараллельных сближенных поверхностей зон продольных разломов и участков пересечений их с поперечными и диагональными разломами, выполненных (бласто)катаклазитами, (бласто)милонитами, псевдотаксилитами и дайками; 5) рудоносные зоны, содержащие рудные поля, рудопроявления, пункты минерализации, геохимические ореолы и аномалии металлов (Cu, Ni, Au, U, Th, МПГ, TR, Mo, Pb, Ag, Nb, La, Ta) и неметаллов (мусковит, амазонит и др.). Средняя протяженность наклонно-линейных рудоносных, рудных и минерализованных, как правило, прерывистых зон и подзон составляет десятки километров и больше, мощность — до сотен метров и первых километров. Пологие горизонты с сульфидным медно-никелевым оруденением рифово-стратиформного характера в приподошвенных ритмах Центрального плутона анортозитов характеризуются мощностью до 20—30 м при интервале глубин залегания до 215 м [11].

Принимая во внимание масштабы присутствующей на щите серии сближенных в разрезе, на площади и по возрасту разноэлементных линейных рудных, рудоносных, минерализованных и геохимических зон, образующих единый стратиформный парагенетический ряд Cu-Mo-U-Au (+Ni, МПГ, Pb, Zn, W, TR и др.), обилие участков, зон и зонок дробления, брекчирования, (бласто)катаклаза, (бласто)милонитизации, объемно-инъекционных и жильных псевдотаксилитов, «решетку» структурно-метамагматогенных узлов, дайковые рои и пояса, приходим к выводу о возможном потенциальном наличии в регионе интервалов сложного по составу, но пока не вскрытого в разрезе щита и (или) чехла на его склонах—бортах рифтогенов промышленного оруденения.

Поскольку минерагения щитов обуславливается особенностями их фациально-формационного выполнения, геолого-тектонического строения, включая характер границ и, следовательно, истории развития, постольку совокупность уже выявленных признаков заставляет говорить, что главной чертой металлогении Анабарского щита может явиться наличие комплексного Cu-Mo-U-Au (+Ni, МПГ, TR) оруденения с совмещенными чертами известных месторождений порфирового (Mo, Cu), кировоградского и жильного (U), мало сульфидно-кварцево-жильного (Au), кольского и садберийского (Cu, Ni, МПГ), джугджурского и скергаардского (МПГ, Au) и томторского (Nb, P, TR, Th) типов. Подобный

набор признаков характеризует прогнозируемое оруденение в качестве особого — анабарского типа месторождений с чертами уникального Au-U-Cu (+Ag, TR)-рудного месторождения Олимпик Дем (Юго-Восточная Австралия).

Косвенным подтверждением потенциального наличия комплексного оруденения нового типа служит присутствие в золе горючих сланцев из пласта мощностью до 3 м, залегающего в подошве куонамского горизонта кембрия в обрамлении щита, высоких (до промышленных) содержаний V, Ni, Mo, Au, Pt и U с оценочными ресурсами, в частности, МПГ порядка 10 тыс.т. Отсюда следует, что в предкембрийское время на площади Анабарского поднятия мог находиться источник (или канал) поставки отмеченного парагенезиса металлов.

Месторождение Олимпик Дем с «необычным» парагенезисом элементов расположено вне обнаженно-гнейсогранитного (с зеленосланцевыми зонами) фундамента Австралийского щита, в небольшом (7–4 км) грабене рифейских осадочно-вулканогенных пород среди восточного обрамления щита. Грабен с силлами и дайками долеритов наложен на интенсивно брекчированные гнейсограниты возрастом 1,6 млрд.лет в узле пересечения меридионального и широтного линейных элементов. Несмотря на гигантские запасы руды (2 млрд.т), средние содержания основных извлекаемых металлов низкие Cu 1,6%, Au 0,6 г/т и U₃O₈ 0,06%. Месторождение «слепое», так как перекрыто осадочной толщей. Рудовмещающие породы — брекчия мощностью 1000 м, насыщенная обломками древних гранитов. Цемент брекчий сложен ассоциацией гематит серицит хлорит кварц. Рудные интервалы мощностью до 100–200 м выполнены сульфидной минерализацией стратиформного и жильного типов, представленной борнитом, халькопиритом, халькозином с примесью уранинита, браннерита, коффинита, золота, серебра и редких земель. Оруденение близодновременно формированию грабена с синхронным рифейским основным вулканизмом.

Как видим, ряд системных признаков месторождения подобного типа пока, конечно, в меньших на несколько порядков масштабах присущ геолого-минералогической обстановке Анабарского поднятия, имеется в виду сам щит, его краевые рифтогены и грабены-останцы у восточного борта щита.

Основываясь на изложенных данных по Анабарскому щиту и опыте личного и литературного изучения геологических обстановок на месторождениях других регионов, можно говорить о следующих предполагаемых параметрах прогнозируемого нетрадиционного минерально-генетического (анабарского) типа оруденения на намеченных площадях (см. рисунок): специфический комплексный состав Cu-Mo-U-Au (Ni, МПГ, Th, TR), стратиформная морфология, глубина залегания пологих и (или) на-

клонных оруденелых горизонтов от 0 до 1,0–1,5 км, мощность рудоносных слоев — десятки метров, интервал между рудными телами десятки — первые сотни метров, вертикальный размах оруденения 200–300 м. Оно может размещаться на трех уровнях: в кристаллическом фундаменте, о чем свидетельствуют материалы по щиту; в области структурно-стратиграфических несогласий предрифейского (мукунская свита) и предвендского (билляхская свита) времени и выше по разрезу терригенно-карбонатных пород рифея, венда и нижнего палеозоя. Например, в северо-западном сегменте Балтийского щита сверхглубокой скважиной СГ-3 среди раннекембрийских гнейсов было вскрыто медно-никелевое месторождение на глубине 1,8 км, которое уже разрабатывается, а на глубине 9,5 км среди архейских граулуитов пересечена мощная зона дробления с комплексной минерализацией Ni, Cu, Au и др. (данные Д.Губермана).

При проведении поискового бурения необходимо будет учесть особенности инфраструктуры Анабарского щита, в частности, пологое падение ритмосерий в разрезе Восточно-Анабарской субпровинции на восток-северо-восток, более крутое падение в тех же (?) румбах в Западно-Анабарской субпровинции и сложное пластически-деформированное залегание слоев и горизонтов кристаллических пород в рудовмещающих протоактивизационных зонах.

В плане дальнейшего расширения перспектив щита на благородные металлы отметим выявление на его площади восьми платиноидно-золотоносных и золотоплатиноидноносных потенциальных геохимических зон I—VIII с повышенными и аномальными содержаниями Pt, Pd и Au (до десятых долей граммов на тонну), протяженностью до 100 км и средней шириной выхода 1,2 км. Учитывая имеющиеся петролого-геохимические материалы, максимальные перспективы платиноносности Анабарского щита следует связывать с платино- и палладиеносными магнетитовыми гнейсопегматитами и метасоматитами, бластокатаклазитами, бластомилонитами и псевдотахилитами иотунито-мангеритового химического состава согласно-конформных Вюрбюро-Ламуйских I—III и несогласно-шовной Центрально-Анабарской VI потенциальных геохимических зон, а также с расслоенными плутонами анортозитов в протоактивизационных зонах.

Наряду с ревизией на металлы платиновой группы известных рудопроявлений U, Au, Cu, Ni, Fe, Mo, графита и графит-пирит-пирротинных пород рекомендуется заверка потенциально геохимических зон методом послойного геохимического опробования по сетке профилей вкрест простираания ритмосерий анабарид на пяти площадях А—Д [11–13].

Обнаружение в потенциально промышленной золотоносной россыпи у северо-западного края щита

(бассейн р.Арбын) минералов группы платины (сперилит $PtAs_2$, эрлихманит OsS_2 и самородная платина [7, 8]) — серьезное свидетельство наличия в разрезе ближайших Центрального и Восточного плутонов анортозитовидов предполагавшихся автором «критических» зон с рудоносными, сульфидными и мало-сульфидными, Pt-Cu-Ni «рифами» среди нижних ультрамафит-мафитовых ритмов и (или) платиноидно-железооксидными (титаномagnetит апатит) «рифами» среди верхних анортозит-иотунитовых ритмов.

Что касается прогнозирования в ближнем обрамлении Анабарского щита высокорентабельных месторождений урана типа структурно-стратиграфических несогласий, крупных по запасам и с высоким содержанием элемента (проценты) по аналогии с урановыми месторождениями-гигантами Канадского и Австралийского щитов, то в данном случае в регионе отсутствует один из решающих прогнозных факторов: не наблюдаются позднепротерозойские мульды с кремнекислым вулкано-интрузивным магматизмом. Именно рудоносные гидротермально-метасоматические производные такого магматизма накладываются на область структурно-стратиграфического несогласия между кристаллическим фундаментом и платформенным чехлом как привнося уран, так и перераспределяя его подвижные формы из высоко-радиоактивных горных пород фундамента, коры химического выветривания на нем, битуминозных и углеродистых сланцев нижней части разреза проторифтогенных структур обрамления щитов. По этой причине прогнозный оптимизм геологов ряда организаций, ведущих здесь крупномасштабные геолого-поисковые тематические и производственные работы на уран месторождений структурно-стратиграфического несогласия, включая АГСМ-съемку и бурение, вряд ли оправдан [13, с. 282 и др.]. Месторождения типа «несогласий» занимают вполне определенное место в общем эволюционном ряду минерально-генетических подтипов месторождений от чисто эндогенных до стратиформных в осадочных бассейнах, но все равно с преобладающей ролью эндогенного источника оруденения [13, с. 257].

Принципиально не изменяет положение дел с выявлением месторождений урана типа структурно-стратиграфических несогласий и обращение к тектоническим грабеноподобным останцам проточехольного комплекса, перекрывающим хапчанскую ритмосерию в крайней восточной части щита. В лучшем случае здесь будет встречена торий-редкоземельно-редкометалльная минерализация или урановое (+Au, МПГ) оруденение центрально-алданского (эльконский) или западно-алданского (торгойский или мурунский) типов, связанных с дериватами щелочного магматизма мезозойского возраста.

Мальджангаркско-Биригиндийская редкоземельно-редкометалльная (+Th, U) зона, находящаяся на

юго-восточном фланге Билляхской протоактивизационной зоны, включает одноименные зональные штоки небольших размеров (площадь первого около 10 км^2), которые по составу (карбонатиты, альнеиты и др.) и минерагенической специализации (Nb, La, Ce, Sr, Ba, Ta, P±Au, Pd, Th, U и др.) являются гомологами Томторского щелочно-ультрамафит-карбонатитового массива на ближайшем к щиту Уджинском древнем поднятии. Томторский интрузив площадью 250 км^2 с гигантскими запасами Nb, Sc, TR и P принадлежит к классу уникальных мировых месторождений редких металлов. По этой причине ведущиеся поисково-оценочные работы [17] на обнаружение крупных «несогласных» концентраций урана в связи с положением отмеченной TR-RM зоной и ее продолжением на юго-восток за пределы щита под чехлом представляются автору бесперспективными.

Учитывая изложенное, вероятность формирования и, следовательно, обнаружения урановых месторождений-гигантов типа «несогласий» под чехлом на ближних склонах Анабарского щита понижается до величин, близких к нулю. Оказывается, что к сходному заключению пришли французские геологи после экспертного знакомства с мелкими месторождениями и рудопоявлениями в фундаменте Сибирской платформы на примере Алданского и Анабарского щитов [1, с. 164].

В отличие от северной части Анабарского щита меньшая по площади треть щита к югу от линии тектонической долины р.Бол.Куонамка наиболее перспективна на Pt(?)-Cu-Ni-оруденение рифейского возраста, фосфорно-редкоземельно-редкометалльное (Nb) оруденение и алмазы трубочно-кимберлитового типа. Особо следует выделить площади соответственно Западно- и Восточно-Харапской подзон, южной части Билляхской и остальных протоактивизационных зон и всю зону Главного Анабарского (Джегес-Сербиянский) разлома. Протяженная полоса этого разлома с оперяющими разломами шириной 4—10 км также перспективна, как уже отмечалось, на палладиевую и золотую минерализацию.

На погребенном южном продолжении Чурбукулахской протоактивизационной зоны расположено Харамайское кимберлитовое поле в границах Южно-Прианабарского рифтогена. По комплексу признаков (петрографический состав горных пород из керна глубоких скважин, достигших фундамента, и ксенолитов фундамента в кимберлитовых трубках взрыва, характер магнитного и гравитационного полей осадочного чехла на погребенном фундаменте) продолжения Ламуйской и Котуйкан-Харапской протоактивизационных зон уходят в районы Мало-Ботубинского и Далдыно-Алакитского промышленно-алмазоносных кимберлитовых полей центральной части Якутской алмазоносной провинции. Поэтому южные продолжения названных зон,

начиная с зоны разлома вдоль долины р.Бол.Куонамка, в т.ч. области пересечения их Южно-Прианабарским рифтогеном, перспективны на алмазоносные кимберлитовые трубки взрыва.

Потенциально алмазоносные лампроит-кимберлитовые поля, имея в целом сходную с металлами геологическую позицию*, прогнозируются дополнительно на площадях намеченных центрально-кольцевых структур на границе между северным и южным сегментами Анабарского щита (см. рисунок) наряду с площадью Южно-Прианабарского рифтогена [12, с. 400]. Не исключено, что при движении с востока на запад возраст лампроитов и кимберлитов (в случае обнаружения новых полей на щите) будет более древним (MZ—PZ₂—R).

Зона дизъюнктивных дислокаций Южно-Прианабарского рифтогена тянется далеко на запад в виде субширотного Енисей-Хантайско-Анабарского глубинного разлома, включая крупное Ессейское апатит-магнетитовое (TR, Zr, МПГ?) месторождение в одноименном массиве, проявления сульфидов вдоль южного побережья Хантайского озера и выходя под углом 90° на Игаркский протерозойский рифтоген с сульфидными медными (Zn, Pb, Ag, МПГ, Au, Ni) месторождениями в песчаниках и сланцах. Причем Игаркская меднорудная провинция расположена на южных флангах зоны близмеридионального Норильско-Хараелахского рудоконтролирующего разлома (месторождения Норильск I, Талнах и Октябрьское).

Новой гранью в прогнозировании на щите может послужить применение нетрадиционного подхода к проблеме происхождения нефти и горючих газов. Согласно следствиям из намеченной универсальной модели нефтегазообразования, использующей системные признаки и гомологию месторождений углеводородов с месторождениями твердых металлических и неметаллических полезных ископаемых [13, 15], месторождения нефти и газа abiогенного молекулярно-генетического подтипа могут размещаться в пределах древних геоантиклинальных поднятий, в частности Анабарского (щит вместе с обрамлением).

Во-первых, на севере щита известны проявления битумов. У южной границы Попигайской центрально-кольцевой структуры (междуречье Майын—Онгту-Юряге), наложенной здесь непосредственно на Анабарский щит, имеет место эллипсоидальная в плане разломная структура размером 20–30 км², трассируемая по границе серий из восьми битумных проявлений [3] гидротермально-метасоматического (?) происхождения. Попигайская структура выполне-

на пирокластическими и стекловатыми криптовулканическими горными породами. С учетом ее флюидно (H—CH₄)-взрывного генезиса как неудавшегося гипотетического гипабиссального андезит-дацитового по составу интрузива [11] или вообще углеводородного месторождения-супергиганта мел-палеогенового возраста [14], местоположение структуры, контролирующей битумные проявления, может являться проекцией (эпицентром) бывшего глубинно-мантийного источника углеводородов, которые могли поступать в виде концентрированного, узконаправленного потока в область древнего Анабаро-Попигайского сводового поднятия в верхней ритмосерии разреза протокоры, унаследованного 37 млн. лет назад, своего рода, кальдерой одноименной с центрально-кольцевой структурой. Именно для юго-восточного сегмента Попигайской структуры характерна максимальная (1,5—2 км и больше) мощность попигайского обломочно-взрывного комплекса (по материалам сибирских геофизиков). По всей видимости, данный сегмент с подводящим каналом центрально-кольцевой структуры располагается в полосе между Котуй-Анабарским, Котуйканским и Маган-Анабарским разломами, контролирующей главные Cu-Ni-U-Au-рудные (с Mo) поля Анабарского щита.

Образованию центрально-кольцевой структуры не раз предшествовали этапы формирования иных взрывных структур значительно меньшего масштаба, и, прежде всего, в рифее и мезозое (?). Так, камеры детонации рифейских щелочно-мафитовых диатрем располагались в области границы кристаллической толщи архея с ранне-, среднепротерозойскими и рифейскими терригенно-карбонатными толщами на глубинах не более 1—2 км. В мезозое на склонах щита, особенно восточном, возникали многочисленные трубки взрыва кимберлитов, альнеитов и штоки карбонатитов. Возможно, им предшествовали редкие (трахи)базальтовые трубки взрыва триасового возраста.

Не исключено, что Попигайская центрально-кольцевая структура — результат взорвавшегося газового месторождения-супергиганта. Сходные по природе кольцевые структуры малого диаметра в кристаллическом фундаменте (например, структура Сильян в Швеции) сопровождаются небольшими месторождениями углеводородов в их глубинных частях.

Во-вторых, в разрезе щита закартированы антиклинальные складки в тонкорасслоенных кристаллических ритмосериях (в частности, Хардахская складка в бассейне р.Бол.Куонамка), которые могут служить древнейшими гомологами антиклинальных поднятий в осадочных толщах — коллекторами для нефтегазовых месторождений.

В-третьих, подсистема частых продольных разломов щита имеет в эрозионном срезе крутонаклонное (до вертикального) залегание по причине преобладающих пологоориентированных напряжений сжатия в

* Так, два кимберлитовых поля внутри щита (Верхнекуонамское и Хардахское ([16]; В.А.Истомин и др., 1993) приурочены соответственно к выклиниванию Ченгелехской или Котуйкан-Харапской и Билляхской протоактивизационным зонам.

постпротерозойское время, что зафиксировано на геологических картах. Однако с глубиной они, по всей вероятности, выполаживаются, наследуя полogie первичные поверхности расслоения и затвердевания пластов, пачек, ритмов и ритмосерий кристаллических пород, представляя собой в мезозое—кайнозое области уже вторичного, тектонического «расслоения» развальцевания и, может быть, надвигания малых амплитуд по восстанию толщ с востока на запад, а в итоге дилатансивные полости нарушенной сплошности горнопородных масс и относительного разрежения, что сопровождается декомпрессионным («вакуумным») эффектом. Такие зоны, перекрытые сверху горизонтами ненарушенных кристаллосланцев, эндебито-гнейсов и прочих пород, могут играть роль вторичных коллекторов для поступающих снизу потоков углеводородов.

В-четвертых, на глубинах порядка 10—15 км и больше в разрезе протокрыши под щитами, в т.ч. Анабарским, фиксируются геофизическими методами зоны пониженных скоростей сейсмических волн с изменяющейся электропроводностью и намагниченностью. Весьма вероятно, что им отвечают зоны глубинных диафторитов, дробления, брекчирования, насыщенные флюидами, включая углеводороды.

В-пятых, на щите присутствуют, хотя и в небольшом количестве центрально-кольцевые зональные интрузивы щелочных ультрамафитов и карбонатитов. Как известно, на примере иных щитов, в частности Балтийского, щелочные массивы типа Хибинского помимо битумов сопровождаются резко повышенными флюидным фоном и постоянным восходящим потоком углеводородных газов, служа своеобразными геологическими газовыми отдушниками для дегазирующихся мантийных водород-углеводородсодержащих (а также CO, CO₂, He, N₂ и т.д.) астеносферных зон Земли.

В-шестых, следует принять во внимание факт наличия уникальных месторождений-супергигантов тяжелой (асфальтовой) нефти в связи с архейским серогнейсовым кристаллическим фундаментом Канадского и Бразильского (Венесуэла) щитов. Перечисленные факторы справедливы и для Алдано-Станового щита, где, в частности, серогнейсовые структурно-фациально-формационные зоны развиты более широко, чем на Анабарском щите.

Таким образом, вопрос о нефтегазоносности Анабарского поднятия, щита и площади краевых осадочных рифтогенов, целесообразно, как минимум, включить в аванпроекты по региону, нацеленные на обнаружение промышленной рудоносности новых типов, в т.ч. углеводородного сырья.

В заключение следует отметить, что по мере улучшения геолого-минерагенической изученности в течение последних 50—60 лет, котировки минерально-сырьевого потенциала Анабарского щита неуклонно возрастают и, прежде всего, в отношении валютных и стратегических полезных ископаемых. На

настоящий момент щит является уран-золотомедно-никеле-графит-железородной платино- и алмазодной провинцией, в которой пока не выявлены месторождения отмеченных металлов и неметаллов. Автор настоящей публикации попытался показать, что щит с ближайшим вулканогенно-осадочным обрамлением протерозойского—кембрийского возраста потенциально перспективен на особый (анабарский) тип комплексного Cu-Mo-U-Au(+Ni, МПГ, TR) промышленного оруденения с некоторыми чертами месторождения-гиганта Олимпик Дем.

Кроме того, Анабарское поднятие следует считать перспективным, во-первых, на платиноидное, золото-платиноидное и платиноидно-золотое оруденение в согласнo-стратиформных и несогласно-шовных «рифовых» горизонтах среди «критических» зон как полиритмично-расслоенного разреза анабарид, так и в пластовых сульфидных и железоксидных «рифках» расслоенных плутонов анортозитовидов; во-вторых, на алмазы в лампроиткимберлитовых трубках взрыва (а также, возможно, в диатремах щелочных мафитов, линзах апатит- и графитсодержащих кальцифиров и штоках карбонатитов) и, в-третьих, на углеводородное сырье.

Дальнейшее приращение минерагенического потенциала Анабарского региона при условии увеличения роли поискового бурения с целью открытия промышленного оруденения конкретных прогнозируемых типов — важный шаг в процессе геолого-экономического освоения территорий Российской Арктики. Тем не менее, несмотря на потенциальные крупные ресурсы и даже, может быть, уникальные богатства региона, которые еще только предстоит открыть (Au, Pt и др.), автор придерживается мнения, что было бы полезнее, законсервировав работы, изменяющие облик района и нарушающие геолого-экологическое равновесие, придать Анабарскому щиту официальный статус национального геологического парка-заказника первозданной коры Земли мирового значения, после чего использовать его исключительно в качестве научного полигона для изучения природы и истории ранней Земли, к чему автор призывал еще в 1990-е годы [10 и др.].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьева Е.Н., Бузовкин С.В., Фукс В.З. Направления и основные результаты совместных исследований ВСЕГЕИ и КОЖЕМА ураноносности территории России и сопредельных государств // Региональная геология и металлогения. 2007. № 32. С. 163—166.
2. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Листы R-48-XI, XII; R-49-I, II, VII, VIII, XIV. Объяснительная записка /Составитель Ю.П.Куликов. —М., 1987.
3. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1:1 000 000. Карта полезных ископаемых. Лист R-48-(50)-Оленек /Под. ред. А.Н.Вишневецкого. —Л., 1984.
4. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка к

- «Карте полезных ископаемых». Лист R-48-(50)-Оленек /Под ред. Ф.Г.Маркова —Л., 1984.
5. Добрецов В.Н., Кравченко А.А., Смелов А.П. и др. Металлогения докембрийского золота Анабарского щита / Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Мат-лы II Российской конф. по проблемам геологии и динамики докембрия, 2—4 октября 2007 г., —С-Пб, 2007.
 6. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. —С-Пб: Наука, 2000.
 7. Злобин В.Л., Ильин М.И., Тислов Ю.С. Платиноидные минералы и алмазы из золотоносных россыпей Анабарского щита // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Всерос. съезд геологов и науч.-практич. геол. конф. Тезисы докл. —С-Пб, 2000. С. 257—259.
 8. Злобин В.Л., Петрова Т.Л., Соношкин В.Е. и др. Первая находка сперрилита в золотоносной россыпи Анабарского щита // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 4. С. 504—506.
 9. Кузнецов А.А. О роли древнего кристаллического фундамента в возникновении и размещении сквозных линейно-амфиноидных зон (на примере восточной части Сибирской платформы) // Сквозные рудоконцентрирующие структуры. Тезисы Всесоюз. совещания., 11—13 ноября 1986 г. в г.Москва. —М.: Наука, 1986. С. 156—158.
 10. Кузнецов А.А. К вопросу о создании национального геологического парка-заказника первичной коры Земли // Основные проблемы охраны геологической среды (Информационные материалы). —Томск, 1995. С. 41—43.
 11. Кузнецов А.А. Геолого-минералогическая модель Анабарского щита. —М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001.
 12. Кузнецов А.А. История геологического развития и особенности минерализации Анабарского щита // Российская Арктика: геологическая история, минерализация, геоэкология / Под ред. Д.А.Додина, В.С.Суркова. —С-Пб, 2002. С. 395—404.
 13. Кузнецов А.А. Флюидно-магматогенная природа Земли, ее геосферных кристаллических слоев (подоболочек), месторождений-гигантов и преджизни. —С-Пб.: Изд-во Санкт-Петербургского ун-та, 2004.
 14. Кузнецов А.А. Системные признаки и происхождение центрально-кольцевых геологических структур типа Попигайской // Фундаментальные проблемы естествознания и техники. Труды Конгресса—2004. Ч. III (Серия Проблемы исследования Вселенной). Вып. 30. —С-Пб: Изд-во «Осипов», 2006. С. 33—65.
 15. Кузнецов А.А. Системные признаки и природа углеводородных месторождений-(супер)гигантов // VIII Международ. конф. Новые идеи в науках о Земле, Москва, 10—13 апреля 2007 г. Т. 2. Вып. 2.—М., 2007. С. 137—140.
 16. Мингазов Д.Т., Голова Л.Е., Истомин В.А. Первые находки палеозойских кимберлитов в центральной части Анабарского щита // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 1. С. 72—76.
 17. Молчанов А.В., Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В. и др. Перспективы промышленной ураноносности Севера Центральной Сибири (на примере Анабарского щита и Таймыро-Североземельской складчато-надвиговой области) // Региональная геология и металлогения. 2007. № 32. С. 88—102.
 18. Новые данные о составе, строении и рудоносности Котуйканской зоны тектонического меланжа / А.П.Смелов, В.И.Березкин, А.Н.Зедгенизов и др. // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 45—49.
 19. Округин А.В., Королева О.В. Вещественный состав и генезис калиевых высокомагнезиальных базитов Анабарского массива // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 70—74.
 20. Шахотко Л.И., Багдасаров Ю.А. Новый карбонатитовый массив Анабарского щита // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 1. С. 186—189.

УДК 553.463:552.321.5/6

В.Н.Воеводин, 2008

Минералого-геохимические условия формирования вольфрамового оруденения в структурах базит-гипербазитового магматизма

В.Н.ВОЕВОДИН (Харьковский национальный университет им. В.Н.Каразина)

В геологической литературе периодически появляются сведения, базирующиеся на результатах геологоразведочной практики, о вольфрамовой минерализации, ассоциирующей с породами основного — ультраосновного состава. Как известно, промышленную основу рудного вольфрама составляют гранито-филльные месторождения скарнового, грейзенового, гидротермального типов. Поэтому появление вольфрамовой минерализации в нехарактерной для нее геологической обстановке в ассоциации с базит-гипербазитовым магматизмом довольно часто игнорируется, считается случайным пространственным совмещением или объясняется наличием нескрытых эрозией гранитных тел.

В связи с этим возникает вопрос: закономерно ли появление сидерофильного вольфрамового оруденения в породах основного — ультраосновного состава

и допускает ли теоретическая геохимия возможность кристаллизации вольфрамовых минералов в условиях эволюции базальтового расплава?

По этой проблеме преобладает точка зрения Л.Н.Овчинникова, который на основании статистических данных по распределению месторождений различных металлов среди магматических пород, утверждал, что «вольфрам никто не решится связывать с основными породами» [16, с. 459]. Хотя в этой же работе Л.Н.Овчинников для ртутно-сурьмяно-вольфрамового оруденения на примере ферберитового (с золотом) месторождения Боулдер-Каунтри (США), оруденение которого сопровождается третичными латитовыми брекчиями, предполагает, что подобные низкотемпературные месторождения могут быть образованы в результате деятельности мантийных интрателлурических растворов. На Боулдер-Каунтри

как в латитовых брекчиях, так и в рудах установлены повышенные содержания Ni, Cr, Cu, Co. С течением времени появилось много новых фактов, которые не укладываются в традиционные схемы гранитофильного гидротермального оруденения. И в данном случае главный интерес представляет не преобладание того или иного типа оруденения, а наличие хотя бы единичных случаев нахождения вольфрамовой минерализации в мантийных породах. В более поздней работе [17] Л.Н. Овчинников отмечал, что вольфрам наряду с такими элементами как Au, As, Mn, Mo, Sb, Bi по относительному накоплению равномерно распределен в различных типах магматических пород.

Противоположная точка зрения принадлежит А.Г.Бетехтину, который отмечал, что «представления о «запрещённых» ассоциациях металлов в тех или иных основных изверженных породах не совсем правильны, ... их не следует объяснять как результат обязательного наложения растворов происходящих от кислых интрузий» [2, с. 482] и приводил пример наличия вольфрама в медно-никелевых рудах среди основных изверженных пород в месторождениях Лейнаура (Швеция) и Лиллефельклумпен (Норвегия), где в последней стадии оруденения принимают участие молибденит и шеелит. Вслед за А.Г.Бетехтиным Ю.Г.Иванов [13], основываясь на том, что в Приморье (Южный Сихотэ-Алинь) 18% вольфрамовых рудных объектов не обнаруживают связи с интрузивными гранитоидными породами, считает, что постулирование непереносимости связи вольфрамового оруденения с гранитоидными интрузиями не является оправданным. В.К.Денисенко с коллегами обращают внимание на то, что пора «поставить вопрос о возможной вольфрамоносности самих ультрабазитов» [11, с. 96].

Автор настоящей публикации проанализировал и обобщил многие разрозненные случаи приуроченности вольфрамового оруденения к структурам базит-гипербазитового магматизма [5]. В итоге выяснилось, что вольфрамовая минерализация в ассоциации с мантийными породами обладает большим разнообразием и представлена несколькими генетическими типами. Различны и формы связи оруденения с магматизмом, а также минералого-геохимические парагенезисы. Были выделены одновременное и сопутствующее магматогенное и наложенное телетермальное оруденение. Помимо этого в самостоятельный генетический таксон необходимо выделить и метаморфогенное стратиформное вольфрамовое оруденение (скарноиды, тактиты), приуроченное к амфиболитам, диабазам. Одновременное оруденение, т.е. первично магматическое и карбонатитовое, имеющее магматический генезис, представлено порфирово-вкрапленным (аксессуарным) и полосчато-прожилково-вкрапленным типами. Вольфрамовая минерализация ассоциирует с минералами Fe, Co, Ni, Cr, а также Mo, Bi, F, P. Сопутствующее (постмагматичес-

кое) оруденение представлено порфирово-лиственитовым прожилково-вкрапленным и родингитовым (автореакционные скарны) типами, возникшими в результате углекислого и кальциевого аутометасоматоза. Минералого-геохимические парагенезисы те же, что и для одновременного оруденения. Одновременное и сопутствующее оруденение локализуется непосредственно в магматических массивах. Наложенное оруденение имеет все признаки телетермального, сформировано в результате аллометасоматоза и пневматолит-гидротермальной деятельности, обусловленной мантийными интрателлурическими потоками растворов. В связи с этим оруденение встречается как в пределах основных—ультраосновных пород, так и за их пределами во вмещающих породах различного состава и генезиса. Сменился и минералого-геохимический профиль оруденения: частая ассоциация W с минералами Sb, Hg, As; сонахождение минералов глубинного происхождения (сульфоарсениды никеля, кобальта, минералы хрома и др.) и признаки близповерхностного формирования (халцедон, опал, глинистые минералы, самородная сера, наличие коллоидных структур и др.).

Прежде чем перейти к рассмотрению поставленного вопроса, остановимся на источниках рудного вещества для разнотипных и разнотипных месторождений. Относительно источников рудного вещества обычно указываются две полярные точки зрения на эту проблему: мантийные и (или) коровые источники. Однако противоречия между ними в большинстве случаев искусственные. Первичной в любом случае является мантия, а как обосновывает А.Е.Лукин [15] и более глубинные уровни Земли вплоть до внешнего ядра — «слоя D» и поэтому накопление определенного вещества в коре, независимо от условий и механизма этого процесса — вторичное явление, обусловленное мантией. Основные противоречия заключаются в следующем. Если сидеро- и халькофильное рудное вещество из мантии привносится в концентрированном виде и рудогенераторами являются производные базальтовой магмы, то источник вещества признается мантийным. В том случае, когда рудное вещество привносится из мантии в рассеянном виде и для его высвобождения из пород требуется их переплавление и последующее выщелачивание, а рудогенератором выступает гранитоидный магматизм, тогда источник лито-, халькофильного вещества считается коровым. Остроту проблемы может снять положение В.И.Смирнова [21] об уровнях сепарации рудного вещества из мантии от больших глубин подкоровых очагов до малых глубин в верхней части земной коры — зоне раскристаллизации рудонесущей магмы, где неизбежно смешение мантийного и корового вещества.

По рассматриваемой проблеме следует отметить:

1. Источником рудного вещества для одновременного оруденения являются сами мантийные магмати-

ческие расплавы основного—ультраосновного состава.

2. Для сопутствующего оруденения — это остаточные пневматолит-гидротермальные флюиды, возникшие при раскристаллизации тех же магматических пород.

3. При формировании наложенного телетермального оруденения мантийные интрателлурические флюиды при своем движении к месту рудообразования выщелачивали боковые породы и в различной степени обогащались коровыми компонентами, т.е. источник рудного вещества в данном случае смешанный.

Примером двойного источника рудного вещества служат вольфрам-полиметаллические и олово-полиметаллические месторождения вулканогенных зон Тихоокеанского пояса. С одной стороны, это коровый (т.е. рассеянные элементы в осадочных и метаморфических породах в районе магматических очагов), с другой, подток рудного вещества из мантии. При формировании вулканоплутонических комплексов пестрого состава магматические очаги кроме гранитного слоя вскрывают также мантию, что подтверждается значительным объемом пород основного и среднего составов в вулканоплутонических комплексах, преимущественно халькофильным профилем оруденения, значительным разнообразием существенных типов оруденения.

Геохимические материалы по содержанию вольфрама в ультраосновных породах весьма ограничены. В.Ф.Барабанов [1] отмечает, что общепринятая геохимическая связь вольфрама с кислыми породами явилась причиной более полного изучения гранитоидов на содержание в них вольфрама по сравнению с ультраосновными и основными породами. В настоящее время нет даже единства мнений о кларке вольфрама для разных типов горных пород. По данным А.П.Виноградова с коллегами (1958), среднее содержание вольфрама в ультраосновных породах составляет (в %) $7,7 \cdot 10^{-5}$ (14 образцов), в основных $8,5 \cdot 10^{-5}$ (11 образцов), в средних — $1,99 \cdot 10^{-4}$ (8 образцов), в кислых — $2,4 \cdot 10^{-4}$ (8 образцов). В последующем в обобщающей работе А.П.Виноградова (1962) эти цифровые значения были уточнены: для ультраосновных пород — $1 \cdot 10^{-5}$, для гранитов — $1,5 \cdot 10^{-4}$.

Повышенные содержания вольфрама в ультраосновных и основных породах далеко не редкость. Так, Г.Б.Левашов [14] приводит данные со ссылками на первоисточники (З.В.Студенникова и др., 1960; Джеффри, 1959; Декейт, 1966; Старков, 1971) о повышенном содержании вольфрама в породах, являющихся производными глубинных основных и щелочных магм. Например, в разных регионах различными исследователями высокие концентрации вольфрама установлены (в г/т): для габбро и габбро-диабазов Восточной Сибири 6, долеритов Уганды 6,3, габбро и

диоритов Северного Кавказа 1,6, гипербазитов, габбро и анортозитов Индии 2,6—1,9, кортландитов 2,8, габброноритов геосинклинальных комплексов Камчатки 9,7. Еще более высокие содержания вольфрама отмечены в щелочных породах (в г/т): фонолитах 3,7—23,7, нефелинитах 1,7—12,1 и трахитах 5,8 Уганды, в нефелиновых сиенитах 1—21 и других щелочных породах 5,1 Индии. Аналогичные результаты получены и при геохимических исследованиях в Приморье (Сихотэ-Алинская складчатая система). Так, в пироксенитах вознесенского комплекса содержание вольфрама составляет 3,2 г/т, а в габбро 2,8 г/т. В габбро Кленовского массива W 1,8 г/т, а в анортозитах 2,4 г/т. Эти значения сопоставимы или превышают концентрации вольфрама в гранитах, входящих в состав вознесенского комплекса и Кленовского массива [12]. Повышенные содержания вольфрама по сравнению с основными—ультраосновными породами отмечаются в щелочных разностях: в трахиандезитах Березовской (3,9 г/т) и Чугуевской (4,8 г/т) структур Приморья [14]. Это положение хорошо иллюстрируется на примере толейтовых плато (1,7 г/т) и щелочно-оливиновых базальтов (3,6 г/т) Западного Приморья [14].

Повышенные содержания W 0,5—8,6 г/т установлены и в хромитовых рудах Капитановского ультрабазитового массива на Украинском щите (Побужье) (С.Н.Цымбал и др., 2004). Закономерности его распределения таковы: в карбонатно-силикатных разновидностях пород (карбонатитах) концентрации W 6,8 г/т на фоне содержаний 0,1 г/т в серпентинизированных гипербазитах, имеющих с карбонатитами фациальные взаимопереходы (С.Е.Поповченко и др., 2002).

Значительную дисперсию концентраций вольфрама в базитах и гипербазитах разного петрографического состава и возраста в различных регионах отмечают В.К.Денисенко с соавторами [11]. Так, гарцбургиты Урала и Западного Саяна характеризуются пятикратной изменчивостью только средних содержаний (0,1—0,5 г/т), перидотиты и пироксениты офиолитовых комплексов Тянь-Шаня — трёх- (0,3—1 г/т) и четырёхкратной (0,1—0,4 г/т). Помимо этого установлено, что уровень концентраций вольфрама заметно повышается примерно на порядок в ультрабазитовых амфиболитах до $1—3 \cdot 10^{-4}$ %, а также в амфибол-пироксеновых габбро и габбро-амфиболитах поздних габброидных комплексов офиолитовых ассоциаций до $0,9—4,4 \cdot 10^{-4}$ % (В.Д.Отрошенко и др., 1975). При этом по мере возрастания интенсивности изменения ультрабазитов содержание вольфрама в них, как правило, увеличивается.

Минералогические материалы также свидетельствуют о наличии вольфрама в собственной минеральной форме в ультраосновных породах в акцессорных количествах. Так, в пределах хромитоносного массива Аксу (южная оконечность Сакмаро-Кок-

петинского ультрамафитового пояса Южного Урала) акцессорный шеелит обнаружен в аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитах (Е.И.Рабцаум и др., 1977). Упоминается также шеелит наряду с другими аксессуориями в щелочных ультрабазитовых образованиях Восточного Приазовья (В.И.Гоньшакова и др., 1972).

Все эти материалы показывают, что как в платформенных, так и геосинклинальных условиях могли возникать расплавы, существенно обогащенные вольфрамом. Дисперсия концентраций вольфрама свидетельствует о существенном его перераспределении в ходе дифференциации магм, а также при эпигенетических процессах. Причем главные тенденции — это кристаллохимическое рассеяние в ранних породообразующих минералах, накопление в процессе дифференциации исходных расплавов и концентрация в позднемагматических дериватах и постмагматических флюидах.

Дисперсии содержаний вольфрама не хаотичны. Они обусловлены спецификой дифференциации базальтовой магмы в конкретных геологических условиях. При общем односторонне направленном процессе накопления вольфрама в масштабах Земли, в конкретных магматических циклах, а также при дифференциации расплавов в отдельных магматических камерах устанавливаются две противоположные тенденции: в одних случаях вольфрамом обогащаются ранние, в других — поздние дифференциаты различных магматических расплавов. На основании этого Ю.Г.Иванов [13] вполне справедливо выделяет два типа распределения вольфрама в магматических породах: базальто- и гранитофильный. При базальтофильном типе содержания этого элемента снижаются по мере увеличения кислотности пород, при гранитофильном происходит последовательное увеличение его содержаний с возрастанием кислотности пород.

Среди дифференциатов вещества мантии наиболее обогащены вольфрамом раннегеосинклинальные базальтоидные породы и посторогенные щелочные базальты, а также включения ультраосновных пород в щелочных базальтах. Так, по данным Ю.Г.Иванова [13], в раннегеосинклинальных базальтоидных породах Сихотэ-Алиня средние содержания вольфрама оцениваются в 1,8 г/т, в щелочных базальтах 0,8—1,7 г/т. При этом для ультраосновных включений в этих базальтах характерны значительно более высокие и неравномерные концентрации, изменяющиеся в пределах 1,2—64,0 г/т. Близкие значения содержаний вольфрама приведены в более поздней работе Г.Б.Левашова [14]: инициальные базальтоиды Западно-Приморской зоны W 1,7—1,8 г/т, прибрежного антиклинария W 1,9 г/т.

Весьма примечательно, что базальтофильный тип распределения концентраций вольфрама характерен для раннегеосинклинальных дифференциатов базальтовой магмы и посторогенных щелочно-основ-

ных—ультраосновных пород, а гранитофильный — для орогенных серий кислых пород. В данном случае нас интересует базальтофильный тип распределения вольфрама, который свидетельствует о том, что с определенными типами дифференциатов мантии обеспечивается первично концентрированное поступление вольфрама в земную кору и его накопление в основных—ультраосновных породах.

Обратим внимание на то, что уже упоминалось о приуроченности базальтофильного оруденения как одновременного и сопутствующего, так и наложенного только к раннегеосинклинальным альпинотипным и посторогенным комплексам основных—ультраосновных пород. В орогенный этап ни с какими разновидностями магматических пород, в т.ч. и основного состава, базальтофильное оруденение не отмечено. В это время доминировало гранитофильное вольфрамовое оруденение, т.е. о едином кларке вольфрама в ультраосновных породах говорить не приходится.

Таким образом, основные геохимические циклы вольфрама начинаются с его концентрации в глубинных частях Земли и связаны с процессами дифференциации вещества мантии, обеспечивающими первично концентрированное его поступление в земную кору. В основе этих процессов лежат, по-видимому, явления многократного плавления мантийного пиrolита.

Рассеянные накопления вольфрама отмечаются в собственно геосинклинальный этап и устанавливаются для осадочных и вулканогенно-осадочных толщ как мио-, так и эвгеосинклинальных комплексов, а также для метаморфогенных образований. Геохимические исследования показывают неравномерность обогащения вольфрамом различных горизонтов разрезов от 2—4-кратного по сравнению с кларком (Дальний Восток) до 12—20-кратного в других регионах (Алтай). В то же время наблюдаются значительные вариации распределения вольфрама внутри отдельных терригенных комплексов при значительном обогащении алевритоглинистых фаций по сравнению с грубообломочными образованиями.

Прогрессирующее накопление вольфрама с увеличением степени метаморфизма пород отмечено для Ханкайского массива И.Н.Говоровым с соавторами [9]. В большинстве метаморфогенных месторождений и рудопроявлений рудоносными являются графитсодержащие горизонты амфиболитов или метадиабазов.

Интерпретация генезиса и источника рудного вещества в вулканогенно-осадочных проявлениях эвгеосинклиналей, а также метаморфогенных стратиморфных, в основном однозначна: вольфрамовая минерализация связывается с подводным вулканизмом основного состава (R.Holl, A.Maucher, 1967; 1972; W.Cunningham, R.Holl, K.Taupits, 1973; В.К.Денисенко, Д.В.Рундквист, 1977 и др.). Для объяснения на-

копления вольфрама в терригенных миогеосинклинальных толщах приходится признать определенную роль в формировании металлоносных осадков сноса выветрелого обломочного материала с материка, истинных и коллоидных растворов, обогащенных вольфрамом, из кор выветривания, а также экстракции вольфрама из морской воды. Сорбентами и накопителями вольфрама большинством исследователей называются углеродистое вещество, гидроксиды железа и марганца, пелитовый материал.

В собственно геосинклинальный этап происходит рассеянное накопление вольфрама в вулканогенно-осадочных толщах, которое не дает практически значимых скоплений и месторождений. Однако последующий метаморфизм, мобилизация и перераспределение рудного вещества приводят к образованию метаморфогенных стратиморфных рудопроявлений и месторождений. Источником вольфрама в таких случаях служат его концентрации в геосинклинальных толщах. И.Н.Говоров с коллегами [9] предполагают еще привнос вольфрама калийсодержащими метаморфизирующими растворами в результате многократного проявления метаморфических процессов, что также возможно. Вообще, В.Ф.Барабанов [1] считает, что вольфрам в высокотемпературных природных процессах как магматических, так и метаморфических, переносится в виде легкорастворимых вольфраматов калия.

Интересны также данные по содержанию вольфрама в метеоритах, обычно сопоставляемых с веществом мантии Земли. В работах [1,13], где авторы ссылаются на A.Amiruddin, W.D.Ehmann (1962) приведены следующие данные: в каменных метеоритах (ахондриты) содержания вольфрама ничтожно малы 0,067 г/т, возрастают в хондритах 0,14 г/т, тектитах 1,13 г/т, сидеритах, состоящих преимущественно из никелистого железа 1,16 г/т; самые высокие содержания отмечены в метеорном оливине 1,88 г/т. В.Ф.Барабанов [1] считает, что возрастание содержаний вольфрама в метеоритах зависит от степени увеличения их железистости (основности?). Однако для лунных пород А.П.Виноградов [3] приводит содержания вольфрама значительно более высокие (в г/т): реголиты 4,7—7,5, базальты — 9, практически не характерные для земных базальтов.

Таким образом, наличие вольфрама в мантийных породах основного—ультраосновного состава сомнений не вызывает. Однако следует ответить на вопросы возможна ли кристаллизация собственных вольфрамовых минералов в базит-гипербазитовых магмах, где превалируют резко восстановительные условия?

Помимо геохимических материалов, следует обратиться и к геологическим факторам ассоциации вольфрамовой минерализации с базит-гипербазитовыми комплексами. Вопросы сонахождения различных минеральных форм вольфрама (тунгстенит, шеелит,

ферберит, гюбнерит) с мафит-ультрамафитовыми породами были рассмотрены в работе [5]. В данной публикации акцентируется внимание на некоторых дополнительных моментах, которые представляются убедительными.

В первую очередь это касается вольфрамоносных кор выветривания. Например, в пределах хр.Султануиздаг (Северо-западный Узбекистан) они развиты по пластовым телам серпентинизированных ультрабазитов (А.А.Колдаев и др., 1983). Ультрабазиты представлены антигорит-клинохризотилowymi серпентинитами мощностью 100—300 м и протяженностью до 5—6 км. В слабыветрелых серпентинитах содержания W 9—10 г/т, в метасоматически измененных разностях W до 20 г/т. В остаточных корах выветривания содержания W 26—49 г/т. В измененных серпентинитах в больших количествах встречается маггемит и хромсодержащий хлорит. Микрозондовыми исследованиями установлены в маггемите микрокристаллические выделения шеелита, т.е. вольфрамоносность апосерпентинитовых кор выветривания обусловлена перераспределением первичных концентраций вольфрама в ходе их физико-химического преобразования.

Еще более яркий пример — Чемерпольский массив в Среднем Побужье на Украинском щите. Здесь, по данным В.В.Кислюка (2002) среди докембрийских алюмосиликатных пород залегает серия линейно вытянутых пластовых тел ультрабазитов мощностью 20—50 м. Для невыветрелых разностей пород в коренном залегании установлены шеелит, золото. На фоне общей площадной коры выветривания выделяются пластообразные линейно вытянутые в соответствии с простиранием пластов гипербазитов зонки, обогащенные в одних случаях золотом (промышленные содержания), в других — вольфрамом (детального изучения не проводилось). Содержания вольфрама в них от десятков до сотен граммов на тонну; в отдельных линейных зонах коры выветривания по некоторым разрезам содержания вольфрама достигают 1 кг/т и более.

Для понимания источников рудного вещества, их мобилизации и переноса, а также рудоотложения связанного с мантийным базит-гипербазитовым магматизмом, необходимо привлечь теоретические разработки энтузиастов-исследователей — сторонников научной школы неорганического происхождения месторождений углеводородов.

Состав мантии Земли на разных глубинах как с геохимической, так и минералогической точек зрения, признается неодинаковым. В мантии, лишенной свободного кислорода, наряду с силикатами, сульфидами, оксидами, нитридами присутствуют также самородные металлы и их твердые растворы, а также хромиды, алюминиды, силициды металлов, гидриды и наиболее тугоплавкие карбиды, фосфиды, бориды, в т.ч. и вольфрама.

Как известно, одним из основоположников теории неорганического происхождения нефти является Д.И.Менделеев, предполагавший наличие карбидов металлов в «барисфере», разложение которых приводило к высвобождению и накоплению углеводородов. В настоящее время это положение в различных модификациях признается большинством геологов-нефтянников, газовиков. Однако многие исследователи акцентируют внимание лишь на условиях высвобождения и образования из минерально-породной массы углеводородов, их миграции и накопление в литосфере в виде месторождений и практически игнорируется вопрос о судьбе высвободившихся металлов — их преобразования, транспортировки и образования рудных месторождений.

Однако имеются и исключения. В этом отношении весьма интересна работа А.Е.Лукина, посвященная 130-летию предложенной Д.И.Менделеевым карбидной гипотезы нефтеобразования [15]. В этой работе на основании изучения пригожинитов (т.е. минеральных образований, сформированных из сверхглубинных флюидов и инъектированных в литосферу) довольно убедительно рассматриваются состав, состояние сверхглубинного вещества Земли, включая нижнюю мантию и верхнюю часть внутреннего ядра, а также условия и механизм их эволюции и поступления в верхнюю мантию и литосферу. В пригожинитах установлены геохимически несовместимые ассоциации самородных металлов (Ti, Sn, W, Cu, Zn, Pb, Sb, Ag, Cr, Ni), сплавов, интерметаллоидов, а также карбидов, галогенидов, силицидов и т.д. Для этих ассоциаций не благоприятны, а для многих металлов вообще «запрещенные» термодинамические условия петрогенеза в земной коре и верхней мантии.

А.Я.Радзивилл [20] подчеркивает, что карбиды и гидриды тяжелых металлов не характерны для гранито-метаморфического и осадочного слоев земной коры. При перемещении в более высокие слои тектоносферы они распадаются, образуя самородные металлы, углерод и водород. С.С.Зимин [12] считает, что при опускании астеносферного слоя все эти соединения будут подвергаться плавлению и последующей сульфуризации и окислению. Явления окисления и сульфуризации приводят к ликвации расплавов на рудные и силикатные составляющие, которые при наличии летучих могут эволюционировать до гидротермальных систем.

Все это хорошо согласуется с наблюдаемыми фактами: ассоциация шеелита с муассанитом (карбид кремния SiC), графитом, гранатом, апатитом в пироксенитах Корсаковского синклиория [8], наличие кертисита в тунгстенитовых рудах гипербазитов Тамватнейского массива [5]. В данном случае, по-видимому, будет оправданным привлечение материалов и по золотоносным корам выветривания, развивающимся по гипребазитам. Обусловлено это тем, что вольфрамовая и золотая минерализации, как уже

неоднократно отмечалось, довольно часто встречаются совместно в структурах базит-гипербазитового магматизма, а определение вольфрама в шеелитовой форме весьма затруднено по технологическим причинам (отсутствие люминоскопов в производственных лабораториях). Так, по данным Э.В.Мельничука в золотоносных корках выветривания в Побужском районе установлены магнетит, пентландит, халькозин, ковеллин, самородная медь, галенит, сфалерит, киноварь, барит, муассонит, рубин, коллофан. Этот набор минералов резко отличается от кор выветривания, развивающихся на кислых гранитоидных породах.

Гипотетические реакции преобразования исходных карбидов в окисные вольфрамовые руды можно представить в следующем виде.

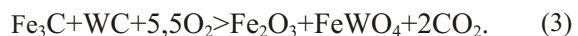
Для шеелита:



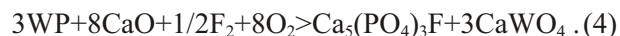
или



Для ферберита:



Для объяснения сонахождения шеелитовых и апатитовых руд (месторождение Восток-2 на Сихотэ-Алине) С.С.Зимин [12] предлагает следующую реакцию:



Возможность кристаллизации вольфрамовых минералов в сидерофильной геохимической обстановке подтверждается близостью ионных радиусов W, V, Mn, Fe, Co, Ni, As, Mo, Sb. Примеры ассоциации вольфрама с хромом в различных минералах многочисленны. Известны экспериментальные исследования по выращиванию кристаллов вольфрама (MgWO_4) с добавками Cr, Ni, Co, Mn [19], т.е. в магмах основного—ультраосновного состава богатых железомagneзиальными силикатами и широким спектром сидерофильных элементов исследователи вправе ожидать помимо общеизвестных широко распространенных различных вольфрамовых изоморфного ряда гюбнерит—ферберит, шеелита, а также тунгстенита, выявления новых минеральных форм вольфрама. Многие искусственные вольфрамовые минералы, полученные в ходе экспериментальных работ, могут быть встречены и в природной обстановке. Кроме уже названного MgWO_4 , в первую очередь это относится к карбиду вольфрама, который наряду с другими карбидами (когенит, муассанит) может быть присущ производным глубинной ультраосновной магмы. В интрузивных и гипабиссальных породах траппов Сибирской платформы в парагенезисе с включениями различных металлов (Fe, Cu, Zn, Pb, Cd, Sn, Sb) установлены когенит и карбид вольфрама [15]. Однако, как уже отмечалось, термодинамические условия литосферы для формирования карбидов ме-

таллов не благоприятны, и потому встречаются они довольно редко и преимущественно в мантийных породах основного—ультраосновного состава.

Искусственный карбид вольфрама с различным соотношением металла и углерода вплоть до чистого вольфрама был получен при нагревании триоксида вольфрама в присутствии углерода или в токе водорода. В мантийных условиях всех этих компонентов предостаточно. Все находки карбида вольфрама сразу же отменяются как техногенные образования, как выкрошенный материал буровых коронок. Однако в буровых коронках содержания вольфрама (28%), кобальта и других компонентов строго фиксированные, предусмотренные технологией изготовления бурового инструмента, а в предполагаемых природных содержания вольфрама может изменяться в больших пределах, вплоть до самородного металла.

Различие минеральных форм вольфрама обычно объясняется влиянием вмещающей среды: в карбонатных толщах должен присутствовать шеелит, а в алюмосиликатных породах — вольфрамит. Однако эта зависимость довольно часто не выдерживается. О решающей роли карбонатсодержащей вмещающей среды однозначно можно говорить лишь для скарново-шелитового оруденения. В остальных случаях эта «закономерность» отсутствует. В.Ф.Барабанов [1] показал, а О.В.Брызгалин (1960) экспериментально подтвердил, что осадителем вольфрама при формировании скарнового оруденения является не кальцит мраморов, а кальцит, высвобождающийся из основного плагиоклаза и пироксена в процессе их метасоматического преобразования. Это объясняет появление шеелита в эндоскарнах гранитоидных массивов, а также во вмещающих скарнированных терригенно-карбонатных породах. Данное положение справедливо и для грейзенового, и для кварцево-жильного оруденения в алюмосиликатных породах, среди которых известны как вольфрамитовые, так и шеелитовые проявления.

Появление различных минеральных форм вольфрама в конкретной геологической обстановке в первую очередь зависит от окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования, определяющей валентное состояние вольфрама, что обусловлено степенью кислотности — основности родоначального для оруденения магматизма и состава вмещающих пород [6].

Вольфрам, как известно, может проявлять различные валентности. В высших валентных состояниях он обладает кислотными свойствами, в низших — основными. Поэтому в восстановительной среде, характерной для магм основного — ультраосновного состава, где наиболее устойчив W^{4+} будет кристаллизоваться тунгستنит. Для W^{6+} характерна окислительная обстановка и кристаллизация вольфрамов. Шеелит, где вольфрам, как и в вольфрамите, шестивалентный, кристаллизуется в менее окислительной обстановке. Интересно, что Е.Н.Граменицкий и

О.В.Кононов [10] в шеелитах месторождения Тырнауз открыли оптические центры с W^{5+} .

Результаты газохроматографии газовой-жидких включений в различных вольфрамовых минералах использовались для определения окислительно-восстановительной обстановки их кристаллизации как отношение суммы восстановленных газов (H_2S , CH_4 , NH_3 , CO) к окисленным (CO_2). В отличие от общеизвестной величины окислительно-восстановительного потенциала, учитывая косвенный путь определения физико-химических условий среды минералообразования и во избежание в связи с этим терминологической путаницы, такое отношение было названо восстановительно-окислительным показателем. В итоге установлено [6]:

вольфрамиты с близкими значениями гюбнеритовой и ферберитовой составляющих, характерны для плутогенного гранитофильного оруденения (57 проб из различных месторождений Дальнего Востока) имеют восстановительно-окислительный показатель 0,2—0,3 (т.е. весьма окислительная среда);

для крайних членов изоморфного ряда — гюбнеритов и ферберитов (52 пробы) восстановительно-окислительный показатель несколько повышается и составляет 0,4—0,5;

для шеелитов (10 проб) отношение суммы восстановленных газов к окисленным существенно возрастает и укладывается в интервал 0,9—1,2;

для тунгстенита этот показатель намного 2, что соответствует весьма восстановительным условиям.

Отсюда следует, что при повышении окисленности среды минералообразования соотношение W^{4+} — W^{6+} будет последовательно сдвигаться вправо.

Месторождения с различными вольфраматами, как уже указывалось, ассоциируют с магматическими образованиями разного состава, геохимические условия их проявления неодинаковы. При сравнении термодинамических характеристик W^{4+} и W^{6+} устанавливается, что по значениям теплоты образования оксидов в стандартных условиях они значительно разнятся между собой, что и отмечено в работе [13]: «Теплота образования соответствующего оксида для W^{4+} вполне сопоставима с теплотами образования оксидов Ca^{2+} и Mg^{2+} и меньше по величине, чем для Fe^{2+} . В то же время эта характеристика для W^{6+} близка к Si^{4+} и Fe^{3+} и ближе к Al^{3+} ». Таким образом, W^{4+} будет проявлять тенденцию к накоплению с Ca^{2+} , Mg^{2+} и Fe^{2+} , т.е. с элементами, определяющими основность пород. Формирование основных и ультраосновных пород происходит в резко восстановительных условиях, а кислых — в окислительных. Поэтому в очагах рудогенерации в магматических породах в зависимости от их кислотности—основности возможна кристаллизация различных минеральных форм вольфрама.

На изменение физико-химического состояния постмагматических гидротермальных растворов ока-

зывает влияние и состав вмещающих пород как на пути их миграции, так и на уровне разгрузки. На многих вольфрамовых объектах наблюдается совместное нахождение шеелитов и вольфрамитов при неодинаковой последовательности их кристаллизации. Обусловлено это эволюцией состава и физико-химического состояния гидротермальных растворов в результате выщелачивания ряда компонентов боковых пород, изменения состояния закрытости—открытости системы, что влияет на фугитивность кислорода и других компонентов. Так, при прохождении восстановительных гидротерм с глубоких горизонтов к близповерхностному уровню через алюмосиликатные породы, вначале на нижних горизонтах будет происходить кристаллизация тунгстенита, затем в ходе эволюции — шеелита, при последующем значительном возрастании окисленности растворов — ферберитов или гюбнеритов как близповерхностных минералов [7]. Такая схема эволюции характерна для телетермального ртутно-сурьмяно-вольфрамового оруденения, источник рудного вещества для которого предполагается мантийный, а также для постмагматического автометасоматического. В этом случае здесь возможен полный ряд вольфрамовых минералов: тунгстенит—шеелит—ферберит, гюбнерит. Вольфрамит с равными значениями гюбнеритовой и ферберитовой составляющих не типичен. Как известно [4], вольфрамит характерен для глубинных гидротермальных месторождений, а гюбнерит и ферберит — для близповерхностных уровней. Возможен и обратный вариант, когда в первично окислительных растворах в ходе эволюции возрастает восстановительный потенциал. В таком случае при ранней кристаллизации вольфрамитов наблюдается более поздняя кристаллизация шеелитов. Этот вариант обычно типичен для гранитофильного оруденения, источник рудного вещества для которого коровый. Наглядным примером могут служить известковые скарны на контакте с гранитами. Отмечается такая тенденция и для гидротермальных месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом.

Наиболее интенсивное вольфрамовое оруденение (преимущественно в шеелитовой минеральной форме) часто ассоциирует с гранитоидными массивами повышенной основности. Обычно это явление объясняется процессами гибридизма, ассимиляцией палингенной гранитной магмой карбонатных или железомagneзиальных пород [22 и др.]. Однако вполне резонны и альтернативные представления о том, что гранитоиды повышенной основности, с которыми ассоциирует продуктивное вольфрамовое оруденение, могли быть образованы при участии магмы основного (габбро-базальтового) состава. Подобное положение на примере Джидинского рудогенерирующего комплекса (Западное Забайкалье) высказано З.И.Петровой [18]. Аналогичной позиции для вольфрамоносных комплексов Южного Сихотэ-Алиня придержи-

вается Ю.Г.Иванов [13]. Именно глубинным источником рудного вещества, где присутствуют хромиды платины и железа, фосфиды вольфрама, железа, титана, С.С.Зимин [12] объясняет не только тесное сонахождение платиноидов и хромитов в гипербазитах, апатита с ильменитом и титаномagnetитом в карбонатитах, но и сонахождение вольфрамовых и апатитовых руд, связанных с гранитоидами (например, скарно-шеелитовое месторождение Восток-2). В очагах палингенной магмы общая концентрация вольфрама будет обусловлена как за счет вольфрама, содержащегося в переплавляемых породах, так и за счет его подтока из мантии. Понятно, что наиболее благоприятными в процессе переплавления для накопления вольфрама будут породы, которые уже в той или иной степени обогащены им т.е. раннегеосинклинальные эффузивные и интрузивные породы основного—ультраосновного состава. Однако в данном случае реализация рассеянных накоплений вольфрама в расплаве в виде крупных месторождений с богатыми контрастными рудами происходит в ходе эволюции и длительной дифференциации уже гранитоидного магматизма. Источник концентрированного вольфрамового оруденения для гранитоидов повышенной основности в данном случае полигенный: глубинные рудно-магматические очаги, глубинные интрателлурические потоки растворов, которые в благоприятных структурных условиях могут смешиваться с постмагматическими растворами, выщелачивание из вмещающих пород на путях миграции как интрателлурических и постмагматических, так и смешанных растворов, т.е. вольфрам будет последовательно накапливаться в более кислых дифференциатах соответствующих магматических расплавов, а также переходить в постмагматические растворы.

В противоположность этому грейзеновое и вольфрамит-кварцевое жильное оруденение, ассоциирующее с орогенными коровыми лейкократовыми гранитами, характеризуется преимущественно малыми и средними параметрами, хотя и встречаются исключения (Иультин, Чукотка; Панашкейра, Португалия; Спокойнинское, Забайкалье). Источником для вольфрама служат остаточные после раскристаллизации гранитной магмы гидротермальные растворы и мобилизованный вольфрам из вмещающих пород как при авто-, так и аллометасоматозе. Вольфрам в остаточных гидротермальных растворах накапливается при низкотемпературной эвтектике, когда кристаллизующиеся алюмосиликаты сбрасывают ненужные, чуждые для их кристаллической решетки «загрязняющие» элементы (в т.ч. и рудные). Дополнительно поступает вольфрам в результате его выщелачивания из боковых пород уже вольфрамоносными гидротермами.

Закономерное изменение состава и физико-химических параметров магматических расплавов подтверждается тем, что в ходе общей дифференциации

магмы при определенных структурных условиях от габброидных (базальтовых) расплавов отщепляются ультраосновные породы (дуниты, гарцбургиты, перидотиты, пироксениты, нориты), анортозиты, щелочные породы и серия лейкократовых пород, а также карбонатиты, часто сопровождающие такие интрузивные комплексы. Помимо этого для многих массивов основных и ультраосновных пород характерно расслоенное строение с четко выраженными полосчатыми текстурами. Механизм формирования разномасштабной расслоенности таких массивов убедительно аргументирован Н.А.Шило [23]. Он считает, что дифференциация магмы обычно протекает в три накладываются друг на друга фазы: скрытого расслоения расплава, ликвационного слоеобразования и кристаллизационного разделения минерального вещества. Массовую основу этого процесса составляют Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, и K. Физико-химическое взаимодействие всех компонентов расплава регулируется элементами-примесями и легкой (газовой) фракцией расплава, в связи с чем и возможно накопление рудных веществ, в т.ч. и вольфрама, во вполне определенных дифференциатах.

Многообразие петрографических разностей пород широкого диапазона кислотности—основности в расслоенных массивах, формировавшихся в различных окислительно-восстановительных условиях обуславливает возможность обособления и кристаллизации в конкретных петрографо-структурных элементах интрузивных массивов не только тунгстениита, но и шеелита в собственно магматическую стадию. Подтверждается это не только вкрапленностью шеелита, но и значительной дисперсией концентраций вольфрама в различных петрографических разностях. Вольфрамит непосредственно в основных—ультраосновных породах не отмечен. Его появления здесь трудно ожидать, учитывая, что он кристаллизуется в ультраокислительных условиях [4], что навряд ли достижимо на больших глубинах в условиях закрытой системы при раскристаллизации габброидной магмы и становлении основных—ультраосновных расслоенных интрузий. Скопления ферберита и гюбнерита пока отмечены только в телетермальных объектах, где оруденение наложено с большим разрывом во времени на гипербазиты и вмещающие их породы из интрателлурических растворов.

Таким образом, наличие вольфрама в различных дифференциатах габбро-базальтового расплава очевидно и сомнений не вызывает. Кристаллизация вольфрамовой минерализации не только возможна, но и закономерна во всех выделенных типах вольфрамового оруденения в структурах базит-гипербазитового магматизма. Более того, подток мантийного материала как в виде магматических расплавов, так и интрателлурических флюидов с выщелачиванием боковых пород при гранитоидном магматизме и по-

стагматической деятельности способствует формированию более богатых и крупных гранитофильных шеелитовых месторождений.

Реализация мантийного вольфрама в виде месторождений возможна на всех этапах как магматической дифференциации, так и авто- и аллометасоматической деятельности.

В настоящее время наиболее широко распространено (возможно, в силу большей изученности) наложенное телетермальное ртутно-сурьмяно-вольфрамовое с золотом оруденение. За рубежом имеются промышленные объекты такого оруденения, представленные шеелитовыми, ферберитовыми, реже гюбнеритовыми минеральными формами. Тамватнейское месторождение (Корякия, Россия), несмотря на большие объемы вольфрамовой минерализации, промышленного интереса не представляет, так как руды преимущественно сложены тунгстениитом, для которого в настоящее время нет технологий его извлечения и обогащения. Мантийный источник рудного вещества для такого оруденения практически не вызывает сомнений.

Порфировая шеелитовая рассеянная минерализация вряд ли сможет представлять серьезный практический интерес. В то же время в ходе магматического расслоения и кристаллизационной дифференциации расплавов основного—ультраосновного состава вполне могут обособляться и накапливаться значительные количества вольфрама. Примеры наличия такой минерализации в разных регионах далеко не единичны. Практически полное отсутствие целенаправленной изученности не позволяет достоверно оценивать их практическую перспективность. Относительно постмагматического оруденения следует сказать, что вольфрам здесь может накапливаться в таких же количествах и в таких же минеральных формах, как и в телетермальных наложенных месторождениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барабанов В.Ф. К геохимии вольфрама. // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. —Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. С. 11—35.
2. Бетехтин А.Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. / Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Второе издание. —М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 479—520.
3. Виноградов А.П. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией «Луна-16» // Геохимия. 1971. № 3. С. 261—273.
4. Воеводин В.Н. Зависимость химического состава вольфрамитов от геологических условий их образования // Геология рудных месторождений. 1980. Т. XXII. № 4. С. 32—43.
5. Воеводин В.Н. Вольфрамовое оруденение в областях базит-гипербазитового магматизма // Геология рудных месторождений. 2004. Т.46. № 5. С. 456—470.
6. Воеводин В.Н., Грановский А.Г., Прокопов Н.С. Физико-химические условия формирования вольфрамовой минерализации // Изв. Вузов. Сер. Геология и разведка. 1986. № 1. С. 48—55.

7. Воеводин В.Н., Воеводина С.А., Прокопов Н.С. Факторы определяющие разнообразие минеральных форм вольфрама // Разведка и охрана недр. 1991. № 10. С. 32—34.
8. Гаева Н.М. Гаев И.А., Яловенко И.П. и др. О шеелитовости Украинского щита // Геологический журнал. 1969. Т. XXIX. Вып. 2. С. 85—88.
9. Говоров И.Н., Мишкин М.А., Липкина М.И. и др. Распределение акцессорных элементов в породах фундамента Приморской металлогенической области. // Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. —Владивосток, 1970. С. 159—166.
10. Граменицкий Е.Н., Кононов О.В. К геохимии молибдена и вольфрама в скарново рудном процессе (на примере месторождения Тырнауз) / Междунар. геохим. конгресс —М., 1971. С. 359—360.
11. Денисенко В.К., Лобков В.Л., Гапошин И.Г., Кутырева М.Ф. Стратиформные редкометалльные месторождения. —Л.: Недра, 1986.
12. Зимин С.С. Эволюция магматизма и оруденение в связи с развитием земной коры и мантии. / Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах СССР. —М.:Недра, 1990. С. 12—20.
13. Иванов Ю.Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. —М.: Недра, 1974.
14. Левашов Г.Б. Магматогенная геохимия олова и вольфрама. —М.:Наука, 1978.
15. Лукин Е.А. Самородные металлы и карбиды — показатели состава глубинных геосфер. К 130-летию предложенной Д.И.Менделеевым карбидной гипотезы нефтеобразования // Геологический журнал, 2006. №4. С. 17—46.
16. Овчинников Л.Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения / Генезис эндогенных рудных месторождений. —М.: Недра, 1968. С. 443—490.
17. Овчинников Л.Н. Некоторые общие закономерности рудного процесса / Эндогенное рудообразование. —М.: Наука, 1985. С. 56—69.
18. Петрова З.И. Петролого-геохимическая характеристика Джидинского интрузивного комплекса / Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. —М.:Наука, 1972. С. 5—17.
19. Поткин Л.Н., Самойлович М.И. Исследование парамагнитных примесей никеля, марганца, кобальта, хрома в синтетических кристаллах $MgWO_4$ / Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. —Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. С. 306—310.
20. Радзивилл А.Я. О глубинных гидридах и карбидах как возможных первоисточниках углеводородов // В.Б. Порфирьев (учёный, геолог, педагог, человек). —Киев: НАНУ ИГН, 2000. С. 140—148.
21. Смирнов В.И. Металлогения и источники рудообразующих веществ / Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.9. —М.:Наука, 1976. С. 5.
22. Студенникова З.В., Глинкина М.И. Эволюция содержания молибдена и вольфрама в породах геосинклинальной зоны Северного Кавказа и связь их с образованием рудных месторождений // Химия земной коры. Т. 2. —М.: Наука, 1964. С. 349—363.
23. Шило Н.А. Учение о россыпях. —М.: Изд-во Академии горных наук, 2000.

Стратиграфия, региональная геология и тектоника

УДК 551.7(925.11/.16

Л.И.Сметанникова, Л.П.Жарикова, 2008

Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Нижне-Алданской впадины (восток Сибирской платформы)

Л.И.СМЕТАННИКОВА, Л.П.ЖАРИКОВА (ЦПСЭ ГУГГП РС (Я) Якутскгеология)

При проведении работ по совершенствованию «Легенды Верхоянской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1:200 000» [18], назрела необходимость внесения исправлений в стратиграфию палеогеновых и неогеновых отложений Нижне-Алданского (А-VIII-2) района Средне-Сибирского стратиграфического региона — лист А (см. рисунок). Сложилось так, что стратиграфическая концепция палеогеновых и неогеновых отложений [13] для Хараулахского, Омолойского, Нельгесинского, Верхне-Адычанского и Верхне-Индигирского районов (Северо-Восточный стратиграфический регион;

Б)* не согласовывалась со стратиграфической концепцией Нижне-Алданского района (Средне-Сибирский стратиграфический регион; А).** В результате последующего изучения (2002—2004 гг.) Лено-Амгинского междуречья, в т.ч. полевых работ на обнажении Мамонтова гора, были получены новые данные по стратиграфии неогена, что в сумме с анализом предыдущих исследований района дает основание для пересмотра стратиграфических позиций кайнозойских толщ Нижне-Алданской впадины.

Детальный анализ материалов предшественников по геологии кайнозоя, палеоботанической и па-

* Выполнена согласно «Исправлениям в Региональную стратиграфическую схему палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока Якутии» 1998 г., рассмотренным и рекомендованным к внедрению «Протоколом заседания отдела Восточных регионов ВСЕГЕИ» от 11.06.1999.

** Составлена по материалам «Легенды Нижнеамгинской серии листов Геологической карты масштаба 1:200 000» [13], принятой в 1998 г. в качестве официального документа.

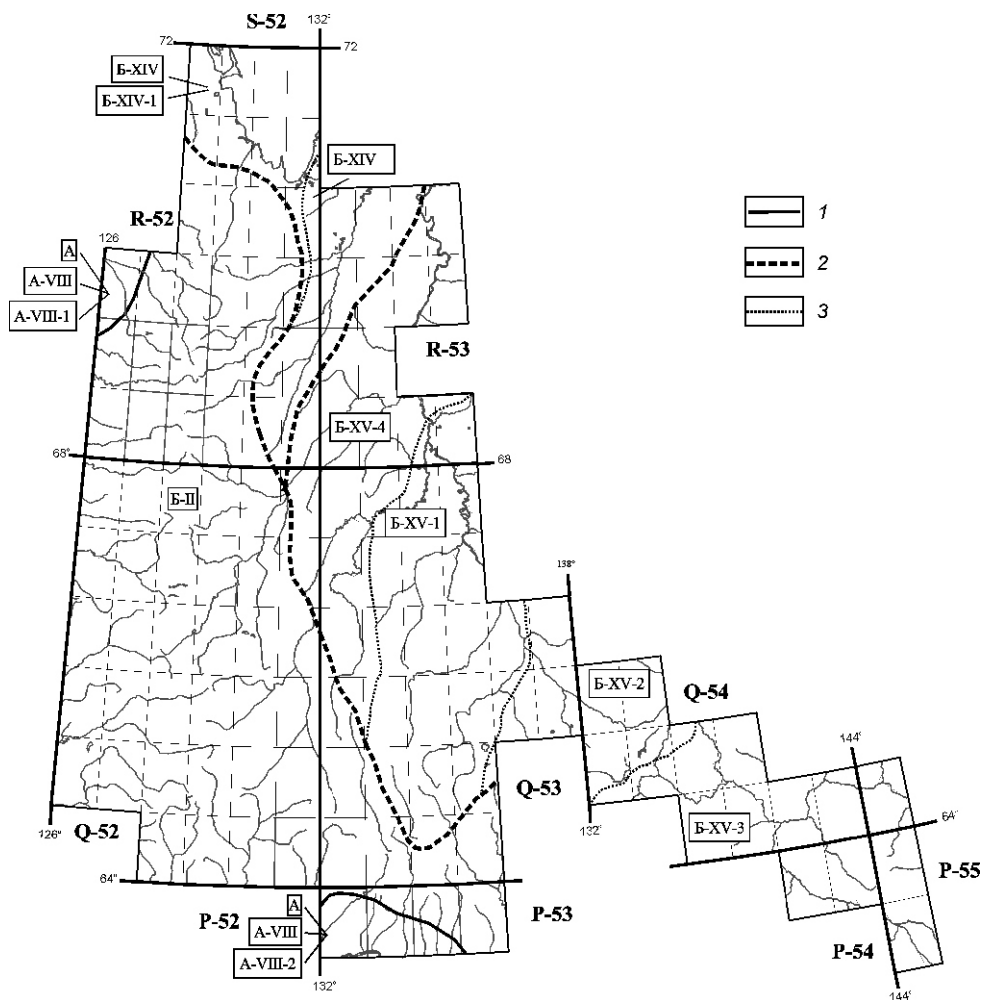


Схема стратиграфического районирования отложений палеогенового и неогенового возрастов, принятая при составлении Легенды Верхоянской серии листов Госгеолкарты масштаба 1:200 000 [16]:

границы: 1 — регионов; 2 — субрегионов; 3 — районов; элементы районирования: стратиграфические регионы: А — Средне-Сибирский, Б — Северо-Восточный; субрегионы: А-VIII — Восточно-Сибирский, Б-II — Западно-Верхоянский, Б-XIV — Приморский, Б-XV — Восточно-Верхоянский; районы: А-VIII-1 — Унгуохтахский, А-VIII-2 — Нижне-Алданский, Б-XIV-1 — Хараулахский, Б-XIV-2 — Омолойский, Б-XV-1 — Нельгесинский, Б-XV-2 — Верхне-Адычанский, Б-XV-3 — Верхне-Инди-гирский, Б-XV-4 — Средне-Янский

леоклиматической обстановкам в олигоцен-плиоценовое время показал, что территория современной Нижне-Алданской впадины имела единую с Верхояньем геологическую историю развития. Отложения кайнозоя, выполняющие предгорные и межгорные впадины, обрамляющие Верхоянский хребт с севера (Омолойская, Ильдикиляхская впадины, Тенкиченская, Урасалах-Кюэгюлюрская морфоструктуры), а также впадины, расположенные к востоку и северо-востоку от Верхоянья (Селенняхская, Уяндинская, Ольджойская впадины, Притадахский прогиб и др.), содержат палеоботанические остатки, характеризующие четыре этапа развития флоры тургайского экологического типа и свидетельствующие о едином

олигоцен-миоценовом цикле осадконакопления региона. Седиментационная и возрастная достоверность этих разрезов заверена рядом разрезов (порядка 100) и более 2000 спорово-пыльцевых проб (табл. 1); материалы исследований опубликованы в работах [8, 9, 10, 11].

I этап наблюдается в отложениях солурского горизонта (поздний эоцен—ранний олигоцен); самый непродолжительный по времени образования; в палинокомплексах отражена богатейшая тургайская листопадная флора с 40—50% пыльцы широколиственных пород. Мощность осадков 12—30 м.

II этап характеризуется отложениями онкучахского горизонта (олигоцен почти в полном объеме, кроме самых низов рюппеля). Палинофлора максимально обеднена термофилами (5—13%). Мощность осадков до 300—500 м.

III этап представлен в отложениях оголорского (ильдикиляхского) горизонта. Два палинокомплекса отражают тургайскую флору периода расцвета — дооптимальные слои и слои миоценового климатического оптимума (ранний миоцен—начало среднего). В оптимуме процент термофилов составляет до 40—50%. Мощность осадков от 50 до 257 м.

IV этап связан с последующим обеднением тургайской флоры (силгенский горизонт — постоптимальный среднемиоценовый, хапчанский горизонт — позднемиоценовый). Содержит тургайскую флору крайне обедненного состава (доля пыльцы термофилов от 18 до 3% и менее). Мощность отложений от 60 до 110 м.

Нижне-Алданская впадина — кайнозойский седиментационный бассейн южного обрамления Верхоянского хребта. Выполнена она, как и все названные впадины, тремя основными толщами: нижняя песчано-галечная (таттинская свита), средняя глинисто-алевритовая, лигнитосодержащая (тандинская свита), верхняя в основном песчаная (намская свита).

1. Корреляция региональных стратиграфических подразделений неогена—палеогена Восточной Якутии (палинология, абиотические события). Составитель Л.П.Жарикова [9]

Общая стратиграфическая шкала				Возрастные рубежи, млн лет	Региональные стратиграфические подразделения (надгоризонты, горизонты, подгоризонты)		Слои с палинокомплексами		Абиотические планетарные события (по материалам Л.А. Невеской)							
Система	Отдел	Подотдел	Ярус		По О.В. Гриненко [11]	По Л.П. Жариковой	По Л.П. Жариковой	Уровень мирового океана, м	Температурный режим	Палеогеографические события						
											200	100	0	-100		
Неоген					Кумахский	Кутуяхский	Кутуяхский	Кустарниково-травянистый	г			Похолодание				
				Бегуновский		Бегуновский	Лиственнично-березово-кустарниковые	п								
				Мессинский		Хапчанский	Хапчанский	Сосново-лиственнично-березовый	з							
				Тортонский					м							
				Серравальский					т							
				Лангийский		Силгенский	Силгенский	Сосново-березовый	с							
				Бурдигальский					Индикляхский					Огелорский	Широколиственно-хвойно-ольховые и (или) хвойно-широколиственно-ольховые	л
				Аквитанский												б
				Хаттский												а
				Рюпельский		Онкудахский	Онкудахский	Сосново-кустарниковый	х							
				Омолойский	Омолойская серия	Омолойская серия	Омолойская серия	р								
				Нижнеколымский	Солурский	Солурский	Хвойно-широколиственные	п								
				Паршинский	Паршинский	Паршинский	Juglandaceae-Corylaceae	б								
				Бартонский	Тенкиченский	Тенкиченский	Quercus graciliformis-Tricolporopollenites microchenerici	л								
				Лютетский					Тастахский	Тастахский	Tricolporopollenites cingulum-Castanopsis pseudocingulum	и				
				Ипрский									Кенгдейский	Кенгдейский	Tilia pseudinstructa-T. compacta Pistillipollenites Ulmoidiepites	т
				Танетский	Киенгский	Кенгдейский	Comptonia sibirica Pinaceae Taxodiaceae Polypodiaceae Araucariaceae	з								
				Зеландский					Тимкинский	Тимкинский	Triatriopollenites confusus	д				
				Датский									Саканьинский	Саканьинский	Casuarinidites Krychtofoviana-Elytranthe	

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11

Примечание. Климатические этапы: 1 — теплый, 2 — холодный; 3 — усиление циркуляции вод; формирование ледового покрова Антарктического материка; 4 — Восточной и 5 — Западной частей; 6 — формирование льдов в восточной части Антарктического океана; 7 — нарушение циркумэкваториального течения; 8 — закрытие Тургайского пролива; 9 — возникновение льдов в Арктике; 10 — формирование ледового покрова Арктики; 11 — исчезновение Берингийского моста; АЦТ — формирование Антарктического циркумполярного течения; ПС — формирование психросферы (холодное глубоководное течение)

В работе [13] и в публикации [5] таттинская песчано-галечная свита датирована началом раннего олигоцена (нижняя четверть рюппеля Европейской ярусной шкалы), тандинская свита — ранним олигоценом (верхние три четверти рюппеля), намская — средним миоценом (аквитанский и бурдигальский ярусы). По аналогии со строением олигоцен-миоценового разреза всех приверхоянских впадин, с учетом последовательно сменяющих друг друга этапов преобразования тургайских флор, палеогеографической и палеоклиматической обстановок региона в олигоцен-миоценовое время, необходимо пересмотреть возраст нижнеалданских свит следующим образом: таттинская — с низов раннего олигоцена (нижняя четверть рюппеля) на олигоцен почти в полном объеме (рюппель, хатт); тандинская — со второй половины раннего олигоцена (верхние три четверти рюппеля) на ранний — начало среднего миоцена (аквитан, бурдигал, лангий, возможно серравалий); намской — со среднего миоцена (серравалий) — на поздний миоцен (тортон, мессиний); свита Мамонтовой горы — с среднего миоцена (серравалий) на поздний миоцен (тортон, мессиний).

Предлагаемые возрастные привязки этих свит имели место на определенных этапах богатейшей истории исследования региона (таблицы 2 и 3) и кайнозойских образований, выполняющих Нижне-Алданскую впадину, о существовании которых на территории, прилегающей к Якутску в бассейнах рек Алдан и Амга, стало известно из первых геологических описаний А.Ф.Миддендорфа (1860, 1877) и В.Н.Зверева (1914).

Систематическое изучение этих отложений началось с 1947 г., когда стала осуществляться геологическая съемка территорий геологами Якутского геологического управления, ЯФАН, ГИН и др.

Широкое распространение третичных толщ на Лено-Алданском междуречье было отмечено вначале по результатам изучения выходов этих отложений на дневную поверхность, затем по результатам разбуривания территории геологи получили сведения о мощностях этих толщ, геологическом строении, литологии и первые попытались определить возраст пород, слагающих эту огромную геологическую структуру, названную Нижне-Алданской впадиной. Работами Р.А.Биджиева [3], Р.А.Биджиева и Г.Ф.Лунгерсгаузен [4], Г.В.Бархатова (1959), А.Ф.Фрадкиной [16], было установлено, что Нижне-Алданская впадина сложена тремя разнородными литологическими толщами: нижняя песчаная с галькой и гравием, средняя лигнитоносная, верхняя песчаная. Средняя толща уже тогда была названа тандинской, верхняя толща — намской. И только в 1966 г. Л.М.Натапов и Р.А.Биджиев [14] нижнюю песчано-галечную толщу выделили в отдельную таттинскую свиту. Четвертая свита — свита Мамонтовой горы впервые была определена В.Н.Зверевым (1914). Далее на протяжении 50 лет исследовались взаимоотношения этих геологи-

ческих тел, их строение, минеральный состав, палеонтологическая характеристика, время образования. Только по результатам изучения разреза Мамонтовой горы было выпущено несколько монографий [2, 7]. Наряду с публикациями появился ряд отчетов (А.А.Котов, В.Г.Власов и др., 1962 и др.), обобщающих тематические исследования этого уникального обнажения, вскрывающего богатейший комплекс неоген-четвертичных отложений (см. табл. 2).

Ю.П.Баранова в монографии [2] о характере накопления осадков Нижне-Алданской впадины на протяжении конца олигоцена до середины неогена отмечала, что процесс осадконакопления происходил без длительных перерывов. Рассуждая о возрасте отложений Нижне-Алданской впадины, подстилающих свиту Мамонтовой горы, она склоняется к выводу о том, что мамонтовогорские палинокомплексы и палинокомплексы таттинской, тандинской и намской свит из керна скв. 50 (урочище Тарагана-Кюель, *авт.*) близки по возрасту и, скорее всего, принадлежат миоцену. Ю.П.Баранова допускает возможность условного установления возраста этих отложений как миоценовый и, частично, верхнеолигоценный (для нижней толщи).

Следует отметить, что если на протяжении более 40 лет исследователи разных рангов были едины в определении литологии, генезиса отложений и в том, что накопление этих толщ было почти непрерывным, то в определении возрастной привязки отложений разногласия исчислялись десятками миллионов лет — от эоцена до квартера включительно.

В 1950—1960-е годы разброс в определении возрастной приуроченности толщ мог быть объяснен в основном недостаточной изученностью отложений. В более поздний период (1970—1990-е годы) разночтение в возрасте исследуемых толщ устанавливалось, во-первых, с помощью разных палеоботанических методик, а во-вторых, некорректным обращением с методиками палеоботанических исследований.

Отсутствие в регионе морских и прибрежно-морских отложений не дает возможности использования различных палеонтологических групп морской фауны (фораминиферы, моллюски, диатомеи, радиолярии и др.), на находках которых построены глобальные «зональные» стратиграфические шкалы.

Основную палеонтологическую информацию при изучении континентальных толщ дают нам различные палеоботанические методы (карпология, отпечатки листьев, споры и пыльца). Наиболее информативным методом в этих условиях является палинологический (спорово-пыльцевой) количественно-статистический. В большинстве континентальных кайнозойских разрезов он практически безальтернативный и поэтому, для выявления достоверных закономерностей смены палинологических комплексов и зависимости их состава от определенных палеоклиматических колебаний, требует неукоснительного

2. Сопоставление стратиграфических подразделений Нижне-Алданской впадины

[illegible]

3. Схема корреляции местных и региональных стратиграфических подразделений Нижне-Алданской впадины

Отдел		Подотдел		Ярус		О.В. Гриненко, В.А. Камалетдинов и др., 2005 [5]	
						Региональные стратиграфические подразделения (горизонты)	Местные стратиграфические подразделения
Плиоцен	Верхний	Гелазский					Дыгдальская свита N_2dg
	Средний	Пьяченский	Табагинский			Табагинская свита N_2tb	
	Нижний	Занкельский	Аппинский			Солбанская свита N_2sl	Аппинская свита N_2ap
	Мессинский	Тортонский					
Мiocен	Верхний	Тортонский					
	Средний	Серравальский	Мамонтовогорский				Свита Мамонтовой горы N_1mg
	Ланггейский						?
	Нижний	Бурдигальский	Намский			Намская свита N_1nm	Нет данных
Оligоцен	Верхний	Хаттский					
	Нижний	Рюпельский	Тандинский			Тандинская свита P_3tn	
	Рюпельский	Таттинский				Таттинская свита P_3tt	

Отдел		Подотдел		Ярус	Региональные стратиграфические подразделения (горизонты)	Местные стратиграфические подразделения		
						Л.П. Жарикова, Л.И. Сметанникова, 2005 [8]	Л.П. Жарикова, Л.И. Сметанникова, 2006	
Плиоцен	Верхний	Гелазский			Верхне-аппинский	Верхне-аппинская свита N_2vp	Верхнеаппинская свита N_2vp	
	Средний	Пьяченский						
	Нижний	Занкельский			Нижне-аппинский	Нижне-аппинская свита $N_{1-2}np$	Нижнеаппинская свита $N_{1-2}np$	
	Мессинский	Тортонский			Намский	Талинская свита N_1tl Свита Мамонтовой горы N_1mg	Талинская свита N_1tl Свита Мамонтовой горы N_1mg	
Мiocен	Верхний	Тортонский			Белогорский	Белогорская свита N_1bl постоптимальный средний миоцен	Белогорская свита N_1bl постоптимальный средний миоцен	Белогорская свита N_1bl постоптимальный средний миоцен
	Средний	Ланггейский			Тандинский		Тандинская свита N_1tn лигнитоносная	
	Нижний	Бурдигальский			Таттинский	Отложения не вскрыты	Таттинская свита P_3tt	Отложения не вскрыты
	Аквитанский	Хаттский						

соблюдения всех требований данного метода. Одно из главных правил количественно-статистического метода — приоритетная роль доминирующих компонентов спорово-пыльцевых палинокомплексов при реконструкции характера растительности и, следовательно, климата исследуемых слоев. Примесь единичных и спорадически встречаемых зерен свидетельствует или о вырождении продуцирующих эту пыльцу родов в «пограничной» климатической обстановке, или о переотложении данного растительного остатка из других отложений, за счет перемыва которых формируются такие слои. Опыт показывает, что единичные пыльцевые зерна, как правило, имеют другую экологическую приуроченность по сравнению с основной массой пыльцы и спор. Поэтому, приводя единичные палеопалинологические элементы в качестве руководящих форм для определения возраста и климата, авторы подобных работ совершают серьезную ошибку в интерпретации палинологических данных.

Рассмотрим стратиграфические подразделения, возраст которых следует пересмотреть. Палинологическая характеристика нижних трех свит приводится по работе [17], опубликованной в материалах III Международной палинологической конференции СССР, (Новосибирск, 1971). В статье приведены сведения о богатейшем палинологическом материале, выделенном из проб (скв.50) урочища Тарабаган-Кюель, пос. Биетте (скв.1) и пос. Кюрюнг-Ат (скв.7).

Таттинская свита (N_{3tt}), выделенная Р.А.Биджиевым в 1956 г. и названная по р.Татта, представляет собой толщу Нижне-Алданской впадины нижнюю песчаную с галькой и гравием. Мощность свиты 245—260 м. Свита залегает на меловых, иногда на юрских отложениях и перекрывается отложениями тандинской свиты. Палинокомплекс «тургайский» достаточно бедный (содержание термофилов 5—20%, чаще 14). Возраст принят почти всеми авторами как олигоценовый. С точки зрения авторов уточнения требует только временной объем ее в пределах олигоцена. Авторы работы [5] датируют таттинскую свиту первой половиной раннего олигоцена.

Как было указано, основная датирующая палеоботаническая характеристика — спорово-пыльцевой комплекс — в работе [5] приводится с серьезными нарушениями методики количественно-статистического метода спорово-пыльцевого анализа. Начиная описание с перечня единичных и нерегулярно отмечаемых в составе палинокомплекса элементов, преимущественно субтропической экологии — палинокомплекс с *Engelhardtia*, *Sterculiaceae*, *Myrtaceae*, *Liquidambar*, *Nyssa*, авторы только на втором месте помещают сведения о том, что доминантами выступают *Betula*, *Pinus*. На самом деле, именно доминанты определяют характер растительности, а, следовательно, и климат. Леса, произраставшие во время

накопления таттинской свиты, можно назвать мелколиственно-хвойными с примесью широколиственных. Это слои с обедненной тургайской флорой, развивающейся в холодно-умеренном климате, залегающие под мощными лигнитоносными слоями тандинской свиты. Тандинская свита содержит наряду с палинокомплексами миоценового дооптимального облика (отложения, сформировавшиеся в условиях холодно-умеренного климата), также и палинокомплексы миоценового климатического оптимума, отражающие расцвет тургайской флоры в условиях теплоумеренного климата. Подобная палеоклиматическая и палеоботаническая ситуация характерна на Северо-Востоке Евразийского материка именно для олигоцена и раннего — начала среднего миоцена.

Таким образом, в отложениях Нижне-Алданской впадины мы наблюдаем привычный для Северо-Востока Евразии олигоцен-миоценовый палеоботанический ряд, подтверждающий теорию «холодного» олигоцена в этом регионе с развитием на территории Северо-Востока Евразии практически на протяжении всего олигоцена беднейших тургайских флор. «Расцвет» тургайской флоры в условиях теплоумеренного климата в отличие от Западно-сибирского региона, приходится здесь на ранне-среднемиоценовое время (см. табл.1). Все это объясняется палеогеографическим положением территории Якутии на Евразийском континенте [9]. Когда в условиях максимально протяженного с запада на восток континента и преимущественного снабжения его осадками из воздушных потоков с запада (что объясняется одним из основных фундаментальных геоботанических законов), самые крайние северо-восточные регионы Евразийского материка получают минимум осадков и, как следствие, резкий континентальный климат. Таким образом, сформировавшаяся в условиях резкого похолодания в конце эоцена—начале олигоцена (под воздействием глобальных абиотических факторов), листопадная тургайская флора в результате дальнейшего олигоценового похолодания (явившегося следствием палеогеографического положения на континенте) деградировала в беднейшую тургайскую флору, которая и господствовала на территории Северо-Востока на протяжении всего олигоцена.

Поэтому авторам данной публикации представляется возможной возрастная привязка таттинской свиты как олигоцен почти в полном его объеме (по Европейской стратиграфической ярусной шкале это руппель и хатт).

Тандинская свита (N_{1tn}) выделена Р.А.Биджиевым в 1957 г. [4] по буровым скважинам Тандинского профиля на р. Танда. Это лигнитоносные пески и глины, залегающие или с размывом на меловых, или согласно — на отложениях таттинской свиты и перекрывающиеся отложениями намской свиты. Мощность свиты от 10 м на южном крыле впадины до 390 м в бассейне рек Восточная и Западная Градыга.

Р.А.Биджиев определил возраст тандинской свиты как олигоцен-раннемиоценовый. А.Ф.Фрадкина в 1976 г. [2] датировала свиту олигоценом. Вслед за ней авторы работы [6] также относят ее к олигоцену, причем к раннему. Ю.П.Баранова однозначно датирует свиту ранним миоценом, включая в ильдикияхский горизонт [15]. Фактический материал палинологических исследований (видовой состав пыльцы и спор), приведенный в публикации [17], убедительно подтверждает миоценовый возраст тандинской свиты. Об этом же свидетельствует наличие слоев с «буковым горизонтом» миоценового климатического оптимума, где сумма пыльцы широколиственных пород поднимается до 62%, а пыльца буков в отдельных пробах составляет 39%, каштана — 27%. На основании изложенного возраст тандинской свиты можно определить ранний миоцен—начало среднего (аквитан, бурдигал, лангий).

Кроме палеоботанического обоснования раннемиоценового (но не раннеолигоценового) возраста тандинской свиты, к такому же выводу приводит анализ геологии кайнозойских впадин Верхоянья. Здесь в большинстве кайнозойских структур наблюдаются самые мощные на территории Северо-Востока глинисто-лигнитовые или буроугольные формации раннего—начала среднемиоценового возраста: оголорская, омолойская (миоценовая в интерпретации О.А.Иванова, А.Г.Савченко, Л.П.Жариковой), ильдикияхская, верхнеэликчанская, ютенкильская и др. Этот горизонт, безусловно, геологический и биостратиграфический региональный репер. Во всех случаях почти без размыва они залегают на песчаных, песчано-галечных олигоценовых толщах (билилэхская, онкучакская, нижнеэликчанская, усть-омолонская и другие свиты). Кровля в этих сериях также в основном представлена песчаными и песчано-галечными отложениями позднемиоценового возраста (хапчанская, урасалахская, нижеуяндинская, тогойская, походская свиты).

Намская свита (N_{1nm}) выделена Р.А.Биджиевым [4], названа по пос. Намцы на левобережье р.Лена. Мощность свиты до 90—108 м. Содержит палинокомплексы обедненного тургайского типа с доминантами в виде пыльцы семейств *Betulaceae*, *Pinaceae*, с примесью пыльцы широколиственных. Датируется в широких пределах — от миоцена до плиоцена включительно. Л.М.Натапов, Р.А.Биджиев в 1966 г. включили ее в свиту Мамонтовой горы с тем же возрастом. Авторы работы [5] относят намскую свиту к нижнему миоцену (аквитан, бурдигал), а составители этой схемы отмечают, что свита охарактеризована спорово-пыльцевым комплексом с *Castanea*, *Nyssa*, *Liquidambar*, *Sequoia* при доминировании более холодолюбивых пород. Приведенные в титуле палинокомплекса роды отмечаются крайне редко и не могут однозначно определять ни палеоэкологическую, ни палеоклиматическую обстановку времени накоп-

ления рассматриваемых отложений. Эти породы (*Castanea*, *Nyssa*, *Liquidambar*, *Sequoia*) могут рассматриваться или как примесь, являющаяся продуктом микрофитоклиматического фактора, или как перетложение.

По данным А.Ф.Фрадкиной, при доминирующей роли пыльцы сосновых и березовых, в отложениях намской свиты определяется 5—14% пыльцы термофилов, вполне «умеренной» экологии — *Juglans*, *Corylus*, *Carpinus* и др. Крайне редко отмечаются роды *Castanea*, *Liquidambar* и др. Таким образом, палинокомплекс из отложений намской свиты [17] представляет собой крайне обедненный вариант тургайской флоры позднемиоценового типа.

По результатам исследований 2004 г. разреза Мамонтовой горы, установлен также позднемиоценовый возраст свиты Мамонтовой горы, являющейся, по мнению многих исследователей, частью или продолжением намской свиты (имеется в виду одинаковая литологическая характеристика этих двух свит). Перечисленные варианты датировок намской свиты от раннего миоцена до плиоцена, не исключают позднемиоценовый возраст намской свиты. К выводу о позднемиоценовом возрасте намской свиты на основании детальных палеопалинологических исследований приходят и авторы настоящей статьи.

Стратон «белогорская толща и свита Мамонтовой горы» среднемиоценового возраста, выделенный по материалам В.А.Камалетдинова и А.Ф.Фрадкиной [13] в Нижне-Алданском районе (А-VIII-2), а также работы [12], требует особого внимания.

Решение этого вопроса стало возможным лишь в результате исследований 2002—2004 гг. геологов Якутской поисково-съёмочной экспедиции на обнажении Мамонтова гора. Когда в связи с фактами о различном возрасте этих двух стратон (белогорская свита и свита Мамонтовой горы), стало ясно, что на уровне среднего миоцена (серравалий) возможно оставить только белогорскую свиту. Свита Мамонтовой горы получает другой стратиграфический статус, ее возраст поздний миоцен (тортон и мессиний).

Не исключено, что в результате проведения в дальнейшем буровых работ и детальных стратиграфических исследований в районе Мамонтовой горы, выяснится, что белогорская свита — неотъемлемая часть (продолжение) тандинской свиты. Это подтверждается сходной литологией тандинской и белогорской свит и их близкой палинологической характеристикой. Свиту Мамонтовой горы на данном этапе исследований необходимо признать аналогом намской свиты позднемиоценового возраста; развиты свиты: тандинская — в восточном, белогорская — в западном крыле Нижне-Алданской впадины.

Л.М.Натапов и Р.А.Биджиев [14] считали возможным объединение этих двух свит. Скорее всего свита Мамонтовой горы представляет собой нижнюю (но не верхнюю) часть намской свиты, как это представ-

лено в работе [5]. Ведь в обнажении Мамонтова гора свита Мамонтовой горы непосредственно залегает на отложениях белогорской свиты, возможно, представляющей собой верхи тандинской свиты. Об этом же свидетельствуют изменения во времени представлений о соотношении этих двух (намской и мамонтогорской) свит у Л.М.Натапова и Р.А.Биджиева. В 1956—1960 гг. они считали, что свита Мамонтовой горы венчает разрез Нижне-Алданской впадины; а в 1966 г. эти авторы приходят к выводу, что место свиты Мамонтовой горы — верхи средней (тандинская, авт.) — низы верхней (намская, авт.) толщи.

Геологические данные и обоснование всех подтвержденных и вновь выделенных в обнажении Мамонтова гора свит в данной статье приведены по материалам Л.П.Жариковой и Л.И.Сметанниковой [8].

Белогорская свита (N_{1bg}) наблюдается в основании обнажения практически на всем его протяжении. Кровля свиты размыта, подошва ниже уреза воды. Видимая мощность около 7 м. Это мелкозернистые, косослоистые, слаболитифицированные пески с прослоями глин, лигнитизированных растительных остатков и включением караваеобразных глинистых стяжений. В центральной части обнажения найдено подобное глинистое стяжение размером около 0,3–1,5 м. Глина маслянистая, жирная на ощупь, очень пластичная, ярких цветов (белый и зеленый). Ограничено стяжение корочкой (толщина до 1,5 см) алевроита тонкозернистого, слаболитифицированного, табачной окраски, с каемкой (до 2 мм) коричневого цвета. В низкую воду в 1,1 км ниже устья руч.Аппа наблюдаются элювиальные развалы слаболитифицированных, разнотернистых, косослоистых, ожелезненных, темно-бурых песчаников. Мощность развалов около 5 м.

Палинофлора белогорской свиты обладает всеми признаками тургайских флор, развивающихся на территории средних широт Евразийского материка на протяжении олигоцена и миоцена. Это выражается в доминирующей роли двух основных семейств северного полушария — *Pinaceae* (35—45%) и *Betulaceae* (18—22%).

Сосновые представлены на 1/3 (12—25%) пылью темнохвойных: *Abies*, *Picea*, *Tsuga*, единичными зернами *Pseudotsuga*, *Cedrus*, *Pseudolarix*, *Keteleeria*; 2/3 спектров составляют сосны (до 10 видов). Отмечается пыльца лиственницы двух видов (до 1%).

В семействе березовых пыльца ольхи (*Alnus*) занимает до 15% объема, пыльца крупных берез — *Betula* sect. *Costatae*, *B.* sect. *Albae*, *B.* sp. (круп.) — 0,5—1,5%, пыльца березовых и ольховых кустарников столько же.

Группа пыльцы термофильных элементов флоры составляет 18,3—22,4% от спектров. В состав каждого спектра входит по 12—14 таксонов. Чаще других (6—14%) в спектрах отмечается пыльца граба (*Carpinus*) — до четырех видов и лещины: *Corylus*

heterophylla Fisch. ex Bess., *C. cornuta* L., *C. ferox* Wall., *C. californica* (Dc.) Rose до 3—4%.

В долях процента постоянно отмечается пыльца *Comptonia*, *Myrica*, *Juglans*, *Caprifoliaceae* родов наиболее «умеренной» экологии. Пыльца *Magnoliaceae*, *Ulmaceae*, *Ulmus*, *Fagus*, *Castanea*, *Pterocarya*, *Engelhardtia*, *Acer*, *Cornaceae* отмечается редко и единично. Некоторые из них — *Magnoliaceae* и *Engelhardtia* — встречаются крайне редко.

Споровую группу составляют в основном споры *Sphagnum*, *Polypodiaceae*.

Таким образом, мы наблюдаем в отложениях белогорской свиты достаточно «умеренный» вариант тургайской флоры, характерный, безусловно, для миоценовых отложений Северо-Восточного региона. Возраст белогорских слоев, определенный предшественниками по трем видам палеоботанических остатков (палинологические, карпологические и листовая флора) как среднемиоценовый (серравалий) [2], является наиболее обоснованным и авторами настоящих исследований не пересматривается.

С размывом на белогорских образованиях залегают осадки свиты Мамонтовой горы, содержащие большое количество растительных остатков как *in situ*, так и переотложенных.

Поскольку в процессе работ 2002—2004 гг. получены новые данные о возрасте свиты Мамонтовой горы, что стало возможным в результате разграничения переотложенной и инситу частей спорово-пыльцевых спектров, необходимо более подробно рассмотреть проблему переотложения.

Вопрос о переотложении не только микроостатков (пыльца и споры), наблюдающееся повсеместно, но и макрофлористических объектов особенно актуален при стратиграфической интерпретации палеоботанических материалов такого сложноустроенного неоген-четвертичного обнажения как Мамонтова гора.

Факт переотложения различных палеоботанических остатков отмечался и предыдущими исследователями [1, 7 и др.]. Однако оно часто не учитывалось как один из инструментов формирования палеоботанического содержимого исследуемых толщ, это порождало ряд ошибок в датировках слоев.

Так, на наш взгляд, не всегда правомерной оказывается датировка слоев по листовым отпечаткам, выделенным из алевролитовых или аргиллитовых окатышей, содержащихся в косо- и горизонтально-слоистых песках свиты Мамонтовой горы в переотложенном состоянии. Ю.П.Баранова с соавторами [2], признавая образование гальки свиты Мамонтовой горы за счет переотложения обломков конкреций из нижних горизонтов, тем не менее, допускают возможность датировки слоев по отпечаткам листьев из этих конкреций.

Стратиграфическая интерпретация карпологических остатков также производится без учета возможности их переотложения, по крайней мере их части,

которая четко прослеживается даже визуально. При отмывании карпологических проб наблюдается разная окраска и сохранность шишек хвойных. В прослоях трухи белогорских песков шишки хвойных часто «закрыты», имеют железистую пропитку, они минерализованы, тяжелые (тонут в воде), цвет коричнево-бурый, иногда с песчинками, «приваренными» к ним железистым раствором. В прослоях растительных остатков свиты Мамонтовой горы рядом с тяжелыми бурыми остатками содержатся темно-серые более легкие шишки, семена и вегетативные части растений явно более молодого возраста. Выше по разрезу доля темно-серых легких остатков увеличивается, одновременно уменьшается количество ожелезненной бурой органики.

В отношении палеопалинологического содержания слоев наблюдается то же самое. С той лишь разницей, что ввиду большей насыщенности слоев микроорганикой переотложение этих палеоботанических остатков носит повышенную вероятность, поэтому выявление наиболее «чистых» палиноспектров, лишенных переотложенной среднемиоценовой пыльцы, требует просмотра большего числа проб. Количественно-статистический анализ содержимого этих проб, включая анализ экологической несовместимости разных родов, помогает восстановлению «инситу» палинологического содержимого и более достоверному определению возраста отложений.

Неоценимое значение в решении проблемы о переотложении имеет работа П.И.Дорофеева [7], который еще в 1969 г. отмечал, что «...шишки хвойных, орехи и мелкие плоды и семена третичных растений встречаются не только в нижнем горизонте..., но в переотложенном состоянии и выше, в самих четвертичных отложениях» [7, с. 9]. Эта цитата подтверждает, что П.И.Дорофеев однозначно признает существование переотложения в отложениях обнажения Мамонтова гора.

Свита Мамонтовой горы (N_{1mg}) прослеживается на большей части обнажения. По литологическим признакам, характеру преобладающей слоистости, в ней выделяются две подсвиты — нижняя и верхняя.

Нижняя подсвита (N_{1mg_1}) представлена песками разнозернистыми, желтоватыми, преимущественно косослоистыми, кварц-полевошпат-карбонатными, содержащими большое количество гумусированных растительных остатков, иногда ожелезненных.

Для **верхней подсвиты (N_{1mg_2})** характерны пески полевошпат-кварцевые, светло-серые до белесоватых, чаще горизонтально-слоистые. На границе нижней и верхней подсвит наблюдается локальный размыв.

Спорово-пыльцевой комплекс нижней подсвиты характеризуется обилием пыльцы семейства сосновых (*Pinaceae*) и семейства березовых (*Betulaceae*). Среди сосновых превалирует пыльца разнообразных сосен — в сумме до 25—30%. Заметно возрастает роль сосен секции *Cembrae* — до 6—9% (*Pinus* subgen.

Haploxydon, *P. sect. Cembrae*, *P. sibirica*, *P. korajensis*.) в отличие от спорово-пыльцевого комплекса белогорской свиты (2—3%), там большую часть спектров занимают более «экзотичные» сосны типа *Pinus* sect. *Taeda*, *P. sect. Banksia*. Пыльца темнохвойных в разы меньше: *Abies* — единично; постоянно и достаточно разнообразно представлены ели — *Picea* sect. *Eupicea* (Sieb. et Zucc.) Carr, *P. jezoensis*, *P. obovata* Ledeb., *P. sect. Omorica*, *P. sp.* и др., а также тсуги — *Tsuga canadensis*, *T. diversifolia*, *T. crispa*, *T. sp.*; единично встречается пыльца лиственницы *Larix*, кетелеерии *Keteleeria* и ложетсуги *Pseudotsuga*. Все перечисленные роды обычно входят в состав сосновых лесов, где темнохвойные участвуют как примесь — *Picea*, *Tsuga*, *Abies*, *Keteleeria*, *Pseudotsuga*.

Второе ландшафтообразующее семейство (березовые) занимает также доминирующее положение — 20—25%. Среди них, чаще, отмечается пыльца ольхи (*Alnus*) 12—16%; крупных берез меньше (*Betula* sect. *Costatae*, *B. sect. Albae*, *B. sp.*) — до 3—5%, берез кустарниковых — чаще до 7—10%, ольховника — 3—3,5%.

Пыльца верескоцветных (*Ericales*) до 6%, ивы (*Salix*) 0—4%, пыльцы трав 1—2%. Среди спор (в сумме чаще 12%) больше половины сфагновых мхов (*Sphagnum*) и кочедыжниковых папоротников (*Polypodiaceae*).

Доля пыльцы термофильных растений в этом спорово-пыльцевом комплексе чаще составляет 5—7%, редко до 9%. Количество таксонов этой группы колеблется от 4 до 11%. Представлены они наиболее умеренными родами: *Corylus* (*C. heterophylla*, *C. ferox*, *C. cornuta*, *C. chinensis*, *C. sp.*), *Myrica* sp. 2—3 вида, *Comptonia* sp., *Carpinus* sp. и *Juglans cinerea* L. Редки находки пыльцы *Ulmus* sp., *Castanea* sp., *Quercus* sp., *Moraceae* gen. sp., *Anacardiaceae* gen. sp., *Ilex* sp. и некоторые роды из семейства *Caprifoliaceae*. Все перечисленные признаки спорово-пыльцевых спектров свидетельствуют о позднемиоценовой возрастной принадлежности подсвиты. Она представляет собой обедненный тип тургайской флоры, сходный с хапчанской флорой бассейна р.Омолы, определяющей статус регионального стратиграфического горизонта.

Верхняя подсвита с локальным размывом залегает на нижней. Мощность верхней подсвиты около 30 м. Она представлена песками полевошпато-кварцевыми, светло-серыми до белесоватых, чаще горизонтально-слоистыми. Палинокомплекс, определенный в верхней подсвите свиты Мамонтовой горы, обладает признаками преемственности от палинокомплекса, установленного в нижней.

При обилии пыльцы сосновых (*Pinaceae*) и березовых (*Betulaceae*), внутри каждого семейства наблюдаются перестановки. При сохранении позиций гаплоидных сосен 2—5%, возрастает участие пыльцы *Pinus silvestris* до 4—6%; чаще отмечается пыльца

лиственницы (*Larix*) до 3—4%. Уменьшается участие ольхи (*Alnus*) до 7—10% (против 12—16% в нижнем палинокомплексе). Термофилы отмечаются чаще всего (8—10%). Редко (в 1 пробе из 7), отмечается пыльца *Juglans*, *Castanea*, *Fagus*, *Cornus*, *Acer*. Основную массу термофильной группы представляют наиболее холодостойкие породы — *Corylus*, *Myrica*, *Carpinus*. Как видно, данная палинофлора обладает всеми чертами позднемиоценовых флор Северо-Востока. Формирование обеих пачек песков происходило в палеофлористических условиях стабилизации позиции цемброидных сосен и обеднения общего таксономического состава сосновой флоры позднего миоцена. Таким образом, две подсвиты, составляющие отложения свиты Мамонтовой горы, датируются авторами настоящей работы поздним миоценом N_1^3 , но не средним N_1^2 как у предшественников. Подобное датирование стало возможным в результате разделения (насколько это возможно) пыльцы, залегающей «in situ» и пыльцы переотложенной.

Талинская свита (N_1^{tl}) установлена в 1,2 км вниз по течению от руч.Аппа. Название дано по оз.Тала, расположенному на левом берегу р.Алдан, в районе обнажения Мамонтова гора. В свите пески разнозернистые желтовато-серые, кварц-полевошпатовые, косослоистые. Слоистость перекрестная, часто линзовидная, слойки вогнутые. Галька мелкая, хорошо окатанная, в виде включений и цепочек. Органические остатки (в виде линз и отдельных включений) гумусированной растительности (обломки и отщепы древесины). В средней части обнажения залом из веток, стволов, древесной трухи размером (по стенке обнажения) 1,5 1,5 м. В заломе найдена переотложенная ожелезненная шишка *Pinus itelmenorum*. В обнажении встречаются, как переотложенные, нацело измененные обломки гумусированной древесины, черного или темно-коричневого цвета, со сплюснутыми стволами деревьев, так и обломки древесины, измененные только сверху и сохранившие свежий облик внутри. Предполагаемая мощность до 35 м. Отложения талинской свиты вложены с размывом в мамонтовогорские осадки.

Палинокомплекс, выделенный из талинских песков, характеризуется следующими особенностями: в сосновой части спорово-пыльцевого комплекса рядом с цемброидными соснами (до 5—6%) заметно возросла встречаемость пыльцы *Pinus silvestris* (до 9—11%), *Larix* (до 3%), число разновидностей сосен уменьшилось. Характер хвойных лесов приблизился к современным растительным формациям. Доля термофилов сохранилась на уровне 10%, представлены они почти исключительно родами *Corylus*, *Carpinus*, *Myrica*. Связано это, вероятно, с «осветлением» лесов, увеличением кустарникового яруса. Формирование толщи происходило в условиях дальнейшего похолодания и иссушения климата и продолжающегося обеднения тургайской флоры по сравнению со временем накопления

свиты Мамонтовой горы. Считаем возможным отнести талинскую свиту к позднему миоцену.

Нижнеаппинская свита (N_{1-2}^{np}) названа по руч.Аппа (левый приток р.Алдан). Установлена в верхней части обнажения на протяжении примерно 1 км выше и ниже по течению от устья руч.Аппа. С размывом перекрывает свиту Мамонтовой горы. Предполагаемая мощность до 25 м. Базальными слоями нижнеаппинской свиты является горизонт песков ожелезненных, крупно- и среднезернистых, кварцевых, хорошо промытых, в основании слоя (0,2 м) с мелкой галькой и гравием. Слоистость неясная, горизонтальная (3 м). Выше залегают пески мелкозернистые, голубовато-серые, кварцевые, косо- и волнисто-слоистые. Слоистость подчеркивается наилком (2—3 мм) из детрита гумусированной растительности (5,3 м). Завершают разрез пески разнозернистые, рыжевато-желтые, с тонкими прослоями алеврита, включением и прослоями мелкой гальки (2,3 м).

Нижнеаппинские пески содержат палинокомплекс следующего состава. Основные лесообразующие породы, сосновые и березовые составляют в сумме до 50%. Здесь уменьшилось разнообразие диплоидных сосен — *Pinus subgen. Diploxylon*, чаще отмечается лишь *Pinus silvestris* до 4%. Из гаплоидных сосен фиксируется чаще пыльца кедрового стланика, а также *Pinus sibirica* в сумме около 5%. Среди берез постоянны находки пыльцы кустарниковых берез *Betula* мелкая. Группа «термофилов» в этих спектрах, так же как и в спорово-пыльцевом комплексе, выделенных из песков верхней подсвиты свиты Мамонтовой горы, составлена чаще мелкой пылью лещины *Corylus* и граба *Carpinus* — до 3—4 разновидностей. Широколиственных пород здесь нет.

Развитие светлохвойных лесных формаций с кустарниками характерно обычно для самого конца миоцена—начала плиоцена, не противоречит этому и сохранность спор и пыльцы.

Верхнеаппинская свита (N_{2vp}) названа по руч.Аппа (левый приток р.Алдан). Установлена в верхней части обнажения в 1,2 км вниз по течению от руч.Аппа. С размывом перекрывает талинскую и, возможно, нижнеаппинскую свиты. Свита представлена песками разнозернистыми, серыми и желтовато-серыми, кварцевыми, косо- и горизонтально-слоистыми, с прослоями алевритов и галечников. Предполагаемая мощность около 10 м.

Перекрываются верхнеаппинские пески позднечетвертичными льдистыми серыми суглинками. На контакте позднечетвертичных суглинков и плиоценовых песков фиксируется древняя дневная поверхность. Здесь располагаются неокатанные обломки метаморфизованных алевролитов с корочкой выветривания вишневого цвета. В обломках на сколе видна четкая зональность выветривания.

Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из отложений верхнеаппинской свиты, характеризуется

преобладанием достаточно молодых, плиоценовых элементов. Это тонкие светлоокрашенные пыльцевые зерна сосны обыкновенной *Pinus silvestris*, мелких берез *Betula fruticosa*, *B.* мелкая, ольховника *Alnaster*, отмечается также тонкая пыльца лещины *Corylus*. Наряду с этим, встречаются единичные зерна трав — маревых *Chenopodiaceae*, осок *Cyperaceae*, а также спор зеленых мхов *Bryales*.

Таксономический состав палиноспектров, а также угнетенный вид пыльцы и спор, свидетельствуют о продолжающихся ухудшениях условий произрастания растений, продуцирующих эту пыльцу, связанных с дальнейшей континентализацией климата, характерной для второй половины плиоцена. Это подтверждает и облик растительных тканей, наблюдаемых рядом с перечисленной пыльцой. Остатки светлой окраски, эластичны, принадлежат скорее травянистым, а не древесным растениям, как это наблюдается во всех других пробах, отобранных из более древних отложений.

Таким образом, полевые работы в районе обнажения Мамонтова гора позволили детализировать стратификацию неогеновых отложений восточного крыла Нижне-Алданской впадины. Эти исследования показали, что в обнажении Мамонтова гора вскрывается наиболее представительный разрез от среднемиоценовых до плиоценовых образований включительно, с отраженными в структуре отложений фаціальными изменениями в результате неотектонических и других геологических событий в регионе.

Продолжая обзор свит, выделяемых на Нижне-Алданской площади, необходимо отметить, что:

табагинская свита, выделенная Г.Ф.Лунгерсгаузен в 1955 г. и послужившая авторам работы [5] стратотипом для обоснования табагинского регионального стратиграфического горизонта в среднеплиоценовом возрастном уровне, является ни чем иным, как стратиграфическим аналогом раннеплиоценовых свит, выделенных в разное время на Мамонтовогорской площади «толщи ожелезненных песков» по Ю.П.Барановой [2], аппинской свиты, по В.А.Камалетдинову [5] и нижеаппинской свиты, по Л.П.Жариковой, Л.И.Сметанниковой [8]. Их аналог — солбанская свита, представленная в качестве местного стратиграфического подразделения на Кангаласской площади [5]. Геологические тела, послужившие основой для выделения всех перечисленных свит, это в разной степени ожелезненные пески, гравийники, галечники, широко распространенные по площади и часто находящиеся на разных гипсометрических уровнях, иногда представляющих собой полигенетическую поверхность выравнивания. Они являются важным геологическим и стратиграфическим репером пограничных позднемиоцен-раннеплиоценовых отложений;

дыгальская свита позднеплиоцен-раннеплейстоценового возраста выделена в нижнем течении р.Алдан

М.Н.Алексеевым (1961) в качестве местного стратиграфического подразделения. В работе [5] на Мамонтовогорской площади она помещена на уровень гелазского яруса. Палинокомплексы, приведенные для обоснования возраста свиты у М.Н.Алексеева, В.А.Камалетдинова (1990), содержат до 13 таксонов термофильных растений (в числе их *Taxodiaceae*, *Podocarpaceae*, *Juglandaceae*, *Quercus*, *Ulmus*, *Comptonia* и др.), что несовместимо с позднеплиоценовой возрастной привязкой палинокомплексов. Наиболее обоснована в палеопалинологическом плане на уровне гелазского яруса — верхнеаппинская свита, выделенная в материалах Л.П.Жариковой, Л.И.Сметанниковой в разрезе обнажения Мамонтова гора.

Таким образом, по результатам работ последних лет и, с учетом многолетних геологических и стратиграфических разработок по кайнозойским отложениям Северо-Востока, авторам представляется возможным: 1) пересмотреть возраст: таттинской свиты с низов раннего олигоцена на олигоцен в полном объеме; тандинской свиты — со второй половины раннего олигоцена на ранний—начало среднего миоцена; намской свиты — со среднего миоцена на поздний миоцен; свиты Мамонтовой горы — со среднего миоцена на поздний миоцен; 2) признать стратиграфическими аналогами намскую свиту и свиту Мамонтовой горы на настоящем этапе исследований; первая развита в западном, вторая — в восточном крыле Нижне-Алданской впадины; 3) перевести белогорские слои в ранг свиты и вывести из состава свиты Мамонтовой горы, возраст белогорской свиты — средний миоцен; 4) выделить три новых неогеновых подразделения: а) талинскую свиту позднемиоценового возраста, б) нижеаппинскую свиту позднемиоцен-плиоценового возраста, в) верхнеаппинскую свиту плиоценового возраста.

В заключение перечислим изменения, предлагаемые в Региональную стратиграфическую схему палеогеновых и неогеновых отложений востока Сибирской платформы [5].

В связи с изложенным требуется корректировка основного стратиграфического документа, составленного в 2005 г. для востока Сибирской платформы [5]. На основании отмеченного необходимо внести следующие изменения:

1. Расширить возрастные рамки таттинского горизонта на олигоцен (рюппель-хатт) почти в полном объеме. Стратотип — таттинская свита.

2. Тандинский горизонт, согласно изменению возраста тандинской свиты, поместить в возрастную уровень раннего—начала среднего миоцена (аквитан, бурдигал, лангий). Стратотип — тандинская свита.

3. Выделить белогорский региональный стратиграфический горизонт в возрастном объеме серравальского яруса Европейской стратиграфической шкалы. Стратотип — белогорская свита. Мамонтовогорский горизонт, занимающий в работе [5] уровень серравалия, в

связи с пересмотром возраста свиты Мамонтовой горы на позднемiocеновый, необходимо упразднить.

4. Намский горизонт должен занять позднемiocеновый подотдел (торгонский и мессинский ярусы). В него входят намская свита (стратотип), свита Мамонтовой горы, талинская свиты.

5. Выделить нижнеаппинский региональный стратиграфический горизонт в возрастном объеме занкльского яруса Европейской стратиграфической шкалы. Стратотип — нижнеаппинская свита.

6. Предлагается упразднить табагинский региональный стратиграфический горизонт, занимающий в схеме [5] уровень паченцового (средний плиоцен) яруса Европейской стратиграфической шкалы, поскольку табагинская свита (стратотип табагинского горизонта), является геологическим и стратиграфическим аналогом раннеплиоценовых (занкльский ярус) солбанской, аппинской и нижнеаппинской свит.

7. Выделить верхнеаппинский региональный стратиграфический горизонт в возрастном объеме гелазского яруса Европейской стратиграфической шкалы. Стратотип — верхнеаппинская свита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Северо-Восток СССР. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. — М., Наука, 1964.
2. Баранова Ю.П., Ильинская И.А., Никитин В.П. и др. Миоцен Мамонтовой горы (стратиграфия и ископаемая флора). — М.: Наука, 1976.
3. Биджиев Р.А. Третичные отложения Нижне-Алданской впадины (Центральная Якутия) // Бюл. МОИП. Отд. геол. № 2. 1959. С. 142—143.
4. Биджиев Р.А., Лунгерсгаузен Г.Ф. и др. Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР. Масштаб 1:1000 000. Лист Р-52. — М., 1957.
5. Гриненко О.В., Камалетдинов В.А., Иваненко Г.В., и др. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений востока Сибирской платформы. — Якутск, 2005.
6. Гриненко О.В., Сергеев А.И., Белолобский И.Н. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока Якутии. — Якутск, 1998.
7. Дорофеев П.И. Миоценовая флора Мамонтовой горы на Алдане. — Л.: Наука, 1969.
8. Жарикова Л.П., Сметанникова Л.И. Новые представления о стратификации неогена опорного разреза «Мамонтова гора» // Вестник Госкомгеологии №1 (7). 2005. С. 66—74.
9. Жарикова Л.П., Савченко А.Г., Комзина Т.И. Стратиграфия олигоцен-миоценовых отложений Яно-Омолуйского междуречья / Вопросы геологии и энергетики Якутии. — Якутск, 2000. С. 54—57.
10. Жарикова Л.П., Комзина Т.И. Тургайские палинофлоры олигоценового и миоценового времени на территории Северо-Востока России / Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. — М., 1999. С. 105—106.
11. Жарикова Л.П., Комзина Т.И. Унификация стратиграфических схем и тургайские палинофлоры олигоценового и миоценового времени на северо-востоке Евразийского материка / Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. — М., 1999. С. 113—119.
12. Жарикова Л.П., Комзина Т.И. Легенда Верхоянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (новая серия). Палеогеновый и неогеновый периоды / Под ред. А.П. Кропачева. — Якутск, 1999.
13. Камалетдинов В.А., Фрадкина А.Ф. Легенда Нижнеамгинской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). — Якутск, 1999.
14. Напатов Л.М., Биджиев Р.А. Новые данные о строении Нижне-Алданской впадины // Геология и геофизика. № 12. 1966. С. 65—71.
15. Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система. — Л.: Недра, 1982.
16. Фрадкина А.Ф. Споры-пыльцевые комплексы неогеновых отложений бассейна нижнего течения р. Алдана по разрезу Намской опорной скважины // Вопросы геологии и нефтегазоносности Якутской АССР. — М.: Гос-топтехиздат, 1958. С. 80—90.
17. Фрадкина А.Ф., Киселева А.В., Жарикова Л.П. и др. Позднеолигоценовая и миоценовая флора бассейна Алдана и ее сравнение с флорами Северо-Востока СССР и Аляски / Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. — М.: Наука, 1971. С. 22—39.
18. Ян-Жин-Шин В.А., Баранов В.В., Гриненко В.С. и др. Легенда Верхоянской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (дополнения и изменения). — Якутск, 2006.

Среднедевонские отложения северной части Казахстанского Урала

Е.В.ЧИБРИКОВА, В.А.ОЛЛИ (Институт геологии УНЦ РАН)

Рассматриваемым в статье отложениям необходимо предпослать информацию о границах соответствующих стратонев девона. Споры растений наиболее четко показывают естественные рубежи геологических событий данного периода времени и, вместе с тем, нелегитимность ряда границ в Международной стратиграфической шкале (МСШ), основывающейся на конодонтах.

По смене комплексов спор в разрезе девона (не только на Урале, но и в других регионах) средний отдел начинается палинозойной *R. clandestinus* (такатинский и вязовский горизонты Урала и их аналоги).

В разрезах Баррандиена (Чехословакия) данный рубеж отвечает нижней границе далее — конодонтовой зоне *nothoperbonus* [15,16]. Как начало среднего девона рассматриваются дальнейшие сланцы и по аммоноидеям [1]. Между тем в МСШ за границу нижнего и среднего девона принят более высокий рубеж — конодонтовые зоны *patulus*—*partitus*. В «наших» разрезах он проходит внутри бийского горизонта и его аналогов; такое разграничение отделов нельзя считать корректным.

По палинологическим данным [16] средний отдел девона составляют эйфельский и живетский ярусы, но не с теми границами, которые приняты в МСШ.* К эйфельскому ярусу относятся такатинский и вязовский горизонты (нижний подъярус), койвинско-афонинский интервал разреза (верхний подъярус). Верхний ярус среднего девона — живетский, характеризующийся брахиоподами *Stringocephalus burtini*, спорами *Geminospora extensa* и конодонтами зоны *varcus*.**

В начале разработки стратиграфии Казахстанской части Южного Урала были выделены шандинская свита (верхи нижнего девона—низы эйфеля), чанчарская и айтпайская соответственно эйфельского и живетского возрастов [7, 8, 9, 11].

Шандинская свита, названная по р.Шанды (рис. 1), левому притоку р.Жаксы-Каргала, распространена на сравнительно ограниченной территории — в бассейне верховьев р.Жаксы-Каргала, на междуречье последней и р.Урал.

* Международной подкомиссией по стратиграфии девона не рекомендуется употреблять названия ярусов, если стратиграфический объем их и границы отличаются от таковых в МСШ. В то же время, Межведомственным стратиграфическим комитетом России «не принято» выделять регионалы. В такой ситуации, может быть, следует наименования стратонев девона МСШ употреблять в кавычках?

** Подобная стратификация принималась в Унифицированных стратиграфических схемах Урала 1980 г. [13]. Однако неверным в них было включение афонинского горизонта в живетский ярус.

Знакомство с разрезами этой свиты привело авторов к заключению, что она является типичной олистостромой или микститом. Вывод о том, что шандинская свита — олистострома, был сделан ранее некоторыми исследователями [10, 14, 11].

Как все микститы, данная свита складывается обломками пород различного состава и возраста, разного размера и степени окатанности, беспорядочно нагроможденными в матриксе. Среди обломков встречаются вулканиты, туфогенные породы, но преобладают осадочные, особенно известняки. Имеются также песчаники, алевролиты, разнообразные кремнистые образования.

Известняки чаще всего биогермные, иногда мраморизованные, первоначально принимались за линзы, «нормально» залегающие в разрезе. По содержащейся в них фауне возраст шандинской свиты определялся как конец раннего—начало среднего девона, или как кобленцкий — раннеэйфельский [7, 4]. Нередко такие известняки, обнажающиеся крупными изолированными блоками или цепочками блоков, только и включаются в шандинскую свиту. В этом случае определяется ее минимальная мощность до 30 м [4], максимальные же величины указываются в 200—230 м.

Породы матрикса микстита (алевролиты, песчаники, аргиллиты) слагают маломощные прослои и линзы. Почти все споросодержащие образцы отбирались авторами из матрикса. Два таких образца — из шандинской свиты, обнажающейся на правом притоке р.Шанды (см. рис. 1, точка 10), один образец — на левом берегу р.Карабутака в приустьевой части (см. рис. 1, точка 9). Наиболее богатые комплексы растительных микрофоссилий обнаружены в двух разрезах на левобережье р.Жаксы-Каргала (см. рис. 1, точки 7 и 8). Один из них находится к северу от триангуляционного пункта 404,8 м, в 4 км выше плотины Каргалинского водохранилища. Рассматриваемая свита хорошо обнажена здесь в подмывах его левого берега на протяжении примерно 700 м, прослеживаясь от уреза воды на высоту 30—40 м.

В одном образце из олистолита кремнистых пород были обнаружены акритархи силура, а в пяти образцах из матрикса — богатые комплексы спор, близкие между собой (рис.2). Данную ассоциацию спор можно считать эйфельской, хотя она включает небольшое число раннедевонских форм (*Emphanisporites*). Они, очевидно, переотложенные, что вполне естественно для олистостромовых образований (микститов).

Определить возраст более точно сложно, так как в комплексе спор отсутствуют зональные виды — ин-

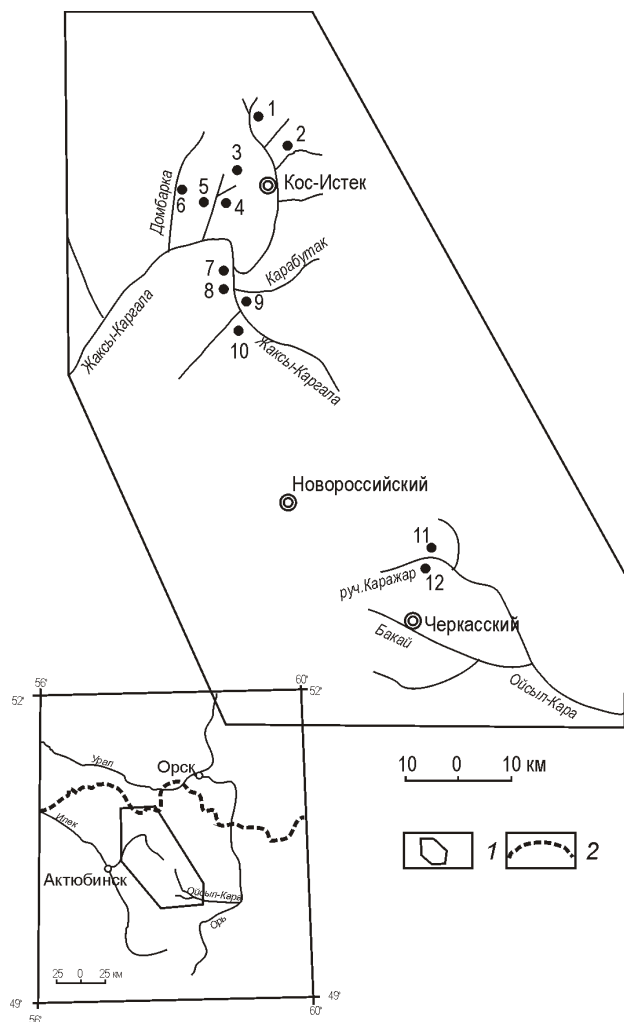


Рис. 1. Схема расположения разрезов с находками спор растений из шандинской и чанчарской свит:

1 — территория исследований; 2 — граница Казахстана и Оренбургской области России; разрезы: 1 — в бассейне верховьев р.Кос-Истик; 2 — на р.Кос-Истик у северо-западной окраины одноименного поселка; 3 — в верховье р.Чанчар; 4 — на левом притоке р.Чанчар; 5 — на правом берегу р.Чанчар; 6 — на левом берегу р.Домбарка; 7, 8 — на левобережье р.Жаксы-Каргала (Каргалинское водохранилище) напротив устья р.Карабутак; 9 — на левом берегу р.Карабутак в приустьевой части; 10 — на правом берегу р.Шанды; 11, 12 — на руч.Каражар

дексы. В то же время в нем присутствуют транзитные формы в пределах эйфеля, или раннего девона и эйфеля.

Сходный разрез шандинской свиты с аналогичной палинологической характеристикой расположен в 3 км южнее рассмотренного на левом берегу Каргалинского водохранилища, напротив устья р.Карабутак (см. рис. 1, точка 8).

Следует отметить, что породы рассматриваемой свиты слагают фрагменты Косистекско-Аксуйского тектонического покрова [11] в его фронтальной западной части. Такими же фрагментами покрова явля-

ются и другие отложения — среднедевонские и силурийские в более восточных разрезах. Поэтому между ними наблюдаются разные структурно-тектонические соотношения. Например, в крайних северных выходах шандинской свиты на левобережье Каргалинского водохранилища она перекрывается силурийскими отложениями. На левобережье р.Карабутак (правый приток р.Жаксы-Каргала) в его приустьевой части отмечалось то же самое [5].

Чанчарская свита, названная по р.Чанчар, или Шоншар, правому притоку р.Жаксы-Каргала, была выделена теми же исследователями, что и шандинская. Если шандинскую целиком можно считать микститом (олистостромой), то в чанчарской свите обломочные образования составляют лишь часть ее разреза.

Набор пород, слагающих данную свиту, довольно резко меняется даже на небольших площадях. Во многих разрезах свита слагается в основном вулканогенными образованиями, которые в стратотипе по петрохимическим особенностям были подразделены [3] на две толщи. Нижняя из них представлена субщелочными андезито-базальтовыми порфиритами, верхняя — своеобразными калиевыми щелочными базальтоидами, получившими от упомянутого исследователя название «чанчариты».

Среди вулканитов преобладают обломочные разности, преимущественно грубые брекчии. В основании рассматриваемых образований залегает толща туфогенно-осадочных слоистых пород небольшой мощности. Линзовидные прослои, слоистые пачки туфоалевролитов, аргиллитов, песчаников встречаются и среди вышележащих вулканогенных пород, которые включают также в некоторых разрезах глыбы известняков разных размеров. Чаще всего они бывают приурочены к полимиктовым конглобракциям, но иногда залегают в виде отдельных тел среди вулканитов.

Возраст известняков (по фауне в них) большей частью эйфельский, реже раннедевонский и силурийский. По наиболее молодой фауне в известняках чанчарская свита относилась к верхнему эйфелю [4, 5, 11, 13].

У чанчарской, как и у шандинской свиты, наблюдаются тектонические контакты с силурийскими и верхнедевонскими отложениями. В разных разрезах видны различные фрагменты этой свиты, входящие в состав Косистекско-Аксуйского тектонического покрова. Мощность рассматриваемой свиты 200—800 м.

На р.Чанчар растительные микрофоссилии были найдены в трех разрезах [17]. Один из них — на левом берегу в 1,7 км ниже зимовья Шоншар, второй — в левом ответвлении речки в 0,7 км к востоку от зимовья, третий — на правом берегу р.Чанчар в 2 км ниже по течению от того же зимовья (см. рис. 1, точки 3, 4, 5). Во всех указанных разрезах — идентичные эй-

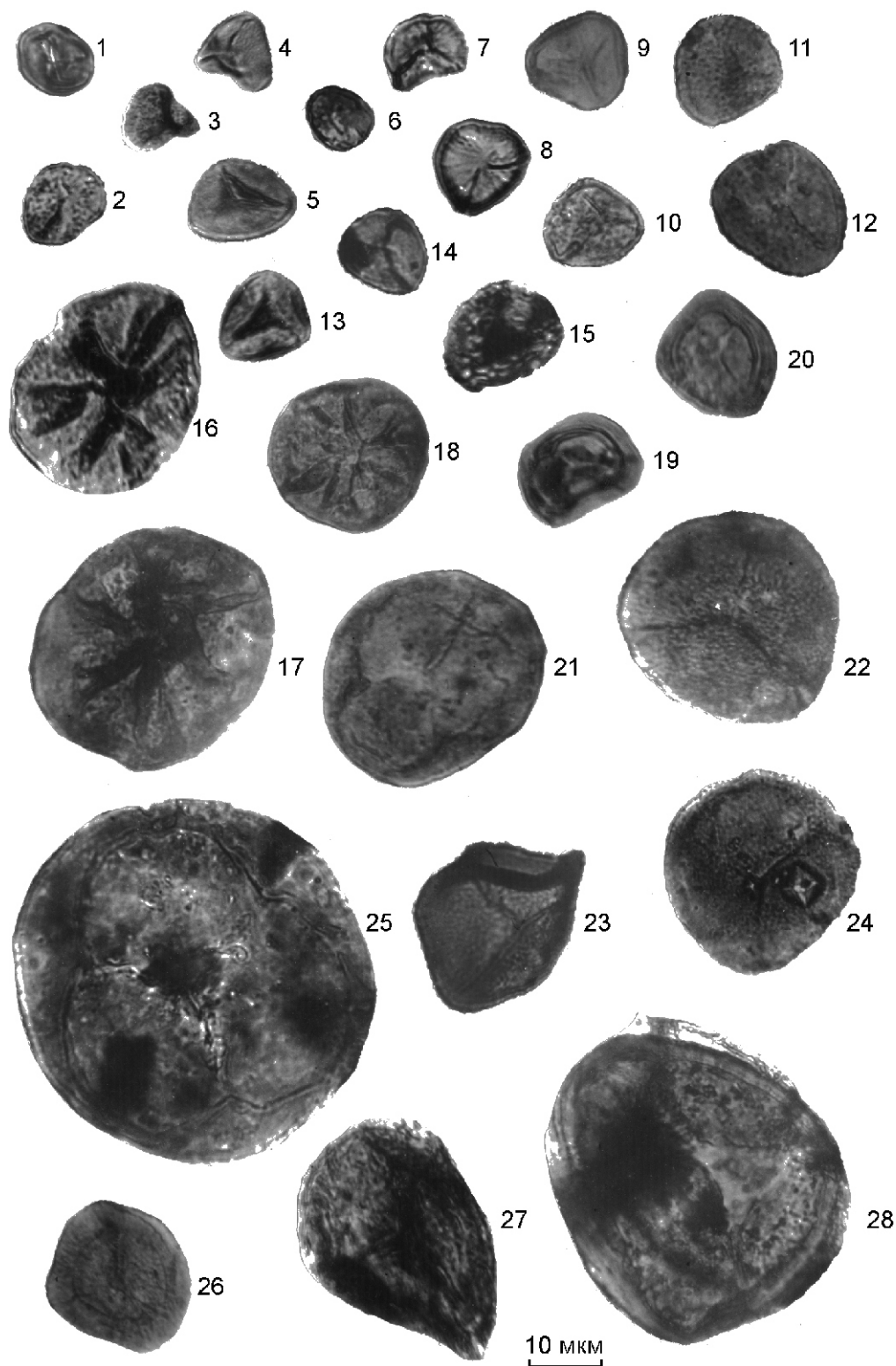


Рис. 2. Комплекс спор из шандинской свиты левобережья р. Жаксы-Каргала:

1 — *Retusotriletes* aff. *minor* Kedo; 2, 4 — *Acanthotriletes parvispinosus* Naum; 3 — *A. perpusillus* Naum; 5 — *A. aff. parvispinosus* Naum; 6 — *Brochotriletes minutissimus* Tschibr; 7, 8 — *Emphanisporites minutus* Allen; 9, 10 — *Camarosonotriletes devonicus* Naum; 11, 12 — *C. aculeatus* Kedo; 13 — *C. minutus* (Naum.) Tschibr; 14 — *Apiculiretusispora* sp. 32818 McGregor; 15 — *Dictyotriletes minor* Naum. var. *nigritellus* Nadt; 16-18 — *Emphanisporites radiatus* Schultz; 19, 20 — *Archaeozonotriletes chulus* (Cramer) var. *nanus* Rich. et Lister; 21 — *Retusotriletes communis* Naum. var. *modestus* Tschibr; 22 — *Apiculiretusispora divulgata* (Tschibr.) Tschibr; 23 — *A. divulgata* var. *plicata* (Tschibr.) Tschibr; 24 — *A. gaspiensis* McGregor; 25 — *Retusotriletes dubiosus* McGregor; 26 — *Hymenozonotriletes* sp. 2; 27 — *H. proprius* Olli et Tschibr; 28 — *H. altus* Kedo

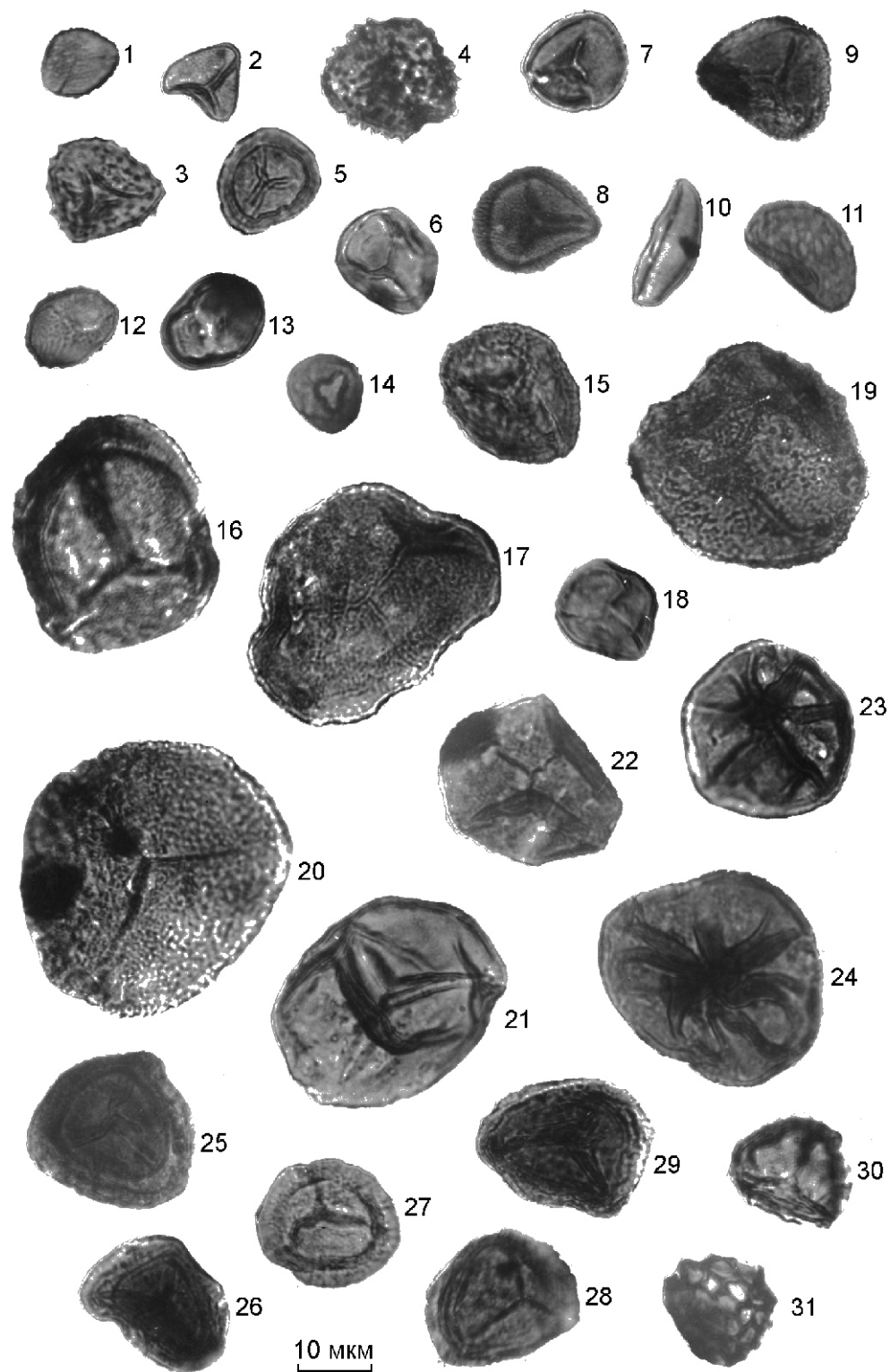


Рис. 3. Комплекс спор из чанчарской свиты с р.Жалгыз-Агаш:

1 — *Brochotriletes minutissimus* Tschibr; 2 — *Acanthotriletes parvispinosus* Naum; 3 — *A. varispinosus* Tschibr; 4 — *A. sp.*; 5, 6 — *Archaeozonotriletes chulus* (Cram.) var. *nanus* Rich. et Lister; 7 — *Camarozonotriletes minutus* (Naum.) Tschibr; 8, 9 — *C. aculeatus* Kedo; 10 — *Azonomonoletes fusiformis* Kedo; 11 — *A. subreticularis* Tschibr; 12 — *Apiculiretusispora* sp. 32818 McGregor; 13 — *Retusotriletes minor* Kedo; 14 — *R. aff. minor* Kedo; 15 — *Apiculiretusispora sterlibaschevensis* (Tschibr.) Arkh; 16 — *A. microaculeata* (Tschibr.) Tschibr; 17 — *Retusotriletes devonicus* Naum; 18 — *R. simplex* Naum; 19 — *R. stylifer* Tschibr; 20 — *R. stylifer* var. *magnus* Tschibr; 21 — *R. aff. laevis* Tschibr; 22 — *Apiculiretusispora aculeolata* (Tschibr.) Arkh; 23, 24 — *Emphanisporites radiatus* Schults; 25, 26 — *Hymenozonotriletes turaticus* Tschibr; 27 — *H. sp.*; 28, 29 — *H. aff. turaticus* Tschibr; 30 — *H. sp.*; 31 — *Dictyotriletes* (?) sp. 5

фельские комплексы спор. Они же обнаружены на левобережье р.Домбарка, впадающей в р.Жаксы-Каргала ниже по течению р.Чанчар (см. рис. 1, точка б).

Бассейн р.Торангул, являющейся верховьем р.Кос-Иstek, занимает территорию, расположенную к востоку—северо-востоку от рассмотренной (реки Чанчар и Домбарка). На левом берегу р.Торангул (см. рис. 1, точка 2) в 1 км выше села Кос-Иstek (Ленинское) расположен еще один разрез чанчарской свиты, охарактеризованной эйфельскими спорами растений [17]. В нем же В.Г.Кориневский [6] отмечал находки позднеэйфельской фауны, макромерных остатков растений и спор, определявших Л.М.Попониной.

Правая ветвь р.Торангул—руч.Жалгыз-Агаш образует вблизи устья крупный коленообразный изгиб, меняя меридиональное течение на широтное. У южного и северного концов меридионального отрезка ручья (протяженность примерно 1,2 км) на его левом берегу хорошо обнажаются породы чанчарской свиты (см. рис. 1, точка 1). Из отобранных здесь образцов в пяти содержались богатые комплексы спор растений, обобщенная ассоциация которых показана на рис. 3. Формы в ней в основном эйфельские (большей частью позднеэйфельские), но имеются и раннедевонские виды, например *Emphanisporites radiatus* Schultz. Встреченный здесь вид *Azonomonoletes subreticularis* Tschibr до настоящего времени был известен в верхней части раннеэйфельских отложений и принят за зональный для данного интервала разреза — вязовского горизонта [19].

Особенность данного разреза заключается в том, что чанчарские отложения контактируют здесь по разлому с зилаирской и киинской свитами верхнего девона [18], вероятно, надвинуты на них (они слагают ложе Косистекско-Аксуйского тектонического покрова — продолжение Сакмарского).

Ручей Каражар (он называется также балка Ойсылкара, Уйсылкара) после слияния с р.Сарымурза дает начало р.Ойсылкара (см. рис. 1), протекающей в южной части Орь-Илекской возвышенности и впадающей в р.Орь. Ручей пересекает вкрест простирания Бакайскую синклиналь (ее северную часть), расположенную к югу от крупного Кемпирсайского гипербазитовского массива. В нижнем течении руч.Каражар обнажаются породы восточного крыла синклинальной складки, которые относились к айтпайской свите живетского яруса [7, 2, 8]. При этом данный разрез их считался одним из типичных для названной свиты.

По наблюдениям авторов, рассматриваемые отложения представляют собой микстит, включающий обломки различных осадочных, вулканогенных, вулканогенно-осадочных пород. Матрикс также состоит из вулканогенно-осадочных образований. В них и в обломках известняков были сделаны находки фауны, списки которой приводятся в работах упомянутых и других авторов. Не только в данном разрезе, но и в целом айт-

пайская свита относилась к живетскому ярусу [12]. Мощность «айтпайской свиты» на руч.Каражар определялась рядом исследователей в 300—500 м. Залегает она на силуре, перекрывается егиндинской свитой верхнего девона (здесь в ее нижней части содержатся франские споры [18]), но имеет с теми и другими отложениями тектонические контакты.

В данном разрезе растительные микрофоссилии были обнаружены в семи образцах (см. рис. 1, точки 11, 12). Пять из них — из матрикса, два — из обломков туфоалевролитов, но комплексы спор во всех образцах разновозрастные (рис. 4). Они аналогичны комплексам, содержащимся в других разрезах чанчарской свиты и свидетельствуют об эйфельском возрасте вмещающих пород. Присутствие здесь зонального вида бийского горизонта — *Periplecotriletes tortus* позволяет конкретизировать возраст рассматриваемых пород как позднеэйфельский (верхняя часть подъяруса).

Таким образом, споры растений в разрезе руч.Каражар свидетельствуют о том, что отложения, считавшиеся живетскими, нужно относить к чанчарской свите. Возможно, здесь представлены ее верхние горизонты, тогда как в других пунктах возраст свиты несколько более древний (в пределах эйфеля). В этом случае правомерно предположить, что нижняя граница чанчарской свиты является диахронной, а комплексы спор в разрезе на руч.Каражар определяют ее верхний рубеж.

Нелегитимность «айтпайской свиты живета» на руч.Каражар очевидна. Обратимся теперь к ее стратотипу на р.Айтпайка, впадающей слева в р.Кос-Иstek у одноименного населенного пункта. На р.Айтпайка названная свита представляет собой толщу грубообломочных пород главным образом кремнистых брекчий и конгломерато-брекчий. Они залегают на силурийских породах и перекрываются егиндинской свитой верхнего девона. При знакомстве с данным разрезом мы не встретили пород ни среди обломков, ни в матриксе, перспективных на нахождение растительных микрофоссилий.

В.Г.Кориневский находил в данном микстите известняки с эйфельской фауной (в верховье р.Айтпайка близ с.Велиховское) и отмечал [4, с. 118], что «на этой толще...с угловым несогласием залегают известняки с обильной фауной живетского века». Таким образом она определяет только возраст самих известняков. Этот исследователь установил также, что и в других разрезах породы, относившиеся к «айтпайской свите», имеют эйфельский возраст (на реках Чанчар, Домбарка, Егинды), т. е. они синхроничны чанчарской свите.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что на рассматриваемой территории палеонтологически обоснованными живетскими являются только экзотические блоки (олистомиты) известняков, которые нельзя выделять в «свиту» (айтпайскую).

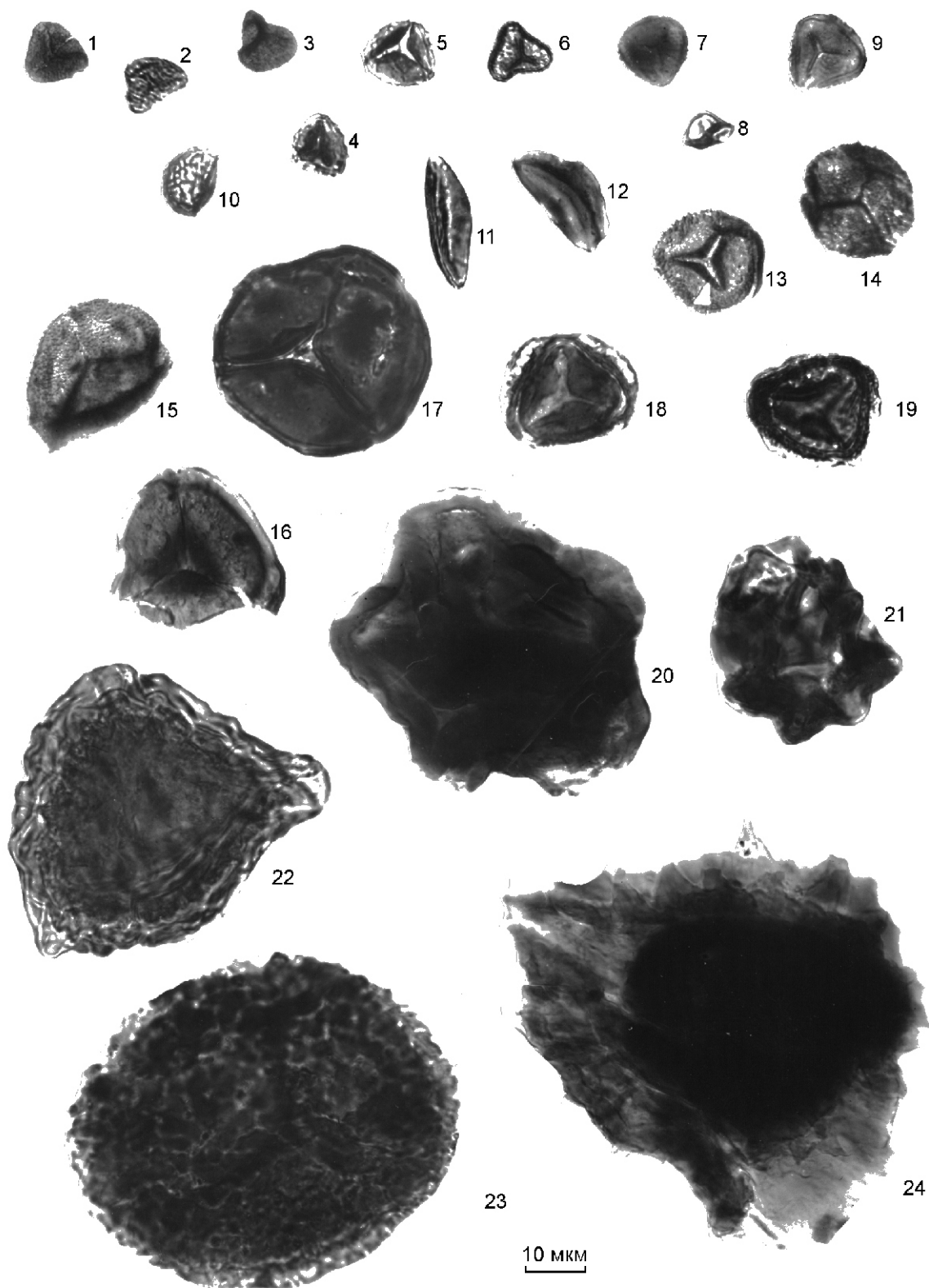


Рис. 4. Комплекс спор из чанчарской свиты с руч.Каражар (верховье р.Ойсыл-Кара):

1, 2 — *Acanthotriletes parvispinosus* Naum; 3 — *A. perpusillus* Naum; 4, 5 — *A. varispinosus* Naum; 6, 7 — *Diatomozonotriletes devonicus* Naum; 8 — *Brochotriletes minutissimus* Tschibr; 9 — *Cama-rozonotriletes minutus* (Naum.) Tschibr; 10 — *Azonomonoletes subreticularis* Tschibr; 11 — *A. furi-formis* Kedo; 12 — *A. costatus* Tschibr; 13 — *Apiculiretusispora sterlibaschevensis* (Tschibr.) Arkh, 14 — *Retusotriletes insperatus* Tschibr; 15 — *Apiculiretusispora divulgata* var. *plicata* (Tschibr.) Tschibr; 16 — *Retusotriletes dubius* (Eisen.); 17 — *R. laevis* Tschibr; 18, 19 — *Hymenozonotriletes turaticus* Tschibr; 20 — *Periplecotriletes tortus* Egor; 21 — *P. tortus* Egor. var. *minor* Olli in lit; 22 — *Hymenozonotriletes insolitus* Olli in litt; 23 — *H. acerosus* Arkh; 24 — *Grandispora naumovae* (Kedo) McGreg.

Среднедевонские (эйфельские) здесь — шандинская и чанчарская свиты. Они нигде не обнажаются в одном разрезе, но по палинологической характеристике названных стратонов их соотношение представляется следующим. Верхняя часть шандинской свиты и нижняя чанчарской могут быть синхронными, латерально замещающими одна другую. Нижние толщи шандинских отложений, являясь наиболее древними среднедевонскими на рассматриваемой территории, возможно, имеют раннеэйфельский возраст. Верхние толщи чанчарской свиты — позднеэйфельские (интервал разреза палинозоны *P. tortus*).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богословский Б.И. Раннедевонские и эйфельские аммоноидеи СССР, объем и зональное расчленение эйфельского яруса // Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона. — Л.: Наука, 1982. С. 23—26.
2. Водорезов Г.И. Основные черты стратиграфии палеозоя Казахстана // Основные идеи Н.Г. Кассина в геологии Казахстана. — Алма-Ата: Изд. АН КазССР. 1960. С. 98—137.
3. Кориневский В.Г. Калиевые щелочные базальтоиды эйфеля Сакмарской зоны Мугоджар // Ежегодник. 1970. — Свердловск, 1971. С. 16—19.
4. Кориневский В.Г. Новые данные по стратиграфии вулканогенного девона на юге западного склона Южного Урала // Вулканизм Южного Урала. Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР. 1974. Вып. 12. С. 111—120.
5. Кориневский В.Г. Находки древней флоры на Южном Урале // Тр. ИГТ УНЦ РАН. 1977. Вып. 126. С. 96—100.
6. Кориневский В.Г. Возраст вулканогенных толщ зеленокаменной зоны Мугоджар. // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1987. № 5. С. 51—57.
7. Леонёнок Н.И. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары) // Тр. Лаборатории геологии угля АН СССР. — М.-Л.: 1955. Вып. 3. С. 116—225.
8. Розман Х.С. Стратиграфия и брахиоподы фаменского яруса Мугоджар и смежных районов // Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 50. С. 196.
9. Розман Х.С. Девонская система. Геология СССР. Т. XXI. Западный Казахстан. Ч. 1. Кн. 1. — М.: Недра, 1970. С. 90—100.
10. Руженцев С.В., Хворова И.В. Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1973. № 6. С. 21—32.
11. Сегедин Р.А., Агафонов В.А. и др. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1: 500 000. Сер. Тургайско-Мугоджарская. Объяснительная записка. — Алма-Ата: Недра, 1981.
12. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон // Под ред. И.Е. Заниной, Б.К. Лихарева. — Л.: Недра, 1975.
13. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. — Свердловск, 1980.
14. Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Золотарёв В.П. и др. Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал) // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 311. — М.: Наука, 1978.
15. Чибрикова Е.В. Граница нижнего и среднего девона в разрезах Баррандиена по спорам растений // Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона. Тр. полевой сессии Международной подкомиссии по стратиграфии девона. (Самарканд, 1978). — Л.: Наука, 1982. С. 158—165.
16. Чибрикова Е.В. Международная стратиграфическая шкала девона, границы подразделений в ней и в разрезах России. // Геология, полезные ископаемые и проблема экологии Башкортостана. Материалы конф. — Уфа, 2004. С. 105—112.
17. Чибрикова Е.В., Олли В.А. Новые данные по стратиграфии северной части Казахского Урала. — Уфа. 1987. (Предпринт доклада Президиума БФ АН СССР).
18. Чибрикова Е.В., Олли В.А. Верхнедевонские отложения северной части Казахстанского Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 6. С. 19—36.
19. Avkhimovitch V. J., Tschibricova E. V. et. al. Middle and Upper Devonian miospore Zonation of Eastern Europe // Bull. Centr. Rech. Explor. 1993. Vol. 17. № 1. P. 79—147.

Средний химический состав нижней коры центральной части Алданского щита по результатам изучения ксенолитов из мезозойских щелочных интрузивов

В.Н.ДОБРЕЦОВ, А.П.СМЕЛОВ, А.А.КРАВЧЕНКО, В.И.БЕРЕЗКИН (ИГАБМ СО РАН)

Понимание последовательности и условий формирования как континентальной коры в целом, так и ее нижней части имеет не только теоретическое, но и практическое значение в связи с прогнозом потенциально рудоносных зон, в т.ч. областей проявления кимберлитового магматизма [12, 15]. Нижняя кора может быть образована несколькими путями: 1) как резервуар остаточного материала, после парциального плавления и фракционной кристаллизации [13]; 2) магматического андерплейтинга как наиболее существенного процесса образования новой коры [20, 23, 24]. Представления о составе нижней коры главным образом базируются на результатах исследования гранулитовых комплексов различных регионов мира [16, 26]. Предполагается, что нижняя кора имеет существенно средний состав [13]. Вместе с тем, изучение *P-T*-трендов метаморфизма гранулитовых комплексов показывает, что они разделяются на две большие группы: изобарического остывания и изотермической декомпрессии [21]. Различия в их характере связывают с различным происхождением гранулитовых комплексов [21, 28]. Тренды изотермической декомпрессии типичны для гранулитовых комплексов, которые образовывались при утолщении континентальной коры и были выведены на поверхность в результате тех же тектонических процессов, которые способствовали их образованию [21, 22]. Эти комплексы имеют преимущественно фельзический состав и не могут представлять нижнюю кору. С.Бохлен и К.Мезгер [18], опираясь на данные термобарометрии, пришли к выводу, что гранулитовые комплексы изотермической декомпрессии представляют собой среднюю и верхнюю часть (консолидированной) коры (600—800 МПа, 700—850 °C). Р.Рудник и Д.Фаунтейн [25] считают, что гранулитовые комплексы с изотермической декомпрессией являются верхнекоровыми образованиями, кратковременно погружавшимися на большие глубины в ходе орогенеза. Гранулитовые комплексы, имеющие тренды изобарического остывания (около 35%, по С.Харлею [21]), формируются в результате утолщения коры при коллизии [17] или путем магматического андерплейтинга [20, 23, 24].

Данные по условиям метаморфизма центральной части Алданского щита [3, 8] показывают, что температура изменялась в пределах 700—850 °C, а давление — 500—700 МПа, что в целом соответствует

тренду изотермической декомпрессии (геотермический градиент составлял 10—11 °C/км). Другими словами, в пределах этой части Алданского щита обнажаются породы, характеризующие средние части консолидированной коры. Вместе с тем, современная мощность земной коры достигает 42—45 км, а мощность нижней коры оценивается в более чем 10 км [11]. По мнению Ар.Н.Угрюмова [14], сведения о ее составе можно получить при изучении экзотических для района ксенолитов метаморфических пород из мезозойских щелочных плутонов. Оценке реальности этого предположения посвящена данная статья.

Вещественный состав и условия метаморфизма центральной части Алданского щита. Обычно под центральной частью Алданского щита понимают площадь, ограниченную разломами: на западе Борсалинским, на востоке Тыркандинским, на юге Становым. В ее пределах выделяют Центральную-Алданскую супертеррейну и Амгинскую зону тектонического меланжа [9]. Первый включает Нимнырский и Сутамский террейны, которые разделены Сеймским надвигом (рис. 1). Среди пород, слагающих террейны, широко распространены ортогнейсы гранитоидного состава, в различных количествах присутствуют также парагнейсы [3]. Исследования авторов главным образом сосредоточены на Нимнырском террейне, поскольку в его пределах наблюдается наибольшее количество метаморфических пара- и ортогнейсовых комплексов и щелочных интрузивов.

Структурный план Нимнырского гранулит-ортогнейсового террейна определяется широким развитием гранитогнейсовых куполов. Наиболее крупный — Тимптонский (175—200 км), расположенный в северной части террейна [3]. Ядро купола слагает алданский ортогнейсовый комплекс, представленный гранито-, чарнокито- и эндебито-гнейсами. Плечи куполов сложены парагнейсовым комплексом, состоящим из двух ассоциаций пород. Первая ассоциация (курумканская толща) включает кварциты и высокоглиноземистые гнейсы с линзами кальцифиров, железистых кварцитов, амфиболитов и основных кристаллических сланцев [3]; вторая (федоровская толща) — амфиболовые, биотит-амфиболовые, диопсид-амфиболовые, двупироксен-амфиболовые плагиогнейсовые, реже сланцы с прослоями и линзами диопсидовых, флогопит-диопсидовых пород и кальцифиров. Значительно менее распространена ассоциация

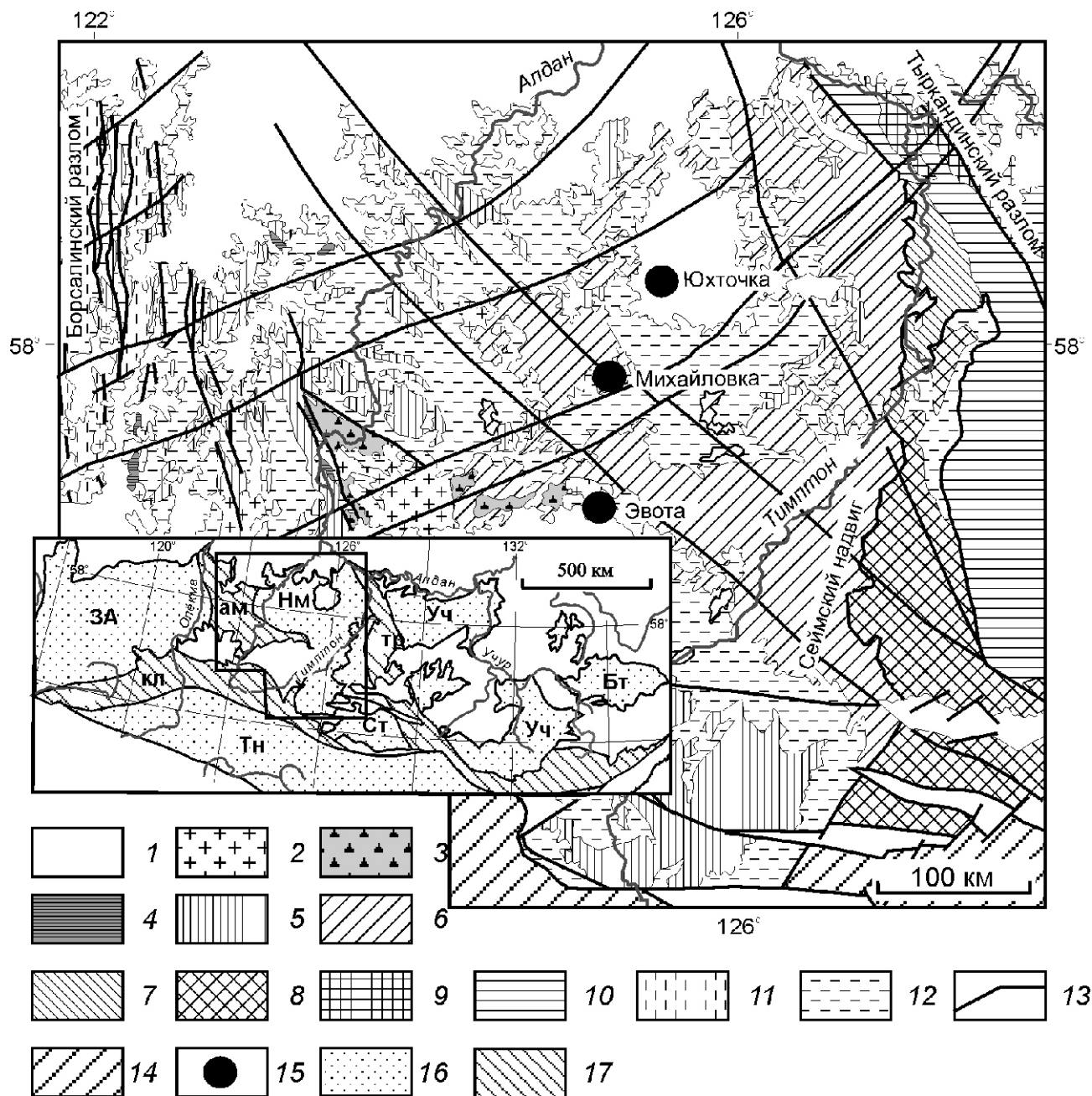


Рис. 1. Схематическая геологическая карта центральной части Алданского щита. По [2, 3] с дополнениями авторов:

1 — четвертичные и мезозойские, палеозойские и позднепротерозойские платформенные отложения; 2 — раннепротерозойские гранитоиды нерасчлененные; 3 — метабазиты и ультрабазиты унгринского комплекса; 4 — слабометаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения зеленокаменных поясов; глубоко метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения гранулит-гнейсового мегакомплекса; толщи: 5 — курумканская, амедичинская и чугинская нерасчлененные, 6 — федоровская, 7 — иджекская, 8 — сеймская, 9 — кюриканская, 10 — холболахская; 11 — тоналит-трондьемитовые гнейсы олэкминского ортогнейсового комплекса; 12 — гранито-, чарнокито- и эндербитогнейсы нерасчлененные алданского ортогнейсового комплекса; 13 — разрывные нарушения; 14 — Каларская зона тектонического меланжа; 15 — места отбора ксенолитов из мезозойских сиенитов; на врезке — схема террейнов Алдано-Станового щита: 16 — гранит-зеленокаменные (ЗА — Западно-Алданский, Бт — Батомский), тоналит-трондьемитогнейсовые (Тн — Тындинский), гранулит-ортогнейсовые (Нм — Нимнырский), гранулит-парагнейсовые (Ст — Сутамский, Уч — Учурский); 17 — зоны тектонического меланжа (ам — Амгинская, тр — Тыркандинская, кл — Каларская)

диопсид-амфиболовых, двупироксеновых сланцев с линзами и прослоями известково-силикатных пород и кальцифилов [1].

В пределах Нимнырского террейна мафиты и ультрамафиты встречаются в курумканской и федоровской толщах, а также в алданском ортогнейсовом

комплексе. На крупномасштабных геологических картах показаны мелкие редкие секущие тела ультрамафитов, мафитов, пород среднего состава. Среди них выделяют медведевский мафит-ультрамафитовый комплекс и керакский комплекс [10]. Е.П.Миронюк с соавторами [7] выделили нимнырский комплекс метаморфизованных лерцолитов, верлитов, пироксенитов, а также васильевский ортосланцевый расслоенный комплекс. В Амгинской зоне тектонического меланжа закартированы массивы унгринского комплекса пород, дифференцированных от ультраосновных пород до гранодиоритов и плагиогранитов, и метаморфизованных в амфиболитовой фации.

Метаморфизм пород Нимнырского террейна соответствует трем субфациям гранулитовой фации: кордиерит-гиперстен-ортотлазовой, биотит-гиперстен-ортотлазовой и биотит-силлиманит-ортотлазовой области умеренных давлений. Для всех метабазит-ультрабазитовых комплексов типична ассоциация моноклинного и ромбического пироксенов, бурой и буро-зеленой роговой обманки и плагиоклаза. Для минеральных ассоциаций характерно отсутствие граната [3, 9]. Верхний возрастной предел высокотемпературного метаморфизма обеих толщ составляет около 1,9 млрд.лет [2, 4, 5, 9].

Геология и петрографический состав ксенолитов метаморфических пород. Мезозойский магматизм широко проявлен в пределах центральной части Алданского щита и представлен как интрузивными, так и эруптивными фациями. Мезозойские сиениты прорывают все метаморфические комплексы, слагающие данный район. Согласно данным Ар.Н.Угрюмова [14], ксенолиты метаморфических пород в интрузивных сиенитах относительно редки. Число их в расчете на 1 км² составляет от 500 до 1000 штук. Петрографический состав их характеризуется большим постоянством от интрузии к интрузии и даже от района к району. Ксенолиты представлены амфиболитами, амфиболовыми габбро (метагаббро), гранатовыми амфиболитами, анортозитами, пироксенитами и не имеют аналогов среди обнажающихся на поверхности пород. Это подтверждается нашими наблюдениями в интрузивах Эвота, Михайловка и Юхточка (см. рис. 1). Правда, существуют единичные находки кварцитов и эндербитогнейсов, обнажающихся на поверхности.

Ксенолиты из эруптивных трубок сиенитов многочисленны и часто в сумме превышают объем цементирующей массы. Петрографический состав ксенолитов из них характеризуется абсолютным преобладанием вмещающих пород чехла и фундамента и в целом сопоставим с составом обнаженного фундамента [14].

Предметом настоящего исследования являются ксенолиты, характеризующиеся высокobarическими минеральными парагенезисами и выносимые интрузивами

сиенитов Эвота, Михайловка и Юхточка из нижних горизонтов земной коры гранулитовой террейна (см. рис. 1).

Амфиболиты и гранатовые амфиболиты имеют метаморфическую природу, амфиболовые габбро, анортозиты, горнблендиты и пироксениты — интрузивные образования со слабым проявлением директивных текстур [14]. Устанавливаются переходы от амфиболитов к гранатовым амфиболитам, в отдельных случаях наблюдаются переходы амфиболовое габбро — гранатовый амфиболит. В амфиболитах отчетливо выражена кристаллизационная сланцеватость, структура их метаморфическая — гранобластовая. Гранатовые амфиболиты отличаются от них лишь наличием порфиробластов граната или гранат-диопсидового симплектита, развивающегося пятнами, несогласно со сланцеватостью породы. Это свидетельствует о метаморфической природе граната и диопсида. В некоторых случаях гранатовые амфиболиты имеют массивное строение и зональный плагиоклаз, что сближает их с амфиболовыми габбро. Анортозиты — светло-серые крупнозернистые породы. Структура их аллотриоморфная, характерная для глубинных магматических пород. Особенность текстуры анортозитов отчетливо выраженная линейность, обусловленная шнуровидными агрегатами темноцветных минералов. Горнблендиты и пироксениты имеют массивное крупнозернистое строение. Структура горнблендитов панидиоморфная, пироксенитов аллотриоморфнозернистая. Первичная структура пород ксенолитов бывает нарушена в связи с диафорезом и метасоматозом под влиянием вмещающих их сиенитов.

Судя по единичным химическим анализам гранатов и амфиболов [14], состав амфиболов отвечает таковым из основных пород гранулитовой фации, а парагенезис граната в основных кристаллических сланцах с гиперстеном и диопсидом указывает на повышенные или высокие давления (700 МПа) при метаморфизме, соответствующие гранат-диопсид-гиперстен-плагиоклазовую субфацию гранулитовой фации [6]. Эти предварительные данные показывают, что ксенолиты метаморфизованы при более высоких давлениях, чем обнажающиеся на поверхности гранулитовые пара- и ортогнейсовые комплексы, и могут интерпретироваться как отторженцы более глубинных слоев земли.

Проведенное авторами ранее сравнительное изучение геохимии докембрийских базит-ультрабазитовых комплексов центральной части Алданского щита и нижнекоровых ксенолитов (по единичным данным) показало, что по содержанию SiO₂, протолиты ксенолитов соответствуют главным образом основным и средним породам [10]. По соотношению SiO₂ и (Na₂O+K₂O) породы ксенолитов относятся к породам нормального и субщелочного ряда. Положение точек составов ксенолитов на диаграмме Al—(Fe+Ti)—Mg

в целом показывает единый толеитовый тренд. Как предполагалось [10], разброс суммы щелочей (при фиксированном SiO_2), включая попадание небольшого числа анализов в субщелочное поле, объясняется фракционированием плагиоклаза при формировании протолитов. Это подтверждалось находками анортозитов среди ксенолитов. Распределение редкоземельных элементов в ксенолитах основного и среднего составов в целом носит дифференцированный характер. Среднее значение нормированного La/Yb 8,7 при разной концентрации тяжелых редкоземельных элементов в породах. Уровень концентрации таких элементов в ксенолитах превышает хондритовый в большинстве проб в 10–20 раз и иногда в 50, а уровень легких РЗЭ — в 30–120 раз, в единичных пробах достигает 270. Для всех ксенолитов основного и среднего составов характерен европиевый минимум. В анортозитах уровень отношения тяжелых РЗЭ к хондриту

1, легких — 116, а нормированного La/Yb 197. Для анортозитов отмечается европиевый максимум, что может свидетельствовать об их принадлежности совместно с основными и средними породами ксенолитов к единой расслоенной серии. Было показано, что по геохимии главных и редкоземельных элементов метаморфизованные основные и ультраосновные породы ксенолитов отличаются от таковых известных докембрийских интрузивных и метаморфических комплексов центральной части Алданского щита, и могут отражать состав нижележащей коры. Однако по геохимическим характеристикам они близки к метаультрабазитам и базитам медведевского комплекса, связанного с синколлизионными процессами [10].

Методика определения среднего состава нижней коры. Чтобы корректно рассчитать средний состав нижней коры, необходимо учитывать не только процентные соотношения количества разнообразных петрографических типов пород, но и их объемные соотношения. В качестве детальных участков для количественных подсчетов были выбраны карьеры по интрузивам Эвота и Михайловка, в пределах которых наиболее часто встречаются слабоизмененные или неизменные ксенолиты (рис. 2), в т.ч. и крупных размеров. В качестве полевого петрографического определения метаморфических пород была принята упрощенная классификация: А — лейко-мезократовые кристаллические сланцы (содержание темноцветных минералов и главным образом амфибола и моноклинного пироксена 50%), В — меланократовые кристаллические сланцы (содержание темноцветных минералов 60%), С — амфиболиты, D — гранатосодержащие кристаллические сланцы, Е — анортозиты. Результаты определения количественных соотношений этих разновидностей ксенолитов с учетом их размеров для более чем 500 образцов представлены в табл. 1, из которой видно, что независимые расчеты объемных соотношений различных

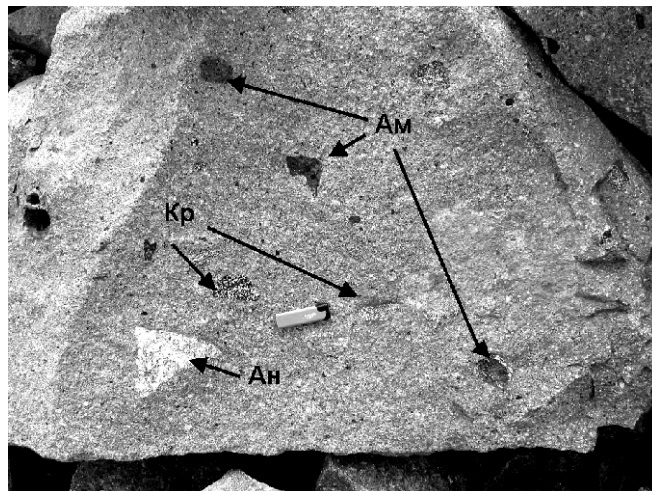


Рис. 2. Ксенолиты анортозитов (Ан), амфиболитов (Ам) и мезократовых амфиболовых кристаллических сланцев (Кр) в сиенитах интрузива Эвота

петрографических типов ксенолитов, учитывая их количество и размеры, по двум интрузивам в целом близки, что позволяет рассчитать их средние содержания в нижележащей коре.

Для изучения химического состава отбирались образцы размером 7–10 см по всем направлениям, а чаще всего 15 см. Из них выпиливались участки, визуально не содержащие вторичных минералов, связанных с воздействием щелочной магмы. Чистота проб контролировалась в шлифах под микроскопом. Всего было проанализировано 35 образцов.

Содержания порообразующих оксидов в породах определялось рентгенофлуоресцентным (СРМ—18/СМ-1) и обычным химическим методами, а редких и редкоземельных элементов — количественным спектральным методом ЛА-ИСП-МС в аналитических лабораториях ИГМ и ИГАБМ СО РАН. Представительные анализы различных типов метаморфических пород ксенолитов из интрузивов Эвота, Михайловка, Юхточка приведены в табл. 2, а их средние химические составы по разновидностям в табл. 3. В этой же таблице приведен расчет среднего химического состава нижней коры с учетом объемной доли процента каждой разновидности. Расчеты и

1. Соотношение петрографических разновидностей метаморфических пород ксенолитов из мезозойских щелочных интрузивов (в %)

Интрузивы	Породы				
	А	В	С	Д	Е
Эвота	54,10	6,20	3,30	14,80	21,60
Михайловка	45,20	9,40	5,30	15,20	24,90
Среднее	49,65	7,80	4,30	15,00	23,25

2. Химический состав (в %) и концентрации редких элементов (в г/т) в нижнекоровых ксенолитах из мезозойских щелочных интрузивов

Компоненты	998/2	998/5	998/6	998/7	998/10	9920/2	9920/3	9920/4	9920/5	9920/6	9920/7	9920/9	AM-1	AM-2	AM-3	AM-4	0656/4
	D	A	A	A	B	C	A	A	B	C	C	D	A	A	D	D	E
SiO ₂	45,08	48,65	45,84	54,19	47,58	50,21	49,02	55,47	49,10	47,33	59,96	63,44	47,32	48,46	48,56	49,04	61,18
TiO ₂	1,45	0,88	1,06	1,54	0,96	0,92	1,38	1,73	1,91	0,95	0,43	1,20	1,37	2,21	0,91	1,10	0,06
Al ₂ O ₃	14,34	13,49	13,90	12,89	14,75	14,75	14,16	13,09	12,52	14,81	14,77	18,07	14,06	13,87	16,78	15,24	23,14
Fe ₂ O ₃	7,13	4,78	8,81	11,05	4,80	5,71	6,80	6,53	6,41	3,83	2,67	1,28	13,76	15,35	11,57	11,53	0,77
FeO	6,84	7,98	5,58	3,32	5,68	5,99	5,35	8,41	7,83	7,47	4,08	4,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0
MnO	0,47	0,25	0,69	0,25	0,27	0,25	0,22	0,25	0,33	0,22	0,11	0,17	0,19	0,17	0,17	0,18	0,13
MgO	7,88	8,13	8,36	3,32	10,11	7,24	7,17	5,57	6,82	8,87	5,17	1,39	6,49	7,05	7,88	7,54	0,31
CaO	8,80	9,28	5,14	6,58	8,98	9,56	9,83	8,37	8,07	11,14	4,78	4,35	9,97	8,62	9,66	10,21	4,91
Na ₂ O	2,59	2,64	2,33	3,09	2,05	2,90	2,87	2,64	2,71	2,50	3,03	4,06	1,95	2,30	2,09	2,09	5,73
K ₂ O	2,28	1,06	2,07	1,60	1,59	1,02	0,88	0,91	1,34	0,92	2,75	0,84	0,92	0,71	0,85	1,13	1,52
P ₂ O ₅	0,23	0,06	0,06	0,17	0,04	0,07	0,13	0,15	0,46	0,08	0,08	0,04	0,15	0,46	0,18	0,19	0,1
LOI	2,02	2,40	4,75	1,57	2,24	0,74	1,24	1,59	2,05	0,98	1,43	0,27	3,93	1,85	1,39	1,79	2,18
Сумма	99,11	99,60	99,59	99,57	99,05	99,36	99,05	99,71	99,55	99,10	99,26	99,53	100,12	100,05	100,04	100,05	100,02
Ba	1344	543	3139	872	1935	275	442	303	976	307	3025	553	1726	1136	419	429	1138
Rb	24,30	11,81	36,11	23,99	28,08	11,88	11,57	16,29	28,06	11,90	65,50	18,38	12,17	6,55	10,45	9,33	37,41
Sr	1270	411	1127	6430	880	349	635	304	903	303	710	662	474	275	334	294	1327
Y	33,09	29,42	26,06	31,14	30,05	20,09	18,59	37,42	27,74	17,36	3,74	21,96	26,04	68,84	17,51	16,46	2,46
Zr	128,42	68,27	85,03	466,28	45,97	55,89	74,39	140,16	144,39	45,33	64,60	383,71	73,94	88,93	93,59	59,48	21,04
Nb	7,42	5,67	8,17	10,90	4,15	3,68	4,88	7,91	10,63	3,63	1,69	16,17	6,14	37,32	5,06	3,69	1,11
Th	2,63	0,68	1,27	3,88	0,34	0,45	0,65	1,46	0,72	0,65	0,32	0,93	—	0,24	0,88	0,65	0,2
Ni	148	96	84	140	243	89	68	109	100	63	63	72	92	45	130	101	124
V	221	256	296	151	291	217	244	283	287	217	94	151	268	192	159	182	14
Cr	280	280	637	527	533	311	248	232	207	527	440	318	252	291	301	252	372
Hf	3,82	1,98	2,48	11,03	1,65	1,72	1,90	3,89	3,93	1,34	1,94	9,08	2,21	2,67	2,50	1,80	0,51

Компо- ненты	998/2	998/5	998/6	998/7	998/10	9920/2	9920/3	9920/4	9920/5	9920/6	9920/7	9920/9	AM-1	AM-2	AM-3	AM-4	0656/4
	D	A	A	A	B	C	A	A	B	C	C	D	A	A	D	D	E
Cs	2,22	2,65	3,04	2,99	3,14	3,36	2,72	3,07	5,23	3,98	8,58	4,59	6,96	3,21	3,87	3,44	11,90
Ta	0,29	0,27	0,53	0,68	0,29	0,22	0,26	0,50	0,51	0,15	0,11	0,69	0,34	1,32	0,29	0,21	0,03
Co	32,10	39,60	35,20	19,00	49,80	33,80	29,60	33,30	41,50	38,90	20,10	20,90	383,00	24,50	45,00	32,00	4,4
U	0,49	0,16	0,20	0,76	0,16	0,25	0,30	0,97	1,27	0,29	0,43	0,86	—	0,34	0,76	0,33	0,56
La	32,74	13,04	23,28	47,43	8,63	8,00	20,73	20,73	53,55	6,95	19,10	24,59	9,18	18,64	11,29	6,44	27,57
Ce	60,79	29,09	43,80	90,05	20,85	16,50	44,04	44,04	96,55	14,53	25,77	37,74	19,67	36,37	22,47	14,63	39,06
Pr	8,69	4,41	5,43	11,10	3,75	2,29	5,54	5,54	14,50	1,94	2,46	3,58	2,85	5,89	3,18	2,12	3,32
Nd	41,18	20,87	22,41	45,80	20,31	10,61	23,73	23,73	69,22	8,70	8,46	12,50	14,03	28,43	14,30	10,31	10,1
Sm	8,90	5,23	4,41	8,45	5,54	2,94	4,58	4,58	13,10	2,36	1,33	2,46	3,99	8,39	3,69	2,78	1,05
Eu	1,78	0,82	0,50	1,36	0,87	0,61	0,95	0,95	1,95	0,59	0,33	0,91	0,75	1,31	0,91	0,64	0,64
Gd	8,48	5,45	5,08	7,57	5,73	3,42	4,16	4,16	9,75	2,92	1,01	3,29	4,77	9,75	3,81	3,22	0,69
Tb	1,12	0,85	0,70	0,99	0,80	0,55	0,56	0,56	1,12	0,48	0,11	0,55	0,73	1,66	0,52	0,51	0,07
Dy	6,59	5,22	4,76	6,00	5,62	3,74	3,35	3,35	5,88	3,28	0,65	3,93	5,18	12,29	3,44	3,28	0,35
Ho	1,31	1,18	1,04	1,18	1,16	0,81	0,70	0,70	1,09	0,71	0,15	0,82	1,07	2,84	0,68	0,66	0,07
Er	3,52	3,64	3,01	3,53	3,34	2,30	2,18	2,18	2,94	2,04	0,41	2,21	3,08	8,67	1,91	1,89	0,19
Tm	0,47	0,50	0,42	0,45	0,46	0,33	0,29	0,29	0,39	0,28	0,08	0,31	0,40	1,28	0,28	0,25	0,02
Yb	3,03	3,06	2,91	3,14	2,96	2,37	2,18	2,18	2,69	1,96	0,42	1,91	2,89	8,88	1,82	1,97	0,14
Lu	0,39	0,47	0,45	0,46	0,45	0,36	0,31	0,31	0,41	0,31	0,07	0,26	0,44	1,20	0,28	0,27	0,03

Примечание. Образцы интрузивов: 998/2—998/10 — Юхточка, 9920/2—9920/9 — Эвота, Ам-1—Ам-4, 0556/4 — Михайловка.

3. Средний химический состав (в %) и средние значения концентрации редких элементов (в г/т) для различных петрографических разновидностей нижнекоровых ксенолитов из мезозойских щелочных интрузивов

Компоненты	A	B	C	D	E	Нижняя кора
SiO ₂	52,67/51,49—53,87	48,01/46,60—49,55	45,98/42,00—59,96	48,60/47,18—63,44	62,11/59,25—65,11	53,61
TiO ₂	1,04/0,85—1,22	1,65/0,50—3,97	1,26/0,52—2,46	1,07/0,91—1,23	0,53/0,06—1,29	0,98
Al ₂ O ₃	15,74/14,68—16,80	13,46/9,98—14,94	13,74/7,50—15,90	16,05/14,86—17,21	19,29/16,68—23,14	16,35
Fe ₂ O ₃	11,12/9,97—12,27	13,27/4,60—15,85	10,14/5,01—14,22	11,05/6,97—13,79	3,90/0,77—6,74	9,56
MnO	0,21/0,18—0,24	0,22/0,17—0,41	0,35/0,18—0,77	0,24/0,17—0,47	0,15/0,13—0,18	0,21
MgO	4,26/2,85—5,69	7,75/5,63—10,91	9,43/5,89—14,81	7,14/3,88—9,91	1,24/0,31—2,05	4,50
CaO	8,82/8,59—9,06	9,79/5,60—10,63	9,93/8,10—11,28	8,76/6,79—10,21	4,18/3,07—4,91	7,86
Na ₂ O	2,94/2,84—3,04	1,95/1,22—2,43	1,95/1,25—2,62	2,42/1,81—3,44	4,96/4,27—5,73	3,21
K ₂ O	1,47/1,35—1,59	1,03/0,44—2,01	1,34/0,44—2,38	1,19/0,85—1,63	2,25/4,12—0,87	1,58
P ₂ O ₅	0,22/0,19—0,24	0,24/0,04—0,51	0,18/0,05—0,33	0,16/0,03—0,24	0,23/0,10—0,40	0,21
LOI	1,50/1,30—1,70	2,19/1,01—4,56	1,98/0,97—4,10	2,02/1,39—3,26	1,13/0,35—2,18	1,57
Сумма	100,00/100,00	99,99/99,55—100,12	99,70/99,17—100,03	99,99/99,84—100,05	99,99/99,96—100,02	99,99
Ba	681,65/491,00—872,26	974,83/303,13—3139,03	642,26/275,48—3025,00	817,05/419,00—1934,55	1431,97/553,14—2234,00	897,59
Rb	27,43/23,99—31,00	14,62/4,19—36,11	16,02/11,88—24,30	13,64/6,70—28,08	44,30/18,38—61,00	27,79
Sr	505,59/368,00—642,97	486,73/205,08—1127,37	640,47/302,80—1269,81	549,17/294,20—879,69	1048,05/661,79—1327,47	642,57
Y	26,02/21,00—31,14	29,37/17,60—68,84	23,51/17,36—33,09	24,25/16,46—33,00	10,45/2,46—21,96	22,28
Zr	278,60/91,00—466,28	101,28/68,27—144,39	76,54/45,33—128,42	122,41/45,97—291,00	130,00/21,04—383,71	198,10
Nb	8,48/6,10—10,90	10,00/2,10—37,32	4,90/3,63—7,42	6,23/3,69—12,00	6,71/1,11—16,18	7,69
Th	2,32/0,74—3,88	1,06/0,24—2,42	1,24/0,45—2,63	0,63/0,34—0,88	1,45/0,19—4,30	1,72
Ni	151,98/139,74—164,00	120,98/44,88—343,00	130,06/89,13—153,40	127,37/36,00—242,69	96,89/59,00—133,00	132,12
V	182,88/151,19—215,00	262,24/191,64—388,00	218,50/217,00—221,14	195,20/149,00—290,69	75,32/13,63—150,81	167,44
Cr	490,94/455,00—526,56	408,19/207,19—1368,00	376,81/293,10—526,57	325,00/214—533,2155	341,59/312,00—371,56	419,96
Hf	6,66/1,03—2,30	2,82/1,90—3,93	2,29/1,34—3,82	3,12/1,65—6,50	3,20/0,49—9,08	4,84
Ta	0,51/0,34—0,67	0,49/0,06—1,23	0,21/0,15—0,28	0,34/0,21—0,57	0,27/0,03—0,69	0,41

Компо- ненты	A	B	C	D	E	Нижняя кора
Co	29,52/19,03—40,00	36,82/24,55—53,00	34,91/32,08—38,89	37,67/24,00—49,84	10,82/4,38—20,90	27,19
U	0,72/0,68—0,76	0,55/0,16—1,27	0,34/0,25—0,49	0,46/0,16—0,76	1,07/0,56—1,94	0,73
La	29,31/11,20—47,43	20,52/7,00—53,55	15,89/6,95—32,74	10,46/6,43—15,50	28,29/14,10—47,00	24,98
Ce	57,10/24,00—90,05	42,27/17,80—96,55	30,60/14,53—60,79	22,53/14,63—32,00	51,32/32,00—97,00	48,27
Pr	7,29/3,50—11,10	6,11/2,80—14,50	4,30/1,94—8,69	3,42/2,12—4,70	5,04/3,32—9,40	5,96
Nd	30,22/14,60—45,80	28,28/14,03—69,22	20,16/8,70—41,18	16,65/10,31—22,00	17,70/10,10—34,00	24,69
Sm	5,99/3,50—8,45	6,38/3,80—13,10	4,73/2,36—8,90	4,42/2,78—5,70	2,93/1,05—5,20	5,02
Eu	1,22/1,08—1,36	1,22/0,50—2,50	0,99/0,59—1,78	1,13/0,64—2,10	1,18/0,64—2,20	1,18
Gd	5,70/3,80—7,57	6,24/4,10—9,75	4,93/2,92—8,48	4,78/3,219—6,40	2,37/0,69—3,28	4,79
Tb	0,77/0,54—0,99	0,88/0,56—1,66	0,71/0,48—1,12	0,70/0,51—0,99	0,33/0,07—0,55	0,66
Dy	4,84/3,70—5,00	5,56/3,60—12,28	4,53/3,28—6,59	4,59/3,28—6,00	1,93/0,35—3,93	4,17
Ho	1,05/0,83—1,18	1,16/0,69—2,83	0,94/0,71—1,30	0,94/0,66—1,27	0,38/0,07—0,82	0,86
Er	2,94/2,30—3,53	3,40/1,86—8,67	2,62/2,04—3,52	2,76/1,89—3,90	1,00/0,19—2,21	2,48
Tm	0,40/0,34—0,45	0,47/0,25—1,28	0,36/0,28—0,47	0,38/0,55—0,25	0,14/0,02—0,31	0,33
Yb	2,77/2,40—3,14	3,20/1,66—8,88	2,45/1,96—3,03	2,63/1,82—3,80	0,99/0,14—1,91	2,35
Lu	0,42/0,38—0,46	0,46/0,22—1,20	0,35/0,31—0,39	0,38/0,27—0,56	0,14/0,03—0,26	0,35
Число анализов	7	11	6	5	4	

Примечание. Числитель – среднее значение по выборке, знаменатель – вариации составов.

построение диаграмм проводились с помощью компьютерных программ Excel, Minpet, Iqpet.

Результаты. По содержанию SiO_2 средние составы ксенолитов различных петрографических групп соответствуют преимущественно основным и средним породам. По соотношению SiO_2 и $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ средний состав лейко-мезократовых кристаллических сланцев соответствует базальтовым андезитам, а амфиболитов, меланократовых кристаллических сланцев и гранатсодержащих кристаллических сланцев — базальтам. Точка среднего состава ксенолитов анортозитов лежит на пересечении полей трахиандезитов, дацитов и андезитов (рис. 3). Из расчета среднего состава нижней коры с учетом объемных соотношений ксенолитов видно, что ее состав отвечает базальтовым андезитам. Учитывая находки реликтов магматических структур в ряде ксенолитов, расчет содержаний нормативных минералов в породах показывает, что лейко-мезократовые кристаллические сланцы представляли собой габбро-диориты с содержанием плагиоклаза 50% ($N_{\text{An}} 50$), а меланократовые кристаллические сланцы, амфиболиты и гранатсодержащие кристаллические сланцы соответствуют габбро и оливиновому габбро, с содержанием плагиоклаза 45% ($N_{\text{An}} 60$). При близкой магнезиальности этих пород (53—64%) гранат появляется в породах с несколько большим содержанием глинозема до 17% (см. табл. 3). В плагиоклазах анортозитов содержание анортитового компонента равно 30%, что соответствует андезину. Нормативный минеральный состав нижней коры представлен диопсидом, гипер-

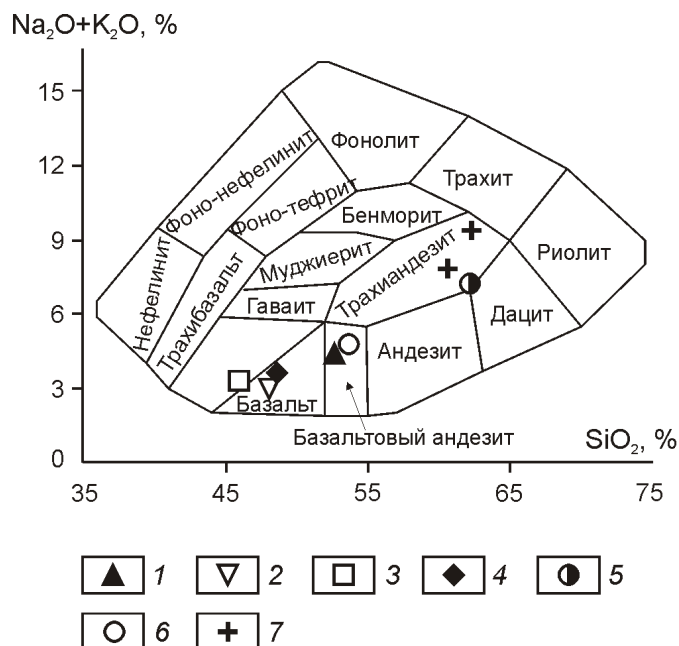


Рис. 3. Распределение точек средних составов различных петрографических типов ксенолитов метаморфических пород и среднего состава нижней коры на диаграмме SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$):

ксенолиты: 1 — лейко-мезократовые кристаллические сланцы (А); 2 — меланократовые кристаллические сланцы (В); 3 — амфиболиты (С); 4 — гранатсодержащие основные кристаллические сланцы (D); 5 — анортозиты (Е); 6 — рассчитанный средний состав нижней коры; 7 — вмещающие сиениты



Рис. 4. Распределение точек средних составов различных петрографических типов ксенолитов метаморфических пород и среднего состава нижней коры на диаграмме AFM:

см. услов. обозн. к рис. 3

стенном и оксидами (30%), а также плагиоклазом (70%, $N_{\text{An}} 50$).

Положение точек средних составов петрографических разностей ксенолитов на диаграмме AFM (рис. 4) показывает, что основные разности образуют тренд вдоль линии разграничения полей пород толейтовой и известково-щелочной серии, в то время как точки средних составов лейко-мезократовых разностей, анортозитов и нижней коры лежат в поле известково-щелочной серии. Это объясняется фракционированием плагиоклаза из первичного расплава при формировании протолитов разнообразных по составу ксенолитов.

Распределение редкоземельных элементов в ксенолитах основного и среднего составов в целом носит дифференцированный характер (рис. 5, А). Наименее дифференцированный тренд редкоземельных элементов характерен для гранатсодержащих кристаллических сланцев ($\text{La/Yb } 3,9$), а наиболее — для лейко-мезократовых кристаллических сланцев ($\text{La/Yb } 10,58$). Тренд распределения редкоземельных элементов в них практически полностью совпадает с трендом для среднего состава нижней коры. Уровень концентрации тяжелых РЗЭ в основных и средних ксенолитах превышает хондритовый в 10—20 раз, а

уровень легких РЗЭ — в 50—120 раз. Для всех ксенолитов основного и среднего составов характерен европиевый минимум. В анортозитах средний уровень отношения тяжелых РЗЭ к хондриту равен 6, а легких — 116. Для анортозитов отмечается европиевый максимум, что может свидетельствовать об их принадлежности совместно с основными и средними породами ксенолитов к единой дифференцированной серии. Следует обратить внимание на тот факт, что на многокомпонентной диаграмме (см. рис. 5, Б) тренды нормированных к примитивной мантии средних содержаний редких элементов для всех петрографических разновидностей ксенолитов однотипны. Это сви-

детельствует об единых для них процессах образования. Примечательно, что нанесенные для сравнения на диаграммы тренды распределения редкоземельных и редких элементов в сиенитах, содержащих описанные ксенолиты, также практически не отличаются от трендов отдельных разновидностей и нижней коры в целом (см. рис. 5). Этот факт позволяет не исключать как вариант единую генетическую природу интрузивных щелочных пород и ксенолитов метаморфических пород, экзотических для обнаженной части Алданского щита, обнаруженных в них.

Из приведенных материалов можно сделать следующие выводы:

1. По минеральному и петрографическому составу, а также условиям метаморфизма ксенолиты из мезозойских щелочных интрузивов отражают состав нижней коры центральной части Алданского щита.

2. Средний химический состав нижней коры соответствует базальтовым андезитам, обогащенным легкими редкоземельными элементами, крупноионными и высокозарядными элементами.

3. Петрографический и геохимический составы ксенолитов меланократовых кристаллических сланцев, амфиболитов, гранатсодержащих кристаллических сланцев и анортозитов отражают процессы дифференциации в магматическом очаге, происходящих на уровне гранулитовой фации. Состав лейко-мезократовых сланцев наиболее близок к рассчитанному среднему составу нижней коры. Возможно, он и отражает первичный состав магмы, кристаллизация которой происходила на тех уровнях глубинности коры, где фракционирование плагиоклаза отсутствовало или было весьма ограничено.

4. Совпадение трендов распределения редких и редкоземельных элементов в нижней коре и интрузивных сиенитах, которое может быть обусловлено генетическими связями между ними, отсутствие изотопных данных по ксенолитам, ограничивает выводы авторов о составе нижней коры в районах развития щелочного магматизма.

Исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ (07-05-00695).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Березкин В.И., Кицул В.И. О проявлении двух тенденций дифференциации в метавулканитах гранулитового и амфиболитового комплексов центральной части Алданского щита // Проблемы петрогенезиса и рудообразования, корреляция эндогенных процессов. — Иркутск, 1979. С. 40.
2. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи (Алданский щит) // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 25—43.
3. Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. Ранний докембрий Южной Якутии. — М.: Наука, 1986.
4. Ковач В.П., Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Sm-Nd изотопная систематика кислых метавулканитов федоровской толщи Алданского щита

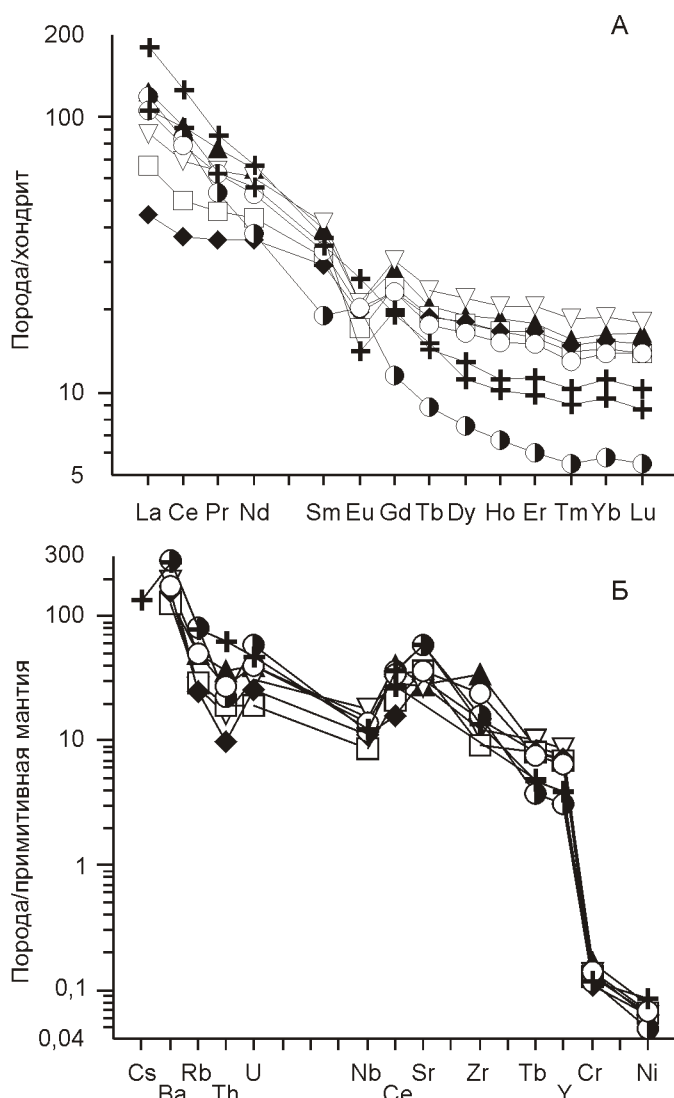


Рис. 5. Распределение средних содержаний редкоземельных элементов (А), нормированных по хондриту [19], и многокомпонентная диаграмма средних содержаний редких элементов (Б), нормированных по примитивной мантии [27], для различных петрографических типов ксенолитов метаморфических пород и нижней коры:

см. услов. обозн. к рис. 3

- (район среднего течения р.Тимптон) // Докл. РАН. 1995. Т. 335. № 3. С. 357—361.
5. Ковач В.П., Котов А.Б. и др. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов Алданского щита: первые Sm-Nd данные // РФФИ в Сибирском регионе (Земная кора и мантия) Тез. докл. Т. 2. — Иркутск, 1995. С. 56—57.
 6. *Метаморфические фации зоны Байкало-Амурской магистралей* / Под ред. А.Н. Неелова, В.А. Глебовицкого, С.А. Бушмина и др. — Л.: Наука, 1987.
 7. Миронюк Е.П., Тимашиков А.Н., Чухонин А.П. Хроногеологические исследования фундамента Сибирской платформы // Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 98—110.
 8. Смелов А.П. Метаморфизм в архее и протерозое Алдано-Станового щита // Автореф. дисс.... докт. геол.-минер. наук. — Новосибирск, 1996.
 9. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 81—104.
 10. Смелов А.П., Кравченко А.А., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Геология и геохимия докембрийских базит-ультрабазитовых комплексов центральной части Алданского щита и нижнекорových ксенолитов // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 53—62.
 11. Стогний В.В., Смелов А.П., Стогний Г.А. Глубинное строение Алданского щита // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 10. С. 88—98.
 12. Суворов В.Д., Тимиришин К.В., Юрин Ю.А., Парасотка Б.С., Матвеев В.Д. Соотношение глубинных и приповерхностных структур в южной части Якутской кимберлитовой провинции по сейсмическим данным // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 1014—1020.
 13. Тейлор С.Р., Мак-Леннон С.М. Нижняя континентальная кора. — М.: Наука, 1985.
 14. Угрюмов Ар.Н. Соотношение кристаллических комплексов архея с «базальтовым» слоем земной коры на Алданском щите // Тектоника Сибири. Т. X. — М.: Наука, 1981. С. 112—118.
 15. Шацкий В.С., Бузлукова Л.В., Ягоутц Э.И. Строение и эволюция нижней коры Далдыно-Алакитского района Якутской кимберлитовой провинции (по данным изучения ксенолитов) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1273—1290.
 16. Barbey P., Cuney M. K. Rb, Sr, Ba, U and Th geochemistry of the Lapland granulites (Fennoscandia). LILE fractionation controlling factors // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. Vol. 81. P. 304—316.
 17. Bohlen S.R. On the formation of granulites // Journal Metamorphic Geology. 1991. Vol. 9. P. 223—229.
 18. Bohlen S.R., Mezger K. Origin of granulite terrains and the formation of the lowermost continental crust // Science. 1989. Vol. 244. P. 326—329.
 19. Boyton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Henderson P. Ed. Amsterdam, Elsevier. 1984. P. 63—114.
 20. Downes H. The nature of the lower continental crust of Europe: petrological and geochemical evidence from xenoliths // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1993. Vol. 79. P. 195—218.
 21. Harley S.L. The origin of granulites: A metamorphic perspective // Geol. Mag. 1989. Vol. 126. P. 215—247.
 22. Newton R.C., Perkins D. III, Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz // Amer. Miner. 1982. Vol. 67. P. 203—222.
 23. Rogers N.W. Granulite xenoliths from Lesotho kimberlites and the lower continental crust // Nature. 1977. Vol. 270. № 22/29. P. 681—684.
 24. Rudnick R.L., Williams I.S. Dating the lower crust by ion microprobe // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 85. P. 145—161.
 25. Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Reviews of geophysics. 1995. Vol. 33. P. 267—309.
 26. Sheraton J.W. The origin of the Lewisian gneisses of Northwest Scotland, with particular reference to the Drumeg Area, Sutherland // Earth Planet. Science Letter. 1970. Vol. 8. P. 301—310.
 27. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins / Saunders A.D., Norry M.J. Eds. Geological Society of London Special Publication. 1989. Vol. 42. P. 313—345.
 28. Thompson A.B. Mineral reactions in pelitic rocks. II Calculations of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations // American Journal Science. 1976. Vol. 276. P. 425—454.

Коренные источники алмазов россыпей северо-востока Сибирской платформы

В.С.ШКОДЗИНСКИЙ (ИГАБМ СО РАН)

Запасы россыпных алмазов России на северо-востоке Сибирской платформы составляют 68,8%. Из них 52,3% приурочено к относительно небольшому (около 2000 км²) бассейну р.Эбелях. В районах же распространения разрабатываемых высокоалмазных трубок Западной Якутии, несмотря на их значительную эродированность (до 400 м), расположено всего 28,8% запасов россыпных алмазов [4]. На основании этого долгое время предполагалось присутствие на северо-востоке платформы высокоалмазных кимберлитов, которые были источником таких алмазов. Богатые коренные источники алмазов до сих пор не обнаружены, хотя более 30 лет ведутся интенсивные исследования и открыто более 700 неалмазных или слабоалмазных кимберлитовых и родственных им по составу тел.

Алмазы, присутствующие преимущественно в кайнозойских, реже меловых, юрских и триасовых россыпях северо-востока платформы, резко отличаются от алмазов высокопродуктивных кимберлитов Западной Якутии небольшим содержанием среди них ламинарных октаэдров (чаще всего 14—20%), широким распространением округлых додекаэдров (16—38%) и изотопно легких переполненных включениями темно-серых кристаллов V разновидности и сростков VII по классификации Ю.Л.Орлова (до 57,2%). В высокопродуктивных трубках Западной Якутии содержание октаэдров достигает 70—80%, а округлых кристаллов — обычно не превышает нескольких процентов, алмазы V и VII разновидностей отсутствуют [7]. Однако эти разновидности содержатся в архангельских кимберлитах, богатых кремнекислотой.

Существующие представления о коренных источниках. В ранних публикациях [6, 2] предполагалось, что источником алмазов рассматриваемых россыпей являются эродированные части находящихся здесь слабоалмазных трубок, но такие представления не согласуются с отсутствием в этих трубках алмазов V и VII разновидностей. На основании широкого распространения в протерозойских россыпях различных районов мира округлых алмазов с зелеными и бурными пятнами пигментации М.П.Метелкина и Б.И.Прокопчук [10], В.П.Афанасьев и др. [1] предположили, что источник алмазов северных россыпей — докембрийские породы, обнажающиеся в районе Анабарского щита и Оленёкского поднятия. Однако данному предположению противоречат обычно отсутствие гальки метаморфических пород в большинстве рассматриваемых россыпей, пониженное содержание (3,8—10%) алмазов V и VII разновидностей в россыпи р.Большая Куонамка, размывающей протерозойские конгломераты, и незначи-

тельная алмазоносность пермских отложений в пределах региона [4].

В последние годы выдвинута гипотеза о выносе алмазов V и VII разновидностей из нетрадиционных кимберлитовых источников, которые сформировались на северо-востоке региона на Оленёкском и Усть-Ленском поднятиях и позже были перекрыты более молодыми отложениями [3, 4]. Основанием для этой гипотезы являются находки механически изношенных кристаллов алмаза V и VII разновидностей в базальных конгломератах карнийского яруса на левых берегах приустьевой части рек Лена и Булкур. В россыпи р.Эбелях, удаленной от этого района в среднем на 500 км, степень изношенности типа истирания данных алмазов оценивается чаще всего в 20—30%, но может достигать 49%. Следует отметить, что в россыпи Восточная, расположенной всего в 12 км от трубки Интернациональная и содержащей идентичные этой трубке алмазы, количество кристаллов с механическим износом выкрашивания составляет 60% [4], т.е. значительно больше, чем в россыпи р.Эбелях, хотя алмазы россыпи Восточная, по-видимому, перемещались незначительно. В россыпи Солур, расположенной в 10 км от этой трубки и содержащей идентичные ей алмазы, количество изношенных кристаллов составляет примерно 33% [8]. Следовательно, явления, рассматриваемые как механическая изношенность алмаза, недостаточно характеризуют дальность их переноса. Некоторые исследователи [13] из-за исключительной твердости алмаза вообще отрицают возможность механического износа истирания алмазов в россыпях и предполагают, что явления, истолковываемые как такая изношенность (притупленность ребер и вершин, матировка граней), имеют иную природу. С ударами при транспортировке может быть связано выкрашивание на вершинах кристаллов, но подобные явления не характерны для алмазов россыпей Анабарского района.

Привнесу алмаза из источников, удаленных на сотни километров, в наиболее крупные россыпи бассейна р.Эбелях противоречат: 1) присутствие в них в основном гальки местных пород и ее обычно плохая окатанность; 2) сохранение на подстилающих россыпи кембрийских доломитах мощной (до 25 м) донижнемеловой [4] коры выветривания, вряд ли возможное в случае существования мощных процессов переноса осадочного материала; 3) расположение наиболее богатых россыпей с самыми большими содержаниями V и VII разновидностей (до 57,2%) не около гипотетических источников алмаза, а на большом удалении от них; 4) предполагаемое перемещение алмазов от края к центру платформы на северо-вос-

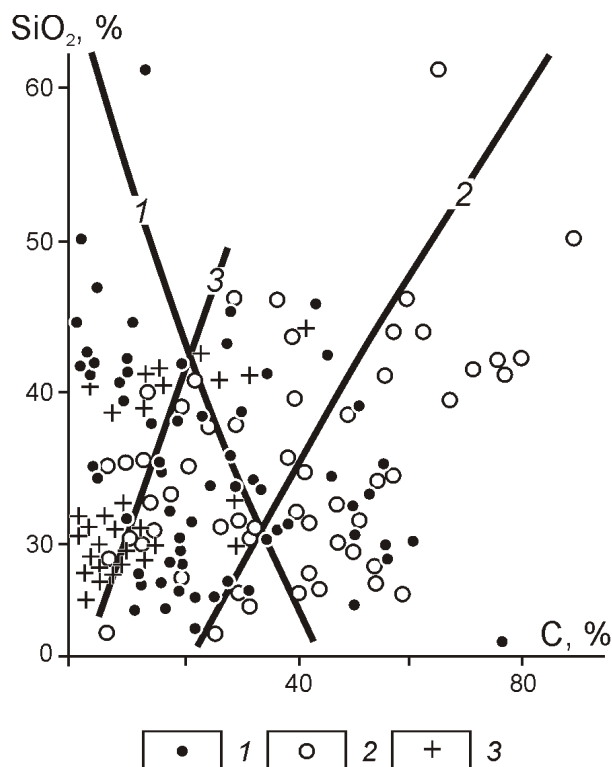


Рис. 1. Соотношение средних содержаний SiO_2 в кимберлитах и лампроитах, доли среди алмазов октаэдров (1), додекаэдров (2) и суммы кубов и разновидностей II—VIII (3). По Ю.Л.Орлову. Здесь и далее использованы данные [7, 9, 14, 15 и др.]

точные склоны Анабарского щита, не имеющие остатков мезозойских морских отложений и, следовательно, являющиеся в это время областью эрозии, а не осадконакопления. Поэтому некоторые исследователи [5, 13] предполагают существование в бассейне р.Эбелях местных коренных источников алмазов. Таким источником они считают лампроитоподобные туфизиты, алмазонасные латеритные коры выветривания которых (с алмазами V и VII разновидностей) описаны для руч.Холомолох (левый приток р.Эбелях). Р.С.Родин [13] на основании постоянного присутствия алмазов на больших площадях в коре выветривания доломитов предполагает кристаллизацию их в осадочных породах, вмещающих лампроиты, из содержащегося в них органического углерода под влиянием отделяющегося от лампроитов флюида. Однако необходимость очень высокого давления для стабильного образования алмаза по экспериментальным и термодинамическим данным и присутствие в некоторых его кристаллах включений высокobarических мантийных минералов (хромистые пироп и клинопироксен, коэсит и др.) не позволяет согласиться с такой гипотезой образования алмаза.

Характеристика коренных источников по результатам корреляции кристалломорфологии алмаза с составом кимберлитов. В настоящее время хорошо изучена кристалломорфология россыпных

алмазов и включения в этом минерале [7, 4], поэтому автор настоящей статьи попытался использовать данную информацию для оценки коренных источников рассматриваемых россыпей. Изучение [17] показало, что содержание октаэдров резко уменьшается, а додекаэдров и разновидностей II—VIII, по Ю.Л.Орлову, увеличивается с возрастанием среднего количества кремнекислоты в кимберлитовых трубках (рис. 1). При этом сильно увеличивается также доля эклогитового парагенезиса среди включений в алмазе (рис. 2) и разновидностей V—VII среди алмазов (рис. 3). Это связано с изменением состава и вязкости остаточного расплава при кристаллизации алмаза в процессе образования кимберлитовых и лампроитовых магм и мантийных пород в результате фракционирования перидотитового и пикритового слоев магматического океана [17]. Такой океан по современным планетологическим данным существовал на ранней стадии эволюции Земли.

Полученные результаты — низкие содержания в рассматриваемых россыпях октаэдров и высокие додекаэдров, кубов и других, обычно редко встречающихся разновидностей алмаза позволяют предполагать значительную концентрацию кремнекислоты в коренных источниках этого минерала. При средней доле октаэдров среди алмазов россыпей 15% [7, 4] содержание SiO_2 в коренном источнике должно составлять примерно 50% (см. рис. 1), что соответствует присутствию в нем примерно 65% додекаэдров и 20% разновидностей II—VIII или 43% разновидностей V—VII (экстраполяция, рис. 3), если додекаэдровиды в нем представлены преимущественно разновидностями V и VII. Наиболее характерному для россыпных алмазов содержанию во включениях 80% эклогитового парагенезиса

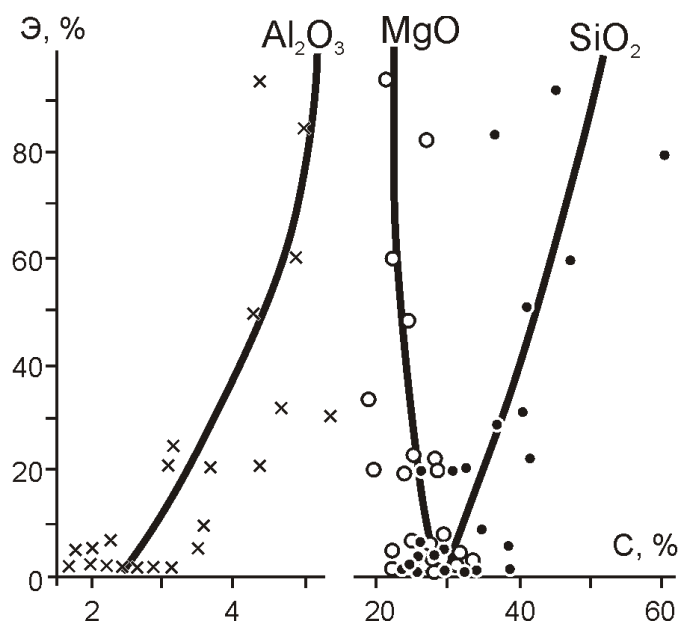


Рис. 2. Соотношение содержаний в алмазе включений эклогитового парагенезиса (Э) и средних количеств Al_2O_3 , SiO_2 и MgO в кимберлитах и лампроитах

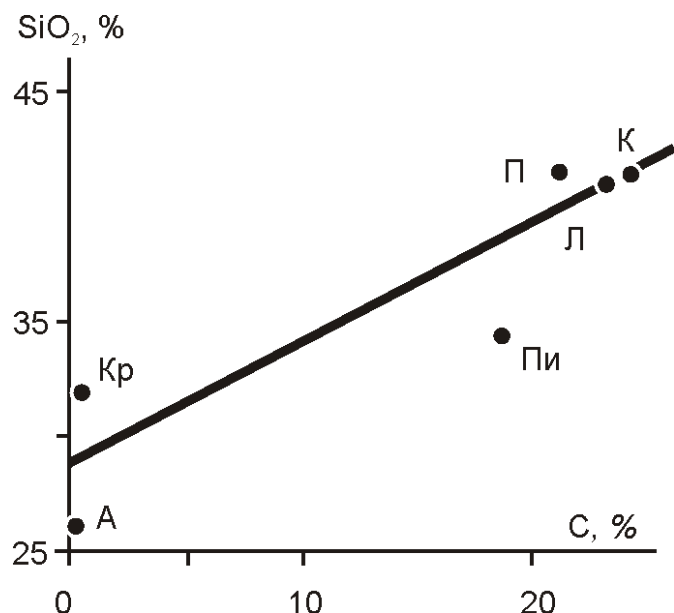


Рис. 3. Соотношение средних содержаний SiO_2 и алмазов V-VII разновидностей (C) в кимберлитах:

трубки: А — Архангельская, К — Карпинского, Л — Ломоносовская, П — Поморская, Пи — Пионерская (Архангельская кимберлитовая провинция), Кр — Краснопресненская (Якутская кимберлитовая провинция)

незиса соответствует примерно 48% SiO_2 в коренном источнике (см. рис. 2), что почти совпадает с определением ее концентрации в 50% по количеству октаэдров. Содержание Al_2O_3 в коренном источнике должно составлять примерно 5%, а MgO — около 22%. Эти содержания соответствуют лампроитам, оливиновые разности которых, как известно (трубки Аргайл и Эллендейл в Австралии), иногда являются алмазоносными. Поэтому полученные результаты подтверждают представления о лампроитовом источнике россыпных алмазов северо-востока Сибирской платформы [5, 13]. Такой состав коренных источников согласуется с низким содержанием хромистых пиропов в рассматриваемых россыпях, с повышенной железистостью включенного в алмазы оливина и присутствием среди включений в алмазе V разновидности санидина [4], содержащегося в лампроитах и не характерного для кимберлитов. С этим согласуются и данные работы [12] о содержании в стеклах на поверхности и в кавернах кристалла V разновидности из россыпи руч.Холомолах SiO_2 в среднем 57,5%, Al_2O_3 — 13,3%, MgO — 11,7 %. Такой состав, по-видимому, характеризует наиболее кремнекислотные разности лампроитов региона.

Лампроитовые остаточные расплавы — продукт более глубокой дифференциации магматического океана, чем кимберлитовые. Легкий изотоп углерода накапливается в остаточных расплавах [17], что объясняет в среднем более легкий изотопный состав углерода в алмазах россыпей и особенно в разновидностях V и VII (23‰). Очень легкий изотопный со-

став углерода в данных разновидностях и обилие включений в периферических частях их кристаллов обусловлены кристаллизацией этих частей на последних стадиях формирования лампроитовых остаточных расплавов при фракционировании перидотитового и пикритового слоев магматического океана.

Зависимость формы взрывных диатрем от состава магм и особенности морфологии коренных источников алмазов. Обычно рассматриваются две главные гипотезы происхождения взрывов кимберлитовых магм — фреато- и флюиδοмагматическая. Согласно фреатомагматической гипотезе, взрывы, формирующие кимберлитовые диатремы и брекчии, обусловлены парообразованием при соприкосновении кимберлитовой магмы с грунтовыми водами [18]. По флюиδοмагматической [19], взрывы происходили в результате выделения и резкого расширения газов под влиянием декомпрессии в поднимающихся магмах. Однако в этих гипотезах не ясно, почему взрывалась огромная магматическая колонна, а не перекрывающие ее породы, и почему некоторые другие магмы, богатые летучими компонентами, достигали земной поверхности без взрыва с образованием газонасыщенных пенистых лав (игниспумиты, пемзовые лавы). Кимберлитовые же магмы обычно не формировали лавы даже в районах широкого распространения кимберлитовых трубок. Выполненное количественное моделирование эволюции фазового состава кимберлитовых магм [16] показало, что снижение давления летучих компонентов на малоглубинных этапах подъема после вскипания приводит к затвердеванию в них расплава, консервации высокого давления флюидной фазы в результате такого затвердевания и взрыву верхних частей магматических колонн под влиянием высокого внутреннего давления флюида. Поэтому эти магмы не могли изливаться на земную поверхность.

Обычно выделяется два крайних типа кимберлитовых и лампроитовых диатрем — протяженные (до 1—2 км) узкие морковковидные и короткие (сотни метров) широкие бокаловидные. Сторонники гипотезы фреатомагматического происхождения взрывов предполагают, что эти типы сформировались соответственно при глубинном и малоглубинном залегании грунтовых вод во время внедрения магм. С позиций модели вулканических взрывов под влиянием законсервированного декомпрессионным затвердеванием высокого давления газовой фазы существование этих типов должно быть связано соответственно с большой и небольшой глубиной дезинтеграции магм при подъеме, что обусловлено высоким и невысоким содержанием летучих компонентов в магмах. Поэтому в случае справедливости этой модели степень конусности диатрем должна увеличиваться с падением суммарного содержания летучих компонентов в выполняющих их кимберлитах и лампроитах. Такие зависимости действительно наблюдаются (рис 4). На этом рисунке в качестве показателя

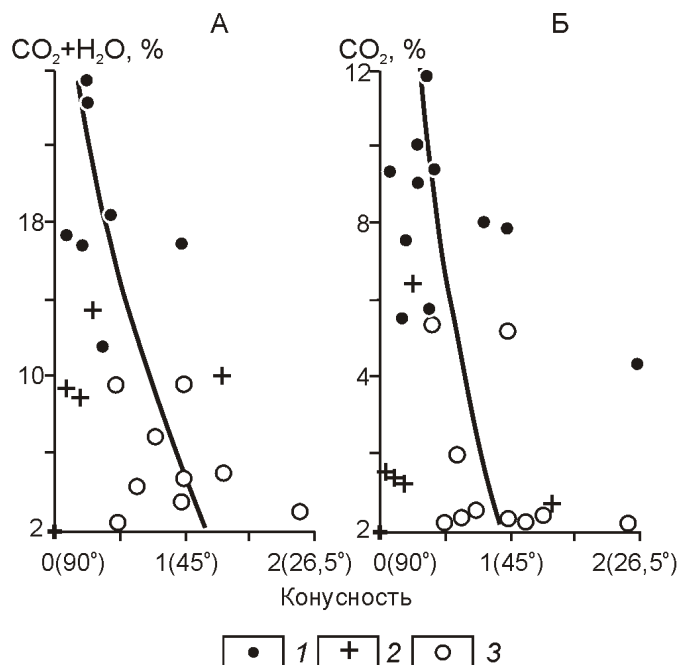


Рис. 4. Соотношение конусности диатрем и суммы содержаний воды и углекислоты (А), содержаний углекислоты (Б) в кимберлитах Якутской (1) и Архангельской (2) провинций, а так же в лампроитах Австралии (3). Использованы данные работ [9, 10, 14, 15]:

Коэффициент корреляции (r) для: А 0,521; Б 0,366; ошибка коэффициента r для А $m_r=0,162$; Б $m_r=0,173$

конусности диатрем использован средний угол падения их стенок (числа в скобках) и котангенс этого угла. При сумме содержаний воды и углекислоты в кимберлитах порядка 26% угол падения стенок диатрем в среднем 77°, а при величине этой суммы 2% он уменьшается до 43°. При содержании углекислоты 12% этот угол в среднем 68°, а при отсутствии ее 46°.

Опубликованных данных по вертикальной протяженности диатрем очень мало. При рассматриваемом механизме формирования диатрем она должна в первую очередь определяться содержанием в сформировавшихся их магмах летучих компонентов. Чем ниже это содержание, тем меньше должна быть протяженность, так как расширение летучих компонентов является главной силой, приводящей к разрушению вмещающих пород и выбросу их обломков на земную поверхность. При содержании 20% SiO_2 в кимберлитах количество CO_2 в них составляет в среднем 17%, H_2O — примерно 4%, а их общее количество — 21% (рис. 5). В лампроитах с 50% SiO_2 эти содержания равны в среднем соответственно 0,5, 2,5 и 3%, т.е. суммарное количество CO_2 и H_2O в рассматриваемых лампроитах примерно в 7 раз ниже, чем в кимберлитах, что при прочих равных условиях приведет к вертикальной протяженности лампроитовых диатрем в 7 раз меньшей по сравнению с кимберлитовыми. Если протяженность кимберлитовых диатрем в среднем составляет 1—1,5 км, то в лампроитовых диатремах с указанным содержанием кремнекислоты она должна быть равна в среднем 140—210 м. Следова-

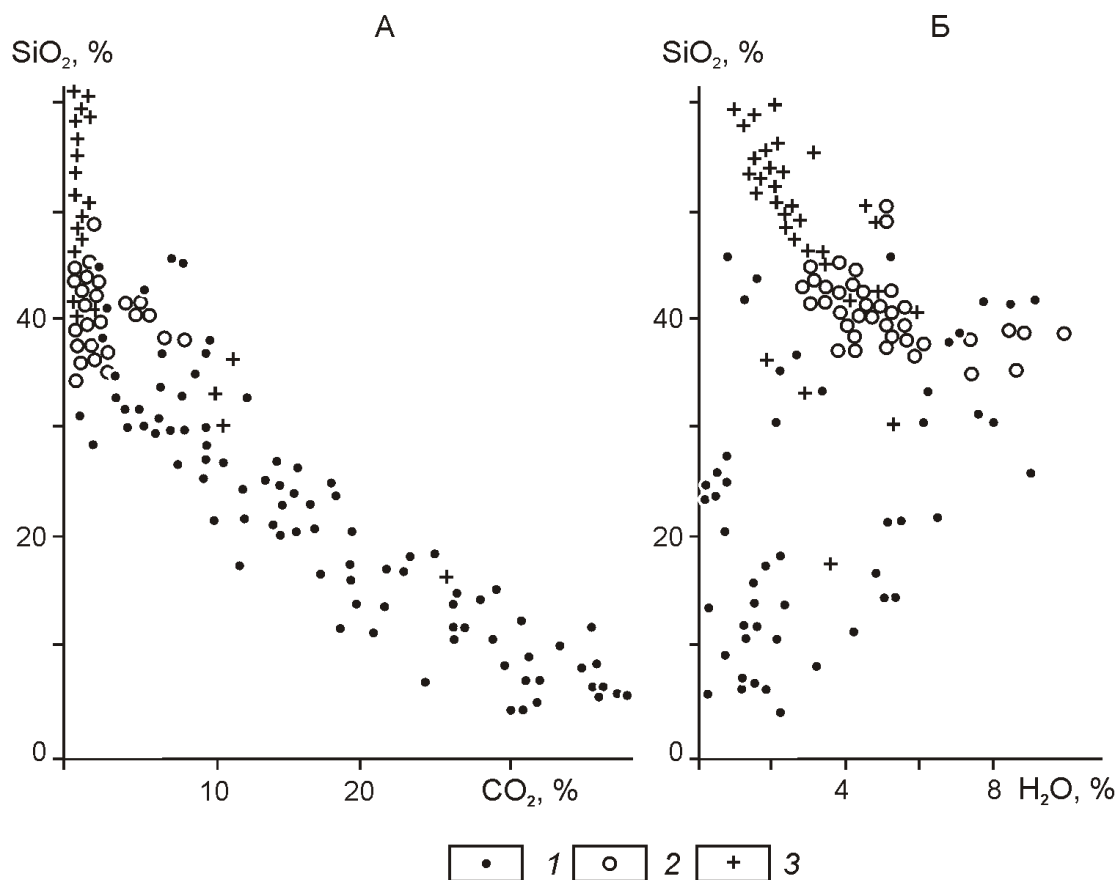


Рис. 5. Соотношение содержаний SiO_2 и CO_2 (А), SiO_2 и H_2O (Б). Построен по данным [11, 15]:

1 — кимберлиты; лампроиты: 2 — оливиновые, 3 — лейцитовые

вательно, главный объем дезинтегрированного при взрыве алмазоносного лампроитового материала в рассматриваемом регионе должен был выбрасываться на земную поверхность и формировать обширные туфовые и туффизитовые покровы. Это объясняет наблюдающееся присутствие алмазов в Лено-Анабарской субпровинции на огромной площади не только в руслах водотоков, но и на их склонах и водоразделах.

Возраст широко распространенных в россыпях крупных кристаллов «трубчатого» циркона чаще всего 228—239 млн. лет [4], лампроитовые по составу магмы внедрялись в среднем—позднем триасе. Очевидно, что короткие маароподобные диатремы и покровы туфов за длительное послетриасовое время выветривания и денудации были почти полностью разрушены, особенно в связи с низкотемпературной аутометасоматической измененностью этих пород в постэксплозивную стадию. Глинистая и песчаная составляющие, по-видимому, частично выносились за пределы района, а частично накапливались в понижениях рельефа и сформировали широко распространенные в регионе алмазоносные нижнемеловые и неогеновые отложения эрозионно-карстовых депрессий, а также покровы неогеновых отложений, сохранившиеся на водоразделах. Этими процессами разрушения должно быть обусловлено обычно отсутствие находок коренных источников в районах распространения рассматриваемых россыпей. Менее транспортабельный алмаз мало перемещался и концентрировался в водотоках и частично сохранялся на склонах и водоразделах. Вынос разубоживающего мелкообломочного материала является причиной высокого содержания алмаза в приплотиковых частях россыпей с большим количеством гравия. В обнаруженных в этом регионе многочисленных телах кимберлитов и кимберлитоподобных пород содержание углекислоты и воды было по всей вероятности типичным для пород такого состава и составляло около 25—30%. Это обусловило формирование их магмами протяженных трубок и объясняет неполную эродированность последних на современном срезе в отличие от лампроитовых диатрем.

Местоположение коренных источников. В районах развития россыпей могли сохраниться лишь подводящие каналы лампроитовых диатрем. Формировавшие их взрывы приводили к интенсивному дроблению вмещающих карбонатов. Процессы карстообразования и эрозии в участках дробления должны были обусловить возникновение здесь эрозионно-карстовых депрессий. Такие депрессии очень широко распространены в районах развития алмазоносных россыпей и обычно выполнены алмазоносными нижнемеловыми глинами и песками. Многие исследователи отмечали пространственную связь с ними высоких содержаний алмаза в россыпях. Эту связь иллюстрирует схема распространения богатых россыпей и эрозионно-карстовых депрессий в бассейне

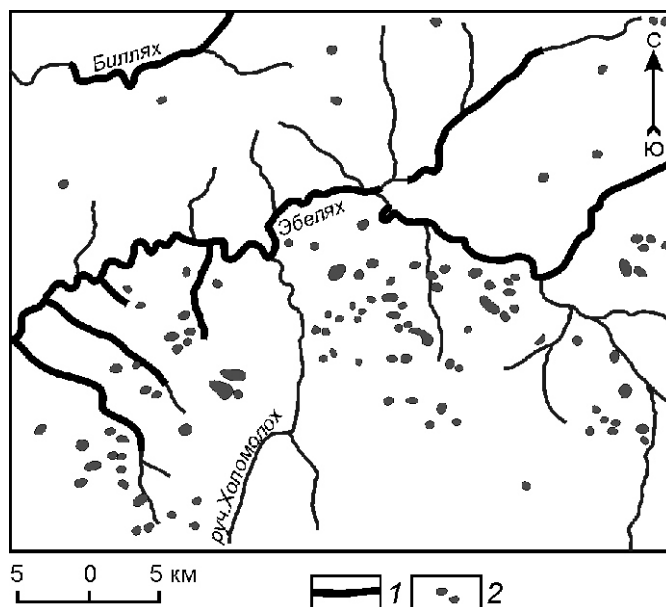


Рис. 6. Схема распространения богатых ($> 1 \text{ кар/м}^3$) россыпей и эрозионно-карстовых депрессий в бассейне р. Эбелях [4]:

1 — россыпи, 2 — эрозионно-карстовые депрессии

р. Эбелях (рис. 6). Левые притоки р. Эбелях, пересекающие скопление эрозионно-карстовых депрессий, часто высокоалмазоносны в отличие от правых притоков, не пересекающих такие скопления. Коры выветривания по лампроитовым туффизитам обнаружены именно в эрозионно-карстовых депрессиях [5, 13], что подтверждает рассматриваемую модель образования коренных источников алмаза. Уральские россыпи также наиболее высоко алмазоносны в районах развития карста [4], что позволяет предполагать образование этого карста вокруг коренных источников алмаза и в этом регионе.

Таким образом, поиски коренных источников алмазов рассматриваемых россыпей должны быть направлены на детальное изучение эрозионно-карстовых депрессий. Под ними могут присутствовать корни высокоалмазоносных лампроитовых диатрем, подобных трубке Аргайл в Австралии по продуктивности, но содержащие типичные для россыпей региона намного более высококачественные алмазы. Остатки покровов алмазоносных туфов и туффизитов могли сохраниться в северной и северо-восточной частях региона, где обнажаются триасовые вулканогенные и терригенные отложения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Тычков С.А. Проблема докембрийской алмазоносности Сибирской платформы // Вестник Воронеж. ун-та. Геология. 2002. Вып. 1. С. 19—36.
2. Брахfogель Ф.Ф., Ковальский В.В. О денудационном срезе на территории Анабарской антеклизы и сопред-

- дельных структур / Геология и полезные ископаемые Якутии. — Якутск, 1970. С. 65—66.
3. Граханов С.А., Коптиль В.И. Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 48—51.
 4. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др. Россыпи алмазов России. — Новосибирск: ГЕО, 2007.
 5. Епифанов В.А., Родин Р.С. Геологические предпосылки альтернативного механизма алмазообразования на Сибирской платформе / Рудоносность магматических формаций Сибири. — Новосибирск, 1991. С. 119—128.
 6. Жуков В.В., Горина И.Ф., Пинчук Л.Я. Кайнозойские алмазоносные россыпи Анабаро-Оленёкского междуречья. — Л.: Недра, 1968.
 7. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. — М.: Недра, 2003.
 8. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Кедрова Т.В. и др. Типоморфизм алмазов из древних вторичных коллекторов Сибирской платформы как один из критериев локализации и поисков коренных источников различных генетических типов и алмазоносности / Прогнозирование и поиски коренных и россыпных алмазных месторождений. — Киев, 2006. С. 59—65.
 9. Латин А.В., Толстов А.В., Лисицин Д.В. Кимберлиты и конвергентные породы. — М., 2004.
 10. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И. Верхнепротерозойские конгломераты северо-востока Сибирской платформы — возможные промежуточные коллекторы алмазов // Литология и полезные ископаемые. 1976. № 4. С. 75—83.
 11. Минин В.А., Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Лампроиты Австралии: опыт петрологической интерпретации петрохимических данных // Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж, 2005. С. 541—558.
 12. Олейников О.Б., Павлушин А.Д., Попов А.В. Постгенетические минералы и микростекла алмаза V разновидности из россыпного месторождения Холомолах и их генезис // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 77—83.
 13. Родин Р.С. Алмазоносность осадочных пород, вмещающих кимберлитовые и лампроитовые диатремы // Прогнозирование и поиски коренных и россыпных алмазных месторождений. — Киев, 2006. С. 99—105.
 14. Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минералогия и прогноз). — М.: НИИ-Природа, 2005.
 15. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения кимберлитов Мира. — М.: Недра, 1998.
 16. Шкодзинский В.С. Происхождение кимберлитов и алмаза. — Якутск, 1995.
 17. Шкодзинский В.С., Зайцев А.И. Происхождение алмаза в свете результатов изучения влияния на его свойства состава кимберлитов и лампроитов // Тихоокеанская геология. 2007. № 4. С. 98—109.
 18. Lorenz V., Kurzlauskis S. Kimberlite pipes: growth models and resulting implications for diamond exploration // 8th International Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.
 19. Skinner E.M., Marsh J.S. Kimberlite eruption processes // 8th International Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

УДК 549.283:551.796

А.А.Блинов, В.А.Михайлов, А.К.Федоров, 2008

Опыт петрофизического изучения аллювия зон концентрации мелких и тонких частиц золота

А.А.БЛИНОВ, В.А.МИХАЙЛОВ, А.К.ФЕДОРОВ (ИГАБМ СО РАН)

Как известно, аллювиальная россыпь образуется в результате избирательного накопления одного или нескольких компонентов по принципу гидравлической эквивалентности минеральных зерен. Установлено, что гидравлическая крупность мелких и тонких частиц золота и равных им по размеру зерен наиболее тяжелых минеральных компонентов аллювия соизмеримы [5]. Следовательно, характер распределения частиц золота можно проследить по распределению его гидравлических спутников, а состав тяжелой минеральной фракции отражает условия концентрации частиц золота этой размерности и тем самым косвенно указывает на степень золотоносности речного осадка.

Минералогический анализ вещества трудоемок и выполняется достаточно долго. Между тем, уровень насыщенности образца породы тяжелыми минеральными компонентами надежно и быстро фиксируется физическими приборами. В частности, присутствие в нем ферро- и парамагнитных компонентов может быть установлено методами магнитометрии. В

процессе изучения литологии золотоносного аллювия западной (бассейн р.Вилуй), восточной (бассейн р.Индигирка) и южной (бассейны рек Лена, Алдан) областей Якутии измерялся показатель магнитной восприимчивости его образцов на всех участках геологического опробования. Проведению замеров в натурных условиях предшествовала серия лабораторных опытов с искусственными минеральными смесями, цель которых дополнить известные приемы измерения показателя магнитной восприимчивости прибором индуктивного типа (каппаметром) с учетом специфики объекта опробования.

Как известно, при таком измерении датчик прибора контактирует с поверхностью измеряемого слоя. Рекомендуемые в литературе приемы каппаметрических измерений горной породы относятся к рудным образцам и предполагают изготовление из них специальных заготовок с соблюдением требований к качеству поверхности измерений. Для аллювия характерно присутствие обломков фракций как мелкой, так и крупной, особенность сочетания которых явля-

ется поисковой предпосылкой золотоносности речного осадка [4]. Между тем, тяжелые минеральные зерна (в т.ч. частицы золота) находятся в мелкообломочной составляющей аллювия, которую и следует измерять каппаметром.

С целью выработки приемов исследования были выполнены экспериментальные измерения показателя магнитной восприимчивости минеральных смесей по двум вариантам. В первом отразилась специфика измерения образца аллювия, отобранного в стенке горной выработки. Результаты опыта (рис. 1, А) позволили установить минимально необходимую мощность измеряемого слоя при различных вариантах его насыщенности железосодержащими минералами (магнетит, ильменит). Образец представлял собой рыхлую, сухую минеральную массу с размером зерен, соответствующим отсеvu мелкообломочной составляющей проб аллювия (класс 1,0 мм). Выявлено, что стабилизация значений показателя магнитной восприимчивости минеральных смесей во всех вариантах измерений достигалась при толщине образца более 30 мм, что позволило принять этот размер за критический и определиться с объемом измерительной кюветы, куда помещался образец аллювия. Следует обратить внимание также и на то, что показатель магнитной восприимчивости в процессе измерений возрастал пропорционально содержанию в слое рудных минералов, на основании чего можно заключить, что результаты каппаметрических измерений объективно отражают характер распределения минерального компонента в аллювии.

Во втором варианте воспроизводилась специфика измерения аллювия как непосредственно в стенке горной выработки, так и в образце, помещенном в мерную кювету. Измерения проводились на различном расстоянии датчика прибора от поверхности минерального слоя, что отвечало условию разной зернистости аллювия. Начальный замер показателя магнитной восприимчивости осуществлялся на поверхности слоя мелкопесчаной размерности (значение 20 ед. СИ 10^3), что предполагало его тесный контакт с датчиком прибора. Задача решалась путем помещения между ними инертной «прокладки» из кварц-полевошпатовых зерен и по мере увеличения ее мощности замерялся показатель магнитной восприимчивости. На графике зависимости значения этого показателя от удаленности датчика от поверхности измеряемого минерального слоя (см. рис. 1, Б) зафиксированы точки, соответствующие уменьшению значения показателя в 2, 5 и 10 раз от исходного, замеренного при контакте слоя с датчиком прибора. Показано, что наиболее резкое снижение показаний прибора происходит при мощности «прокладки» 2 мм и более, что позволяет определить требования к зернистости измеряемого слоя аллювия в стенке горной выработки и его образца, отобранного для исследования в мерную емкость. Результаты опытных работ допол-

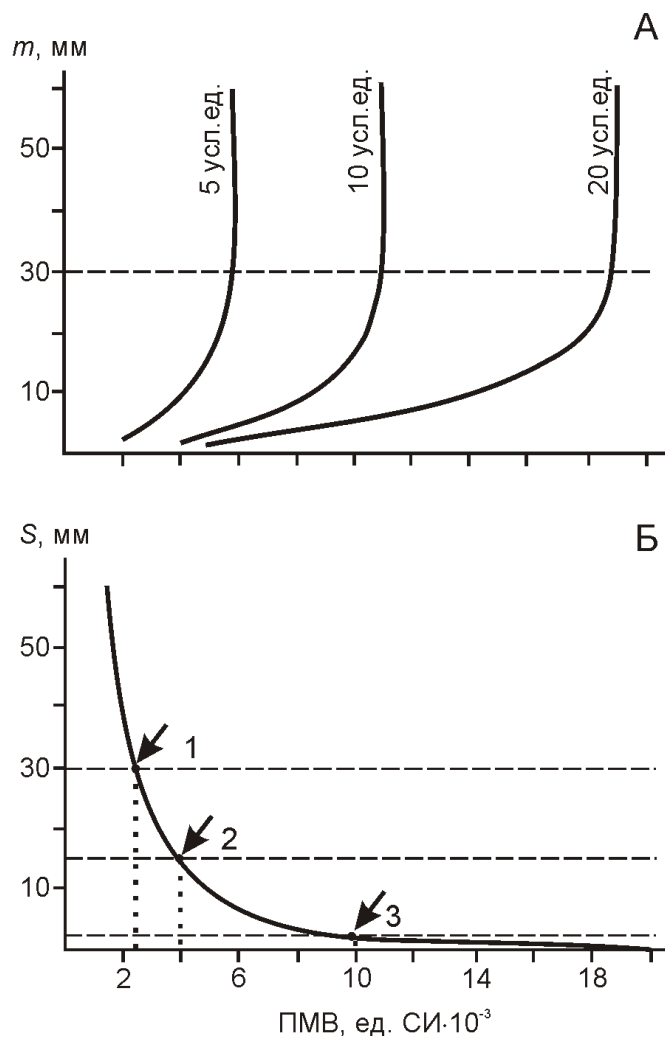


Рис. 1. Результаты опытов, определяющие приемы работ по замеру показателя магнитной восприимчивости аллювия с помощью каппаметра:

А — минимально необходимая мощность (m) измеряемого слоя в зависимости от содержания в нем ферромагнитного компонента; Б — показатели магнитной восприимчивости (ПМВ) слоя минимально необходимой мощности в зависимости от удаленности датчика прибора (S) от его поверхности; уменьшение: 1 — в 10 раз (30 мм), 2 — в 5 раз (14 мм), 3 — в 2 раза (2 мм)

няют известный порядок каппаметрических измерений следующим положением: при измерении аллювия в стенке горной выработки необходимо исключать слои с обломками крупнее среднегравийной размерности (2,0 мм). Характеристика таких слоев возможна в образцах, отобранных в мерную емкость с предварительным удалением (отсевом) крупных обломков и уплотнением рыхлой массы; объем мерной емкости должен обеспечивать толщину образца 30 см.

Метод опережающей каппаметрии при выявлении концентраций мелких и тонких частиц золота в аллювии на том или ином участке речной долины основывается на определении характера минералогического

обособления зон концентрации частиц золота в аллювии с учетом состава пород питающей провинции и динамики накопления осадочной толщи [2].

Влияние состава пород питающей провинции. Основная масса поступающих в русло минеральных зерен — это транзитный материал, смещающийся вниз по течению реки в соответствии со своей миграционной способностью. В «активной» к передвижению фракции минералов выделяется группа тяжелых («шлиховых») минералов, имеющих в речной долине ограниченную транспортабельность. Попадая в паводковое русло, они поперечными токами воды выносятся из стрежневой зоны потока и осаждаются на прирусловой отмели и пойме. Совместно с ними в осадке накапливаются мелкие и тонкие частицы золота, основная масса которых уплощенной формы, что делает их гидравлически эквивалентными зернам «шлиховых» минералов. При относительном однообразии набора «шлиховых» минералов [6] состав питающих пород прежде всего отражается в количественных соотношениях его минеральных компонентов. В соответствии с особенностями состава тяжелой минеральной фракции, участвующей в процессе осадочной дифференциации в речных руслах, изменяется и характер минералогического обособления аллювия зон концентрации мелких и тонких частиц золота, но в любом случае в нем усиливается роль наиболее тяжелых минеральных зерен из состава питающих пород. Минеральный состав аллювия отражается на значениях показателя магнитной восприимчивости, раскрывающих возможности применения результатов каппаметрического измерения с целью изучения распределения в нем частиц золота. Результаты каппаметрических и минералогических определений золотоносного аллювия различных регионов Якутии (долины рек Чара, Вилюй, Эльга), имеющих различную минерагеническую специализацию размываемых пород, отражены на рис. 2. Поле замеренных значений показателя магнитной восприимчивости аллювия с высоким ($1,0 \text{ г/м}^3$) и низким ($0,1 \text{ г/м}^3$) уровнями золотоносности показано на рис. 2, А. Значения показателя изменяются на порядок в пределах Чарской площади, лишь в несколько раз — в пределах Вилюйской и почти сопоставимы с изменениями на Эльгинской. Распределение замеренных значений показателя магнитной восприимчивости аллювия в рассмотренном поле измерений отражает различие состава горных пород, размываемых в речных руслах. Результаты минералогического определения образцов аллювия, раскрывающих причину нахождения значений его показателя магнитной восприимчивости на различных участках поля измерений, видны на рис. 2, Б, где гистограммы отражают содержание тяжелой минеральной фракции аллювия и весовую долю в ней ферромагнитных компонентов. На Чарской площади в аллювии отмечается самое высокое содержание минералов тяже-

лой фракции, среди которых преобладает магнетит, ферромагнитные свойства которого определяют наибольшую обособленность зоны значений показателя магнитной восприимчивости аллювия повышенной золотоносности. Наименьшие значения магнитной восприимчивости золотоносного аллювия зафиксированы на Эльгинской площади, где в аллювии отмечено низкое содержание тяжелой минеральной фракции. Это отражает состав размываемых гранитных пород с малым содержанием аксессуаров. Среди железосодержащих минералов в аллювии наибо-

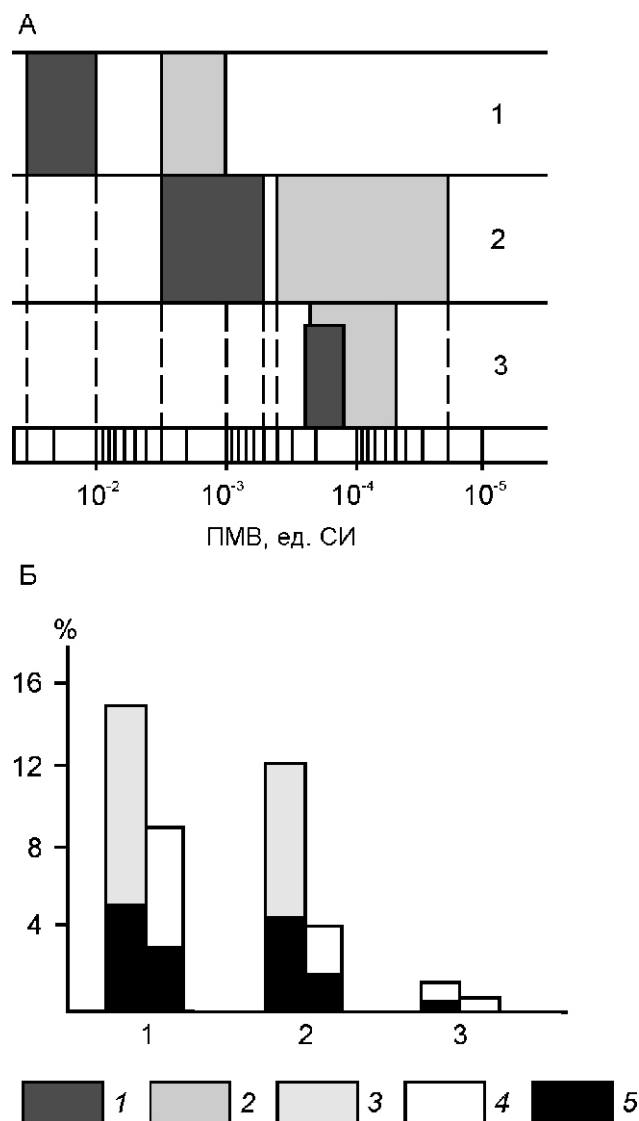


Рис. 2. Контраст минералогического обособления золотоносного аллювия в различных регионах Якутии по данным каппаметрических (А) и минералогических (Б) определений:

интервалы значений показателя магнитной восприимчивости проб аллювия с содержанием частиц золота (в г/м^3): 1 — 1, 2 — 0,1; содержание тяжелой фракции в пробе аллювия с содержанием частиц золота (в г/м^3): 3 — 1, 4 — 0,1; 5 — содержание (в %) в пробах аллювия рудных минералов (магнетит, ильменит и лимонит); площади: 1 — Чарская, 2 — Вилюйская, 3 — Эльгинская

лее представлены биотит и лимонит. В тяжелой фракции аллювия они находятся в основном в сростках с породой и слабо дифференцируются по содержанию в разрезах аллювия. Значения показателя магнитной восприимчивости золотоносного осадка не превышают здесь первых десятков единиц СИ 10^{-5} , что предъявляет высокие требования к качеству каппаметрических измерений.

Следует еще раз подчеркнуть, что эффективность применения метода каппаметрической разбраковки образцов аллювия различной золотоносности зависит не только от минералогической специализации пород размываемой провинции, но и от качества дезинтеграции материала, поступающего в речное русло. Так, в нижнем течении р. Учур (приток р. Алдан) опробованием аллювия на участке размыва рудоносных пород была зафиксирована зона концентрации мелких и тонких частиц золота с магнетитом, который находится здесь преимущественно в сростках с породой. Агрегаты слабо дифференцируются в речном потоке, придавая речному осадку достаточно высокую, но однообразную магнитную восприимчивость (сотни единиц СИ 10^{-5}) для аллювия различной золотоносности. При удалении от зоны рудной минерализации количество сростков магнетита с породой в речных отложениях уменьшается. Так, в долине р. Алдан (устье р. Учур) содержание минералов тяжелой фракции в образцах золотоносного аллювия достигает $154,2 \text{ кг/м}^3$, в т.ч. зерен магнетита — $31,7 \text{ кг/м}^3$. При этом значения показателя магнитной восприимчивости образцов аллювия повышенной золотоносности достигают тысяч единиц СИ 10^{-5} , что на порядок выше его значений в образцах аллювия слабой золотоносности.

Влияние динамики речного потока. Контраст минералогического обособления золотоносного аллювия может изменяться при гидродинамической сортировке обломочных частиц в речном русле. Мелкие и тонкие частицы золота в аллювии концентрируются в фации прирусловой отмели [3], и характер минералогического обособления золотоносных горизонтов изменяется по разрезу осадочной толщи. В объеме этой фации обычно более совершенна сортировка обломочных частиц по минеральному признаку в самом верхнем горизонте осадочной толщи, что позволяет сделать вывод о том, что осадочная дифференциация начинает различаться по мере наращивания мощности аллювия. В правобережье нижнего течения р. Виллой (384 км судового хода) авторы статьи изучали разрезы аллювия, вмещающие концентрацию мелких и тонких частиц золота на различных этажах аккумуляции речного осадка. Результаты этого изучения отражены в таблице, где представлен минеральный состав аллювия различной степени золотоносности в верхней и нижней субфациях прирусловой отмели. Сопоставляются содержания минералов, наиболее представительных в тяжелой фракции. Последовательность их рассмотрения отражает сте-

пень обособления аллювия повышенной золотоносности по каждому минеральному компоненту. Показано, что в наслоениях верхней субфации прирусловой отмели высокий уровень концентрации частиц золота ассоциирует с высоким выходом тяжелой минеральной фракции, в которой преобладают минералы повышенной плотности (в частности ильменит). В наслоениях нижней субфации прирусловой отмели минералогическое обособление горизонта, насыщенного мелкими и тонкими частицами золота, проявлено слабее: меньше выход тяжелой фракции с преобладанием более легкого минерала авгита. Можно сделать вывод, что в зоне концентрации мелких и тонких частиц золота уровень дифференциации речного осадка возрастает по мере наращивания разреза осадочной толщи.

Данные таблицы также показывают, что осадок убогой золотоносности как верхней, так и нижней субфаций аллювия прирусловой отмели имеет примерно одинаковый минеральный состав тяжелой фракции.

Во-первых, это говорит о том, что процесс концентрации мелких и тонких частиц золота в аллювии связан именно с осадочной дифференциацией минерального вещества, происходящей в специфичной гидродинамической обстановке на участке речного русла. Такой вывод актуален в связи с известными представлениями об определяющей роли неровностей дна русла в процессе концентрации частиц золота в аллювии.

Во-вторых, результаты изучения указывают на различную степень минералогической обособленности объема аллювия, вмещающего концентрацию мелких и тонких частиц золота на различных горизонтах осадочной толщи, что должно учитываться при оконтуривании россыпи таких частиц методом наземной магнитной съемки. Результаты замера показателя магнитной восприимчивости образцов, отобранных с различных горизонтов аллювия, предложенные в таблице, подтверждают это.

Таким образом, установлены предпосылки для эффективного применения метода опережающей каппаметрии при выявлении концентраций мелких и тонких частиц золота в аллювии высокой степени дифференциации. Например, в долине р. Виллой напротив устья р. Чыбыда по результатам геофизических измерений в разрезе песчано-глинистых наслоений аллювия авторы публикации выявили отдельные маломощные слойки (первые сантиметры) с концентрацией тонких (0,1—0,05 мм) частиц золота. Фиксация ее шлиховым опробованием стала возможна в результате выборности интервалов опробования в разрезе горной выработки на основе дробных каппаметрических измерений: в одном из супесчаных прослоев мощностью 0,02 м содержание Au $0,18 \text{ г/м}^3$. Нахождение прослоя в песчано-алевритовой толще позволяло измерять показатель магнитной восприим-

Параметры	Субфации прирусловой отмели			
	Нижняя		Верхняя	
Содержание золота, г/м ³	1,026	0,012	1,509	0,020
Выход тяжелой фракции, %	5,4	3,5	12,8	4,3
Содержание минералов тяжелой фракции, %				
Ильменит	19	16	38	16
Авгит	51	56	33	57
Гранат (альмандин)	13	10	11	8
Эпидот	5	7	4	7
Прочие минералы	12	11	14	12
Показатель магнитной восприимчивости, ед. СИ 10 ⁻⁵	90	6	250	25

Примечание. Полужирным шрифтом выделены содержания минералов в составе аллювия повышенной золотоносности.

чивости осадка непосредственно в стенке горной выработки без предварительного отбора грунта в мерную кювету, что увеличило качество и скорость измерений. Обнаружение накопления золота в наслонениях мелко-тонкозернистого осадка кровли фации прирусловой отмели указывает на возможность концентрации частиц золота в отложениях пойменной и старичной фаций аллювия, что подчеркивает многообразие пока еще слабо изученных условий концентрации «активной» фракции золота.

Как уже было отмечено, наиболее контрастное обогащение аллювия зон концентрации мелких и тонких частиц золота по показателю магнитной восприимчивости осадка зафиксировано на Чарской площади. Здесь авторами статьи проведены детальные работы по заверению результатов каппаметрических измерений в разрезах аллювия количественными определениями содержания золота. При обогащении материала проб применялся винтовой гидродинамический аппарат модельной разработки Иркутского научно-исследовательского института благородных и редких металлов (автор технического решения В.Д.Иванов), специализированный на извлечение в минеральный концентрат мелких и тонких частиц золота. В процессе обогатительной операции проводилась макроскопическая (в баллах) оценка степени насыщенности материала пробы частицами золота, что дало возможность оперативно интерпретировать результаты каппаметрических измерений. В лабораторных условиях выполнялись весовые определения содержания золота в полученных концентратах обогащения проб, а также минералогические — в исходном материале проб аллювия (литологические навески). Сопряженность обобщающих ха-

рактеристик проб аллювия отложений фации прирусловой отмели в нижнем течении р.Чара (район устья руч.Быйыттаах) по показателям его золотоносности, магнитной восприимчивости и минералогической обособленности (содержание тяжелой фракции и ферромагнитного компонента — магнетита) отраже-

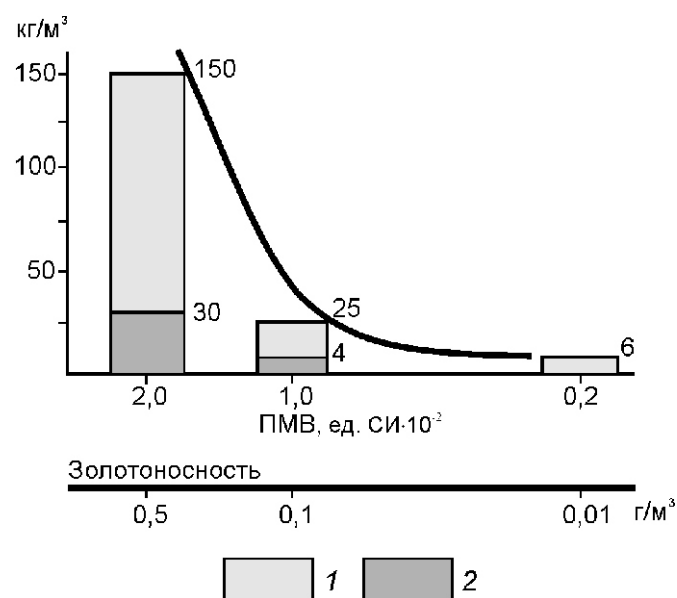


Рис. 3. Сопоставление значений показателя магнитной восприимчивости образцов аллювия различной степени золотоносности и содержания в них минералов тяжелой фракции:

1 — валовое содержание тяжелой минеральной фракции ильменит (14%)-амфибол (20%)-гранат (21%)-магнетитовой (38%) ассоциации; 2 — содержание зерен магнетита в объеме пробы

на на рис. 3. Установленная сопряженность значений этих характеристик позволяет построить петрофизическую модель по показателю магнитной восприимчивости россыпной залежи. Такие модельные построения были выполнены для одного из участков массива поймы в нижнем течении р.Чара.

Как известно, аллювий имеет составное (сегментное) строение. Каждый из намывных сегментов формируется в различные этапы эрозионно-аккумулятивной деятельности речного потока, который со временем претерпевает динамическое преобразование, отражающееся на характере осадочного процесса на участке речного русла. По мере береговой эрозии изменяется и состав материала обрушения в русло, и степень его золотоносности. Такая постоянная смена обстановки накопления осадка приводит к слоистости образующейся осадочной толщи и неравномерному распределению в ее разрезе концентраций частиц золота. По этой причине каждый из намывных сегментов аллювия отличается как строением, так и золотоносностью. Накопление частиц золота происходит в головных частях намывных сегментов, и при условии сопряженности этих участков сегментов в пространстве их можно рассматривать в едином контуре россыпной залежи. Так, в низовьях р.Чара (район устья руч.Быйыттаах) контур тела россыпи, объединяющий группу намывных сегментов в поперечном профиле правобережного массива поймы, имеет протяженность около 500 м. При среднем содержании золота $0,5 \text{ г/м}^3$ (в расчете на «пласт» мощностью 4 м) здесь его сосредоточено около 200 кг.

Следует отметить, что размер сегментов аллювия зависит от величины формирующего его водотока. Так, в нижнем течении р.Вилуй (район устья р.Тонгуо) разведочными выработками в пределах террасового массива аллювия прослеживается такой же составной контур россыпной залежи, ориентированный поперек речной долины на расстояние около 2 км и вмещающий запас в несколько тонн мелких и тонких частиц золота. Мощность «пласта» россыпи по отдельным участкам аллювиальных сегментов достигает 6,7 м при среднем содержании $\text{Au } 0,26 \text{ г/м}^3$ (В.А.Ганин и др., 1965). Между тем, возможность сочленения головных участков намывных сегментов аллювия возникает лишь на отдельных участках долины при постоянстве эрозии в профиле речного русла. Чаще же всего они разъединены в пространстве, что и обуславливает прерывистость контура россыпной залежи, состоящего из отдельных ядер концентрации золота.

План головного участка одного из таких намывных сегментов в долине р.Чара и результаты замера показателя магнитной восприимчивости (пределы замеренных значений) и уровня золотоносности аллювия по интервалам опробования в разрезе горных выработок представлены на рис. 4, А. По характеру строения и золотоносности участок отличается от смежно-

го с ним сегмента поймы. На плане указано местоположение горных выработок, в стенках которых проводились капнометрические измерения аллювия. Цифры представляют собой обобщающие значения показателя магнитной восприимчивости, установленные в пределах литологических слоев, которые, сменяя друг друга по площади и разрезу, определяют строение аллювия смежных участков намывных сегментов. Характеристика литологических слоев по по-

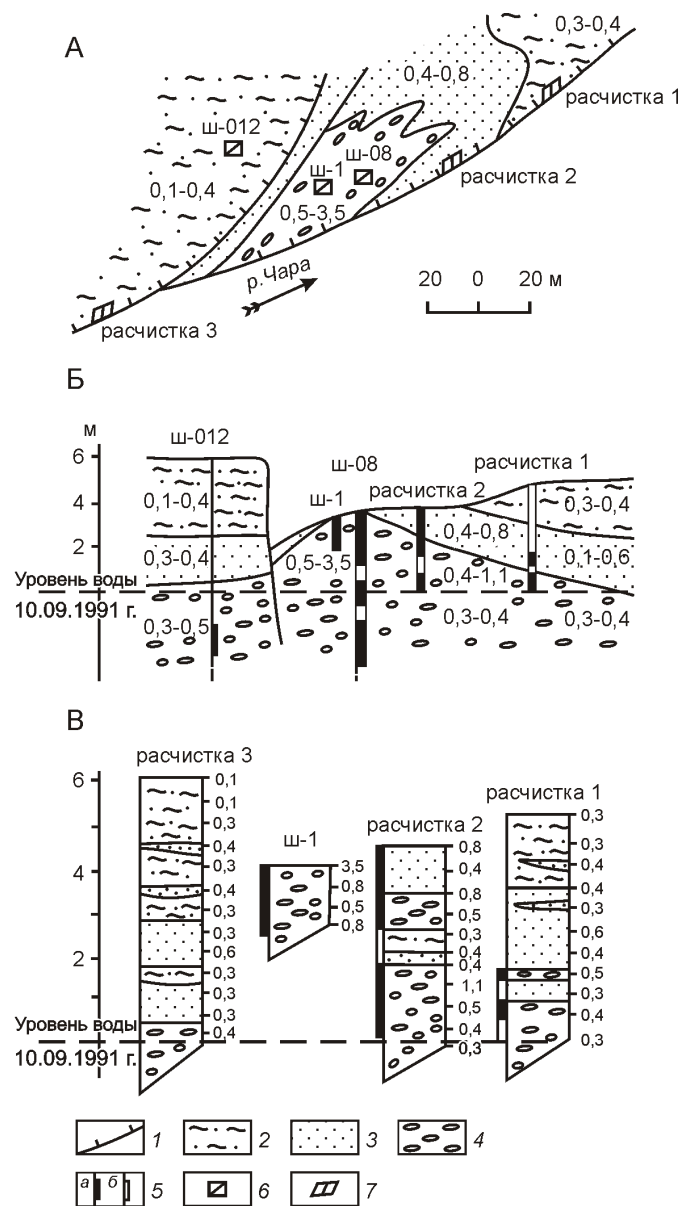


Рис. 4. Петрофизическая характеристика и золотоносность аллювия в разрезе одного из намывных сегментов в нижнем течении р.Чара (район устья руч.Быйыттаах):

1 — береговые обрывы; отложения: 2 — глинистые, 3 — песчаные, 4 — галечные; 5 — интервалы горных выработок с содержанием золота (в г/м^3): а — 0,1, б — 0,1; 6 — шурфы и места их заложения; 7 — расчистки берегового обнажения и их местоположение

казателю магнитной восприимчивости позволяет представить общую петрофизическую модель строения этого участка аккумулятивного образования. Один из профилей каппаметрических измерений в вертикальном разрезе осадочной толщи показан на рис. 4, Б. Здесь отражена та же обобщающая петрофизическая характеристика литологических слоев, а также интервалы концентрации золота. Данный профиль измерений дополняется значениями показателя магнитной восприимчивости в конкретных интервалах опробования (см. рис. 4, В). В пределах литологических слоев отмечается повышение значений этого показателя в интервалах с зафиксированной концентрацией частиц золота. Таким образом, повышенный фон показателя магнитной восприимчивости в различных литологических разностях аллювия данного намывного сегмента поймы соответствует контуру выявленной здесь россыпной залежи золота. Следует особо подчеркнуть, что построение петрофизической модели строения россыпного месторождения — основа применения высокоточной наземной магнитной съемки с целью оконтуривания его в массивах аллювия [1].

Из изложенного материала можно сделать следующий вывод. Основными предпосылками для выявления горизонтов аллювия, вмещающих концентрацию мелких и тонких частиц золота, по показателю его магнитной восприимчивости являются высокая степень дифференциации осадочной толщи и наличие в

ее составе ферромагнитного компонента. Строгая количественная корреляция значений показателя магнитной восприимчивости и золотоносности осадка возможна лишь в каждом конкретном разрезе фациального горизонта аллювия.

Авторы благодарят А.В.Артамонова, А.З.Мухина, С.С.Протодьяконова, И.В.Соина за помощь в проведении геофизических измерений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ахметшин А.А., Блинов А.А., Калинин В.М. и др.* О возможности применения магниторазведки при исследовании зон концентрации мелкого и тонкого золота в аллювии р.Вилюй // Тез. докл. VIII Всесоюз. совещ. по геологии россыпей. — Киев, 1987. С. 140.
2. *Блинов А.А.* Минералогический состав дифференцированного аллювия зон концентрации мелкого и тонкого золота // Минералого-геохимические аспекты магматизма и оруденения Якутии. — Якутск, 1993. С. 71—79.
3. *Блинов А.А.* Понятийная модель образования золотоносных россыпей косового типа // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 73—76.
4. *Блинов А.А.* Предпосылки концентрации мелких и тонких частиц золота в дифференцированном аллювии: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. — Якутск, 2007.
5. *Блинов А.А., Мальцев А.А.* О результатах определения режимов гидравлической сепарации минералов тяжелой фракции в бромформе / Аллювий. — Пермь, 1983. С. 148—158.
6. *Осовецкий Б.М.* Тяжелая фракция аллювия. — Иркутск: Изд-во Иркутского ун-та, 1986.

УДК [549.6:552.32.1](571.56)

Т.С.Хабибуллина, Н.В.Лескова, 2008

Цирконы щелочных пород массивов Томмотский и Сомнительный (Верхояно-Колымская складчатая область): типоморфные особенности и петрологическое значение

Т.С.ХАБИБУЛЛИНА, Н.В.ЛЕСКОВА (ИГАБМ СО РАН)

Полихронный (средний палеозой—триас) Томмотский массив щелочных пород пестрого состава: щелочно-ультраосновные породы субщелочные и щелочные габбро щелочные сиениты щелочные сиенит-пегматиты дайки горнблендитов и плагиоклазитов расположен на севере внутренней зоны Верхояно-Колымской складчатой области в пределах обособленного тектонического блока, где интродуцирует раннепалеозойские кристаллические сланцы, пара- и ортогнейсы гранитного состава. В южном экзоконтакте Томмотского массива локализован небольшой массив Сомнительный, сложенный щелочными и субщелочными гранитами с редкоземельной минерализацией (рис. 1). Формирование щелочных пород связывается [1] с рифтогенезом, охватившим в среднем палеозое восточную краевую

часть Сибирской платформы Северо-Азиатского кратона. Близкие по составу щелочные образования на территории Якутии крайне редки [1] и интересны значимым редкоземельным оруденением: массивы Томтор на севере восточной окраины Сибирской платформы и Горноозерский на юге Верхояно-Колымской складчатой области (см. рис. 1).

Среди щелочно-ультраосновных и щелочно-основных пород Томмотского массива спорадически отмечаются породы нормального ряда щелочности. Составы ядер зерен пироксенов и амфиболов щелочных разностей также соответствуют таковым пород нормальной щелочности [1]. Петрологические расчеты и анализ Rb-Sr изотопных систем свидетельствуют о верхнемантийном заложении магматического очага и ощелачивании расплавов, сформировавших

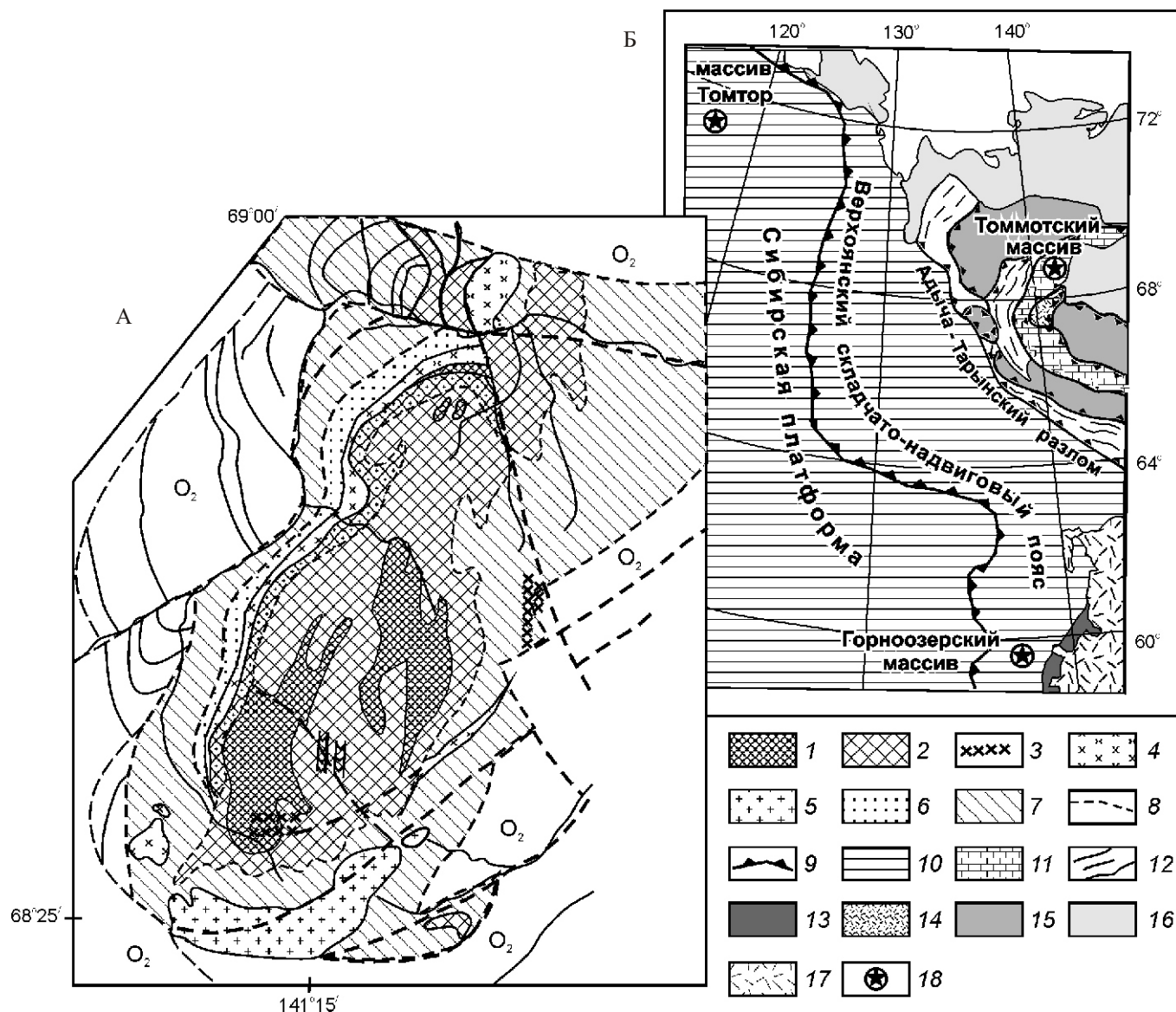


Рис. 1. Геологическая карта массивов Томмотский и Сомнительный (А) и их расположение (Б) в структурах Верхояно-Колымской складчатой области [1]:

1 — щелочно-ультраосновные породы; 2 — щелочные габброиды; 3 — горнблендиты и плагиоклазиты, дайковый комплекс; щелочные: 4 — сиениты; 5 — граниты; 6 — зоны фенитизации; вмещающие породы: 7 — кристаллические сланцы и гнейсы; 8 — тектонические нарушения; 9 — геологические границы; на врезке: 10 — Северо-Азиатский кратон, 11 — Омuleвский шельфовый террейн — ниже-среднепалеозойские карбонатно-терригенные и карбонатные отложения, 12 — Кулар-Нерский террейн аккреционного клина (сланцевый пояс), 13 — Охотский кратонный террейн; 14 — позднеюрский окраинно-континентальный вулканический пояс, 15 — средне-позднеюрские турбидиты преддуговых и задуговых прогибов; 16 — кайнозойские отложения; 17 — Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс; 18 — массивы щелочных пород; O₂ — раннепалеозойские карбонатные породы

Томмотский массив, в процессе их эволюции под воздействием усиливавшегося во времени потока глубинных флюидов, обогащенных редкими и редкоземельными элементами. Образование материнского гранитного расплава для пород массива Сомнительный проходило по предварительно проработанным этим же потоком глубинных флюидов коровым субстратам и при непосредственном его участии [1].

Породы обоих массивов характеризуются богатой (до десятых долей процента) акцессорной фракцией:

циркон с высокими содержаниями Hf, U и Th, магнетит, сфен, F-ОН-апатит с повышенными содержаниями Cl (до 0,8%), PЗЭ (~0,8%) и Cl/Na = 3/8, сопоставимыми с показателями апатита изначально обогащенных PЗЭ производных глубинных магм, колумбит-танталит, минералы PЗЭ (чевкинит, цериевые фосфаты, бастнезит), торит, флюорит. Одним из «сквозных» акцессорных минералов является циркон. Методика изучения типологии цирконов гранитоидов, разработанная Дж.Пюпином [7] с целью их

формационного и генетического расчленения, с успехом использовалась для гранитоидов северо-востока Верхояно-Колымской складчатой области [6]. В данной статье изложены результаты первой попытки применения этой методики для типизации цирконов щелочных пород.

Авторами были выделены и исследованы популяции цирконов из щелочно-ультраосновных пород (1 проба), щелочных габбро (4 пробы), щелочных сиенитов (2 пробы), щелочных сиено-пегматитов (1 проба) Томмотского массива и щелочных гранитов, щелочных лейкогранитов и сопровождающих их жил альбититов (по одной пробе) массива Сомнительный. Типоморфный состав всех изученных популяций на первый взгляд очень однообразен и примитивен: в них, за исключением популяции цирконов щелочно-ультраосновных пород, доминирует (до 95%) метамиктный преобразованный высокотемпературный морфотип D/1 (рис. 2) при резко подчиненном значении незатронутого вторичными изменениями морфотипа D.

Цирконы щелочно-ультраосновных пород представлены магматическим морфотипом J₄ (~30%) и постмагматическим AB₂—A (~70%) (см. рис. 2, А). Кристаллы циркона морфотипа J₄ прозрачные, удлиненные (3,5—4,5), очень мелкие (до 0,6 мм), с редкими включениями игольчатых цирконов и мельчайши-

ми рудными и газовой-жидкими обособлениями. По средней величине морфотипа ZrO₂/HfO₂ 80,8—78,7—68,5 (в центре и по краям призм и пирамид, соответственно) и минимальным концентрациям элементов-примесей (табл. 1; 1) эти цирконы соответствуют цирконам ультраосновных—основных пород нормального ряда щелочности [5, 6], тогда как физико-химические параметры среды их кристаллизации (см. рис. 2, А и 3, IA 500, IT 800) указывают на несколько повышенную ее щелочность [7]. Отсутствие следов массивированной щелочной обработки в виде неизбежного при этом преобразования ранних цирконов позволяет предполагать, что значительный приток глубинных флюидов, вероятно, имел место уже после основных этапов кристаллизации ультрамафитов.

Постмагматические цирконы в популяции представлены только хрупкими обломками крупных сильно трещиноватых кристаллов крайней степени метамиктности с непостоянными величинами площадей граней ведущих и подчиненных пирамид, что превращает определение их морфотипа в собирание «пазлов» со всеми сопутствующими этому процессу ошибками. Поэтому принадлежность данных кристаллов к группе морфотипов ряда «А» основывалась на отсутствии у них призматических граней и граней пирамид (301) и (211), а сам морфотип таких крис-

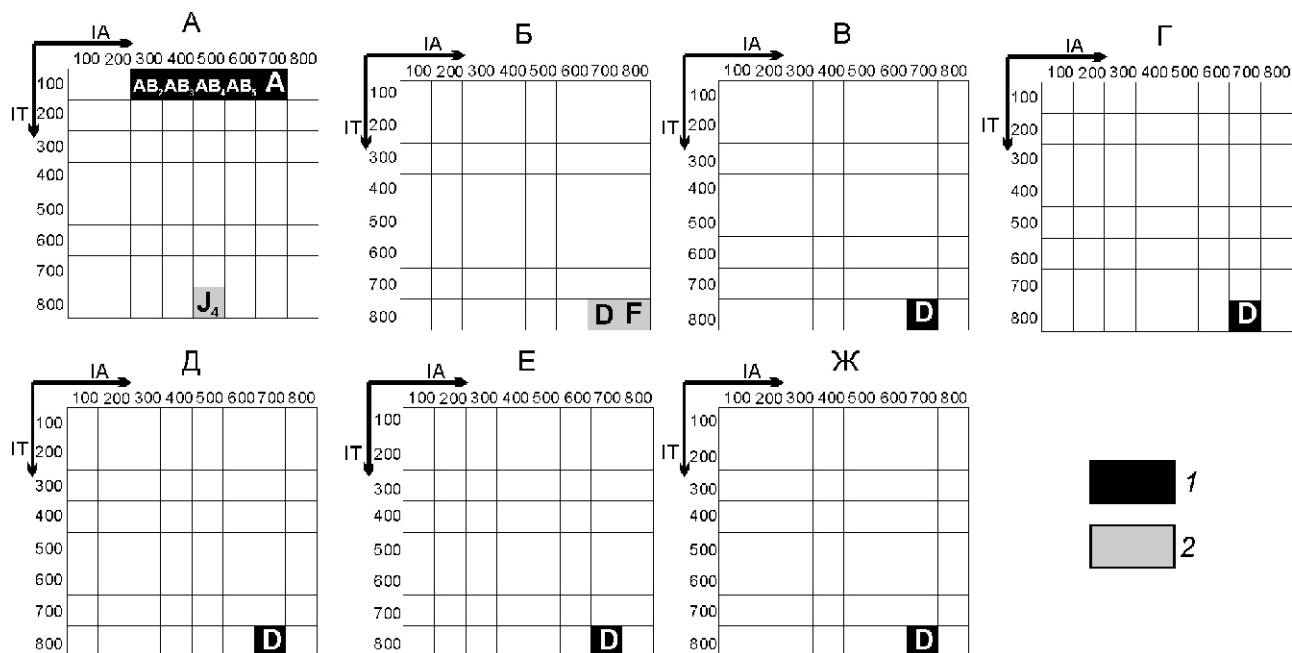


Рис. 2. Усредненные статистические диаграммы цирконовых популяций интрузивных пород массивов Томмотский (А—Г) и Сомнительный (Д—Ж):

А — щелочно-ультраосновные породы: J₄ ~30%, AB₂—A ~70%, IA 465, IT 310, T_{ср.кристал.} ~660 °C; Б — щелочные габбро: D ~10%, D/1 ~40%, F ~50%, IA 750, IT 800, T_{ср.кристал.} ~900 °C; В — щелочные сиениты: D ~10%, D/1 ~90%, IA 700, IT 800, T_{ср.кристал.} ~900 °C; Г — щелочные сиенит-пегматиты: фрагменты крупных кристаллов D — D/1 (?) — 100%, IA ~700, IT ~800, T_{ср.кристал.} ~900 °C; Д — щелочные граниты: D 100%, IA 700, IT 800, T_{ср.кристал.} ~900 °C; Е — щелочные лейкограниты: D ~5%, D/1 ~95%, IA 700, IT 800, T_{ср.кристал.} ~900 °C; Ж — альбититы: D (?) 100%, IA 700, IT 800, T_{ср.кристал.} ~900 °C; 1 — 50%, 2 — 50—20%

1. Состав цирконов из интрузивных щелочных пород Томмотского массива

Морфотип	Точка опробования	ZrO ₂	P ₂ O ₅	ThO ₂	UO ₂	SiO ₂	Yb ₂ O ₃	HfO ₂	Y ₂ O ₃	ZrO ₂ /HfO ₂
<i>Щелочно–ультраосновные породы</i>										
1. J ₄ n 19	C	66,48	0,03	0,01	0,02	30,59	0,00	0,86	0,00	80,80
	Pm	66,58	0,01	0,01	0,00	30,20	0,00	0,88	0,01	78,71
	Am	66,23	0,04	0,04	0,00	30,58	0,08	1,03	0,05	68,54
2. AB ₂ —A n 32	C	64,41	0,09	0,02	0,00	32,95	0,15	1,31	0,07	49,61
	Pm	64,89	0,02	0,01	0,13	31,80	0,28	1,45	0,03	44,95
	Am	65,40	0,09	0,03	0,00	32,01	0,10	1,58	0,04	41,56
3. AB ₂ —A кристалл N22	22C	64,75	0,00	0,00	0,00	31,16	0,00	1,47	0,00	44,05
	22Pm	64,69	0,01	0,00	0,00	31,34	0,00	1,48	0,00	43,71
	22Am	63,83	0,17	0,05	0,04	31,75	0,15	1,52	0,10	41,99
	22ink1	66,44	0,04	0,03	0,00	32,41	0,00	1,47	0,02	45,20
4. AB ₂ —A кристалл N32	32C	63,33	0,36	0,13	0,00	32,01	0,71	1,33	0,32	47,62
	32Pm	66,21	0,00	0,00	0,00	32,84	0,00	1,52	0,00	43,56
	32Am	66,18	0,00	0,00	0,00	32,33	0,00	1,59	0,00	41,62
	32ink1	63,35	0,27	0,02	0,00	30,77	0,38	1,61	0,18	39,35
	32ink2	66,04	0,00	0,00	0,00	32,51	0,00	1,59	0,00	41,53
	32ink3	60,31	0,14	0,22	0,21	30,23	6,43	2,01	0,58	30,16
<i>Щелочное габбро</i>										
5. D n 34	C	66,33	0,01	0,01	0,00	31,21	0,11	1,23	0,04	54,59
	Pm	66,63	0,01	0,01	0,00	31,30	0,11	1,36	0,03	49,37
	Am	66,13	0,02	0,02	0,00	31,33	0,15	1,49	0,03	44,54
6. D/1 n 161	C	65,25	0,49	0,06	0,00	31,53	0,15	2,00	0,05	36,11
	Pm	64,92	0,50	0,04	0,00	31,57	0,27	2,44	0,07	29,86
	Am	64,21	0,49	0,07	0,00	31,44	0,25	3,51	0,07	22,39
7. D/1 кристалл N29	29C	64,29	0,13	0,02	0,00	30,59	0,23	1,67	0,08	38,50
	29Pm	63,84	0,05	0,08	0,00	31,20	0,10	2,42	0,01	26,38
	29Am	58,83	0,25	1,79	0,00	30,80	0,53	5,87	0,20	10,02
8. D/1 кристалл N118	118NC	63,37	1,19	0,01	0,00	31,49	0,18	2,69	0,00	23,56
	118NA	62,35	1,16	0,13	0,00	32,33	0,70	3,89	0,13	16,03
	118L1A	62,75	1,19	0,05	0,00	30,94	0,52	3,85	0,04	16,30
	118L2A	62,39	0,92	0,03	0,00	31,85	0,68	3,81	0,09	16,38
	118Am	63,49	1,14	0,01	0,00	31,10	0,13	2,76	0,07	23,00
9. F n 33	C	65,47	0,02	0,01	0,00	31,49	0,13	0,46	0,03	31,91
	Pm	64,58	0,06	0,02	0,00	31,80	0,30	3,07	0,07	23,51
	Am	63,40	0,09	0,14	0,00	31,64	0,39	4,00	0,13	17,14

Морфотип	Точка опробования	ZrO ₂	P ₂ O ₅	ThO ₂	UO ₂	SiO ₂	Yb ₂ O ₃	HfO ₂	Y ₂ O ₃	ZrO ₂ /HfO ₂
10. F кристалл N17	17NNC	65,56	0,00	0,00	0,00	31,87	0,00	2,96	0,00	22,15
	17NP	64,42	0,01	0,02	0,00	31,22	0,05	3,09	0,02	20,85
	17NA	64,62	0,02	0,00	0,00	30,53	0,12	2,45	0,03	26,38
	17P1	64,03	0,04	0,05	0,00	30,56	0,03	3,45	0,00	18,56
	17Pm	65,35	0,00	0,00	0,00	32,00	0,00	2,73	0,00	23,94
	17A1	63,41	0,08	0,10	0,00	30,15	0,42	3,15	0,29	20,13
	17Am	64,13	0,08	0,00	0,00	29,67	0,28	2,70	0,05	23,75
11. F кристалл N2	2C	65,81	0,02	0,00	0,00	32,26	0,00	2,69	0,01	24,46
	2Pm	64,01	0,17	0,09	0,00	31,77	0,41	3,53	0,17	18,13
	2Am	64,01	0,06	0,00	0,00	33,11	0,24	3,99	0,10	16,10
	2ink1	65,69	0,04	0,00	0,00	32,24	0,00	2,53	0,00	25,96
	2ink2	64,96	0,07	0,01	0,00	32,55	0,08	3,15	0,10	20,62
<i>Щелочной сиенит</i>										
12. D n 32	C	65,21	0,01	0,33	0,10	31,33	0,25	0,60	0,05	130,95
	Pm	64,75	0,02	0,22	0,08	31,38	0,16	0,84	0,05	82,64
	Am	65,46	0,03	0,18	0,09	31,20	0,07	0,92	0,07	75,83
13. D/1 n 50	C	50,37	0,24	0,03	0,00	35,36	0,38	16,55	0,39	3,45
	Pm	49,34	0,41	0,02	0,00	35,09	0,60	18,11	0,51	2,83
	Am	48,86	0,23	0,00	0,00	35,18	0,34	19,54	0,36	2,54
<i>Щелочной сиенито-негматит</i>										
14. Усредненный (n 25) состав фрагментов про- зрачных кристал- лов	75C	64,70	0,02	0,09	0,09	31,87	0,37	1,37	0,11	47,01
	75P1	64,94	0,00	0,04	0,00	32,23	0,21	1,49	0,02	43,58
	75Pm	64,53	0,00	0,07	0,05	32,44	0,33	1,70	0,00	37,96
	75A1	64,02	0,02	0,41	0,22	32,26	0,46	1,35	0,06	47,42
	75Am	64,79	0,00	0,00	0,00	32,00	0,00	1,75	0,00	37,02
15. Усредненный (n 31) состав фрагментов мета- миктных крис- таллов	71C	63,96	0,00	0,95	0,00	32,59	1,13	1,24	0,14	51,58
	71Pm	62,07	0,00	1,53	0,03	31,73	0,64	1,34	0,09	46,32
	71PPm	65,21	0,00	0,01	0,00	33,05	0,15	2,14	0,01	30,47
	71Am	65,17	0,00	0,13	0,00	33,33	0,32	2,26	0,08	28,84

Примечание. Здесь и далее анализы выполнены авторами на рентгеновском микроанализаторе CAMEBAX-Micro в ИГАБМ СО РАН. Схемы опробования отдельных индивидов см. на рис. 4; *n* — число проанализированных зерен данного морфотипа из соответствующей популяции цирконов в случае усредненных по морфотипу данных анализов. Точечные зоны опробования кристаллов: N — порядковый номер кристалла в эпоксидной шашке; точки опробования: C — центр; последний морфообразующий слой противоположных: Pm и PPm — граней призмы, Am и AAm — пирамид кристалла; P1, ... Pm — промежуточные составы в интервале C—Pm (центр—край призмы); A1, ... Am — промежуточные составы в интервале C—Am (центр—край пирамиды) при опробовании отдельных слоев внутри кристаллов с четко выраженной оптической или химической зональностью или отдельные замеры по указанному профилю; ink1 — состав включения; NC — состав в центре и NA — на периферии пирамиды ядра-затравки в кристалле; NNC — состав ядра в ядре-затравке кристалла; L1A — состав первого от ядра-затравки слоя в кристалле слоистой зональной структуры по профилю NC — L1, L2, ... Am. Условие съемки: U — 20 кВ, I — 15 нА; стандарты — силикаты, оксиды и металлы.

таллов был определен как сложный морфотип AB_2-A . Следует отметить, что диагностика морфотипов поздне-постмагматических кристаллов всегда затруднена из-за искажения кристаллографической формы их огранки вследствие анизотропии питания, обеспечиваемой неравномерностью поступления, концентрации и состава питающих растворов, доставляющих растущему индивиду «строительный материал» в стесненных условиях завершающих стадий кристаллизации расплавов [4]. Огромный интервал индекса агаитности этого сложного морфотипа (см. рис. 2, А, 300—700) и его подавляющий объем в популяции предполагает массивное поступление извне на завершающем этапе становления ультрамафитов высокоактивных и обогащенных редкими и редкоземельными элементами агентов щелочного состава с крайне низкой степенью гомогенности. В пользу этого предположения свидетельствует и обилие проанализированных в низкотемпературных цирконах этой популяции включений, близких по составу к высокотемпературному морфотипу J_4 , а также микрокристаллов цирконов, обогащенных редкими элементами, заметно отличающихся по составу от циркона-хозяина (см. табл. 1 и рис. 4; кристаллы 22 и 32).

Популяция цирконов щелочных габбро (рисунки 2, Б; 3; 4, 118 и 5, а) отличается от описанной резким возрастанием средних по популяции значений индекса IA до максимального (750) за счет массовой кристаллизации наиболее высокотемпературного и щелочного (IT 800, IA 800) из возможных [7] — морфотипа F. Кристаллизация циркона в виде морфотипа F в таком количестве в базитовом расплаве предполагает активный, даже, скачкообразный рост его щелочности, что подтверждает выводы петрологов о наиболее активном взаимодействии расплава с глубинными щелочными флюидами именно на этом этапе становления Томмотского массива (см. рис. 3) [1]. Совместное же присутствие в рассматриваемой популяции магматических высокотемпературных высокощелочных цирконов морфотипа D (см. табл. 1;

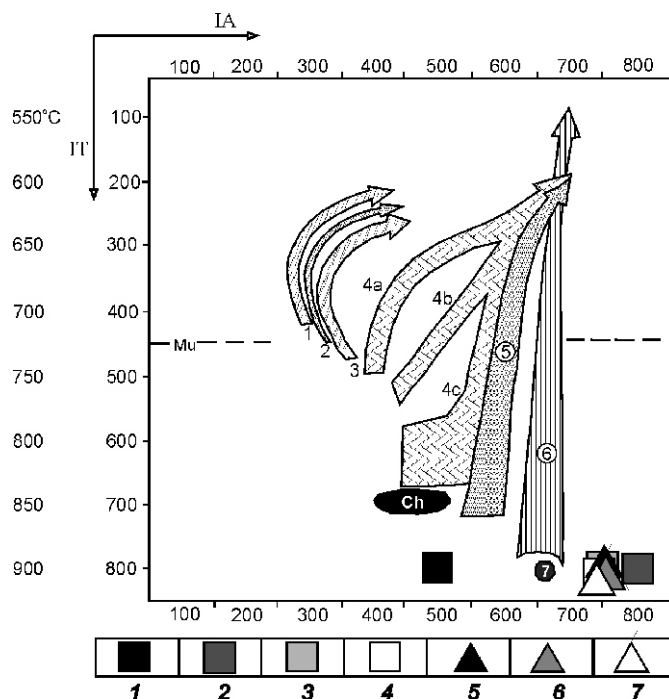


Рис. 3. Диаграмма главных трендов эволюции цирконовых популяций интрузивных пород массивов Томмотский и Сомнительный [7]:

усредненные тренды эволюции пород: 1 — щелочно-ультраосновных (без влияния наложенного постмагматическими изменениями сложного морфотипа ряда AB_2-A), щелочных: 2 — габбро, 3 — сиенитов, 4 — сиенит-пегматитов, 5 — гранитов, 6 — лейкогранитов, 7 — альбититов; тренды популяций цирконов из гранитоидов [7]: 1—3 — коровых и преимущественно коровых источников; 4(a, b, c) — известково-щелочных и 5 — субщелочных серий гибридных корово-мантийных источников; 6 — щелочных и 7 — толеитовых серий мантийных или существенно мантийных источников; Mu — предел распространения цирконовых популяций из мусковитовых гранитов (IT 450), Ch — область распространения цирконовых популяций чарнокитоидов; IA — индекс агаитности (отношение щелочности к глиноземуистости среды кристаллизации), IT — индекс температуры среды

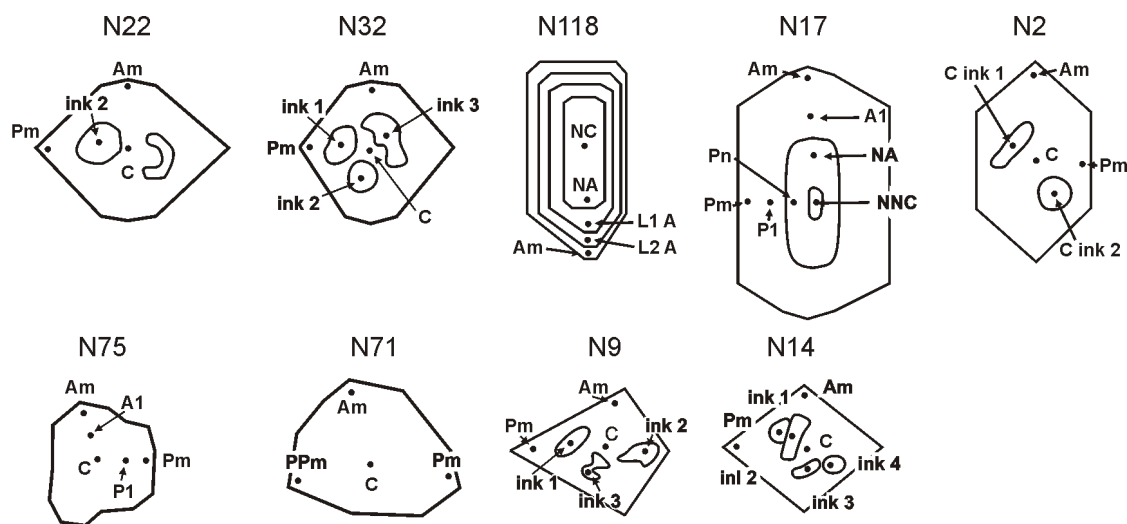


Рис. 4. Схемы опробования кристаллов циркона

N5, $ZrO_2/HfO_2 \sim 55-45$) с его преобразованной без изменения кристалломорфологии [6] и обогащенной примесями высокотемпературной модификацией D/1 с величиной ZrO_2/HfO_2 до 10 (см. табл. 1; N6, 7, 8; кристаллы N29, 118; рис. 4, 118) и наиболее высокощелочным морфотипом F с ZrO_2/HfO_2 до 16 (см. табл. 1; N9, 10, 11; кристаллы N17 и 2; рис. 4, 17 и 2) с очень высокими, но неравномерными содержаниями фиксируемых элементов-примесей, предполагает или периодический вброс насыщенных ими глубинных флюидов, или постоянное, но неравномерное по концентрации редких и редкоземельных элементов и щелочей их поступление с неравномерным распределением по объему магматической камеры.

Точка средних значений параметров популяции цирконов щелочных габбро размещается в корнях ствола 6 — начале тренда эволюции популяций цирконов щелочных серий, практически совпадая с областью 7 — трендом эволюции популяций цирконов толеитовых серий мантийных или существенно мантийных источников [7] (см. рис. 3). Это прямое указание на глубину заложения очага материнского для щелочных габбро расплава и высокощелочные характеристики щелочного флюида, к этому времени уже практически полностью изменившего в сторону максимального ощелачивания параметры как самого расплава, так и среднестатистические параметры популяции его цирконов (см. рисунки 2, Б и 3).

Популяция цирконов щелочных сиенитов (см. рисунки 2, В; 3 и 5, б; табл. 1; 12, 13) состоит из типичного высокотемпературного магматического циркона морфотипа D (~10%) и его глубоко преобра-

зованной метамиктной модификации D/1 (~90%) [6], имея, таким образом, параметры IA 700, IT 800, $T_{\text{ср. кристал.}} \sim 900$ С.

Кристаллы циркона морфотипа D желтоватые, полупрозрачные, слабо трещиноватые, с удлинением в пределах 3,5—4,5, очень мелкие (0,5—0,6 мм), слабо зональные по конечным пирамидам, с минимальным количеством включений в виде игольчатого циркона и мельчайших рудных и газовой-жидких обособлений. Величина $ZrO_2/HfO_2 \sim 131,0-82,6-75,8$ (центр, периферия призм и пирамид, соответственно, в среднем, по замерам на 32 кристаллах) безоговорочно определяет их как продукт мантийных глубинных расплавов [5, 6], а значительные концентрации в них Th, U, Yb (десятые доли процента; см. табл. 1) характеризуют материнский расплав как обогащенный щелочами, редкими и редкоземельными элементами (высокотемпературные цирконы мантийных магм нормального ряда, как правило, практически стерильны в отношении подобных примесей [5, 6]). В то же время, сохранение низких значений первичных изотопных отношений стронция в породах и минералах (I_0 0,7024—0,7028) [1] указывает на верхнемантийный уровень магмогенерации, т.е. формирование сиенитов проходило из верхнемантийных расплавов при продолжающемся поступлении глубинных щелочных флюидов.

Поздне-постмагматические метамиктные цирконы морфотипа D/1 сиенитов (см. рис. 5, б) резко выделяются не только среди цирконов остальных пород Томмотского массива, но и как минералогический феномен своим неординарным составом. Эти цирконы (?), составляющие подавляющую часть данной популяции, содержат только Hf в количестве, требующем переименования минерала (10—19%). Содержание других также довольно значительно (см. табл. 1; 13). Более глубокое и полное их изучение с помощью новейших методов — прерогатива отдельного исследования.

Популяция цирконов щелочных сиенит-пегматитов Томмотского массива на 100% представлена обломками крупных кристаллов различной степени метамиктности, по фрагментам граней которых только с большой долей допущения можно предположить их принадлежность к крупным кристаллам морфотипа D (см. рисунки 2, Г; 3; 4, 71 и 75). Количественное соотношение метамиктных (D/1) и неметамиктных (D) фрагментов приблизительно 1:3. Значительный разброс в концентрации примесей по отдельным фрагментам потребовал анализа значительного (56) их количества для получения статистически значимого усредненного результата по содержанию примесей в метамиктных и неметамиктных индивидах. Высокие (до 1,5%) концентрации редкоземельных и редких элементов (см. табл. 1; 14, 15) обусловили соответствующую степень метамиктности, а образование из остаточного расплава камеры станов-

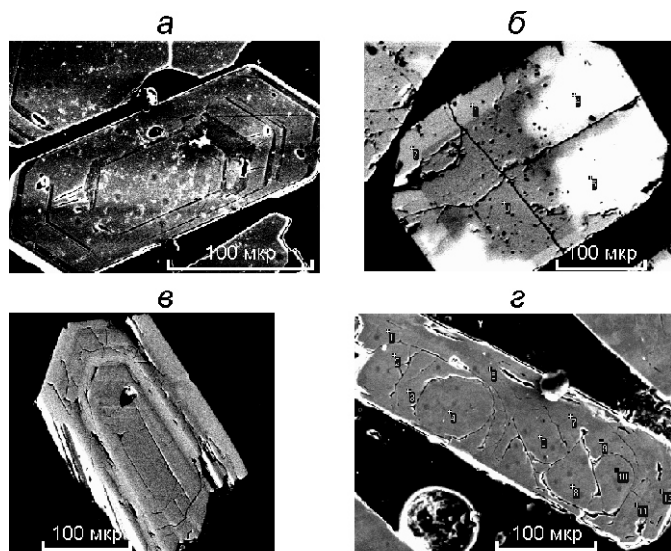


Рис. 5. Внутреннее строение кристаллов морфотипа D/1. Фото Н.В.Лесковой, сканирующий электронный микроскоп Jeol JSM-6480LV:

из популяций цирконов: а — щелочных габбро и б — щелочных сиенитов массива Томмотский; в, г — щелочных лейкогранитов массива Сомнительный

ления сиенитов в специфических условиях пегматитообразования — крупные размеры кристаллов циркона.

Популяция цирконов щелочных гранитов массива Сомнительный (см. рисунки 2, Д и 3) представлена единственным высокотемпературным морфотипом D, с характерными для цирконов гранитоидов корово-мантийного происхождения величинами $ZrO_2/HfO_2 \sim 56-43$ на фоне довольно низких содержаний в них элементов-примесей (табл. 2) [5, 6]. В щелочных лейкогранитах (см. рисунки 2, Е и 3) этого

массива морфотип D составляет лишь 5% популяции, тогда как остальные 95% — преобразованный морфотип D/1. Кристаллы циркона магматического морфотипа D обеих разновидностей гранитов близки как по составу ($ZrO_2/HfO_2 \sim 58-40$ и $\sim 64-40$, концентрации элементов-примесей не более сотых долей процента (см. табл. 2), так и по облику. Это мелкие (0,6—1,0 мм), полупрозрачные, многозональные кристаллы с удлинением 2—4, кремового цвета, слегка трещиноватые, с включениями игольчатого циркона, апатита, рудных минералов и газовой-жид-

2. Состав цирконов интрузивных щелочных пород массива Сомнительный

Морфотип	Точка опробования	ZrO ₂	P ₂ O ₅	ThO ₂	UO ₂	SiO ₂	Yb ₂ O ₃	HfO ₂	Y ₂ O ₃	ZrO ₂ /HfO ₂
<i>Щелочной гранит</i>										
1. D n 74	C	65,14	0,06	0,02	0,01	32,50	0,13	1,28	0,06	51,46
	Pm	65,26	0,05	0,03	0,01	32,37	0,05	1,42	0,03	46,23
	Am	65,34	0,03	0,01	0,00	32,35	0,10	1,51	0,02	43,54
2. D зерно N9	9C	64,97	0,01	0,02	0,00	32,79	0,00	1,14	0,00	56,99
	9Pm	65,40	0,01	0,00	0,00	32,36	0,00	1,40	0,00	46,71
	9Am	66,45	0,00	0,00	0,00	32,62	0,00	1,47	0,00	45,20
	9ink1	0,18	0,07	1,78	8,97	0,65	1,53	3,06	0,77	0,06
	9ink2	65,06	0,19	0,04	0,00	32,11	0,23	1,13	0,13	57,58
	9ink3	0,21	0,08	0,10	0,36	64,60	0,06	0,82	0,19	0,25
3. D Зерно N14	14C	64,15	0,01	0,03	0,00	32,25	0,00	1,36	0,03	47,17
	14Pm	64,22	0,00	0,00	0,00	32,19	0,00	1,60	0,00	40,14
	14Am	63,69	0,04	0,00	0,00	32,27	0,00	1,66	0,00	38,37
	14ink1	63,47	0,05	0,01	0,04	31,49	0,07	1,44	0,03	44,08
	14ink2	64,72	0,03	0,00	0,02	31,52	0,00	1,62	0,06	39,95
	14ink3	63,60	0,01	0,05	0,07	31,23	0,00	1,32	0,03	48,18
	14ink4	63,75	0,01	0,00	0,00	32,57	0,00	1,34	0,06	47,57
<i>Щелочной лейкогранит</i>										
4. D n 9	C	64,27	0,00	0,01	0,00	33,71	0,01	1,00	0,01	64,45
	Pm	64,38	0,00	0,01	0,00	33,76	0,05	1,27	0,01	51,70
	Am	64,55	0,00	0,00	0,00	33,94	0,00	1,65	0,02	40,44
5. D/1 n 12	C	63,68	0,04	0,00	0,00	34,36	0,02	1,52	0,04	42,89
	Pm	63,70	0,00	0,00	0,00	34,10	0,01	1,74	0,01	36,61
	Am	63,63	0,00	0,00	0,00	34,03	0,00	2,03	0,00	31,73
<i>Альбитит</i>										
6. Фрагменты кристаллов не-установленного морфотипа (n 32)	C	65,61	0,00	0,00	0,02	32,50	0,20	0,83	0,03	82,73
	Pm	65,33	0,00	0,00	0,08	32,54	0,22	0,94	0,02	72,86
	Am	65,72	0,00	0,00	0,00	32,81	0,09	1,07	0,02	63,98

ких изолятов. Минеральные включения (см. табл. 2, зерно N9; рис. 4, 9) в цирконе морфотипа D из щелочных гранитов представлены цирконом, сингенетичным центральной части кристалла-хозяина ($ZrO_2/HfO_2 \sim 58$) и не поддающимся точной диагностике минералом с высокими содержаниями (в %): ThO_2 1,78; UO_3 8,97; Yb_2O_3 1,53 и Y_2O_3 0,77 (см. табл. 2, зерно N9, включение 9ink1). Кристаллы морфотипа D/1 щелочных лейкогранитов (см. рис. 5, *в и з*) с $ZrO_2/HfO_2 \sim 43—37—32$ (центр, периферия призм и периферия пирамид, соответственно, табл. 2, 5) — типичный продукт поздне-постмагматических процессов, и представляют собой преобразованный циркон морфотипа D, неизменные реликты которого зафиксированы в центре нескольких индивидов D/1.

Цирконы альбититов (см. рисунки 2, Ж и 3; табл. 2) представлены фрагментами кристаллов, предположительно морфотипа D. Минимальные содержания элементов-примесей в конечных оболочках кристаллов этого поздне-постмагматического морфотипа обусловлены образованием их в среде, обедненной примесями по причине массового выделения собственных минералов еще при формировании главной фации массива — щелочных гранитов.

В ходе проведенного исследования было установлено, что в популяциях цирконов пород Томмотского массива, от ранних членов ряда к поздним, отчетливо фиксируется все более упрощающаяся — «щелочная» — морфология огранки поздне-постмагматических кристаллов и растущее, вплоть до подавляющего в популяции, количество перекристаллизованных и преобразованных в поздне-постмагматические стадии собственно магматических высокотемпературных индивидов различной степени удлинения. Цирконы щелочных гранитов главной фации массива Сомнительный близки по составу и содержаниям фиксируемых элементов-примесей цирконам щелочных габбро Томмотского массива (см. таблицы 1 и 2), что, скорее всего, подтверждает формирование гранитоидного магматического очага по предварительно проработанному основными расплавами и флюидами коровому субстрату [1]. Скачкообразное возрастание роли преобразованных морфотипов в лейкогранитах позволяет предполагать дополнительное поступление глубинных флюидов и именно с этим процессом связывать редко-металльно-редкоземельное оруденение.

Точки средних значений параметров популяций цирконов всех изученных пород (см. рис. 3) размещаются в корнях ствола 6 — начале тренда эволюции популяций цирконов щелочных серий, практически совпадая с областью 7 популяций цирконов толеитовых серий мантийных или существенно мантийных источников. Все магматические составляющие этих популяций, кроме высокотемпературной составляющей цирконов щелочно-ультраосновных пород J₄, непосредственно унаследованной от мантийного материнского базитового расплава средней щелочнос-

ти, указывают на верхнемантийное заложение очага материнского для соответствующих пород расплавов и высокощелочные характеристики воздействовавшего на них щелочного флюида.

Из представленных в статье материалов можно сделать следующие выводы:

1. Результаты проведенных исследований подтверждают мнение петрологов [1] о формировании всего комплекса рассмотренных пород при участии глубинных щелочных флюидов, обогащенных редкими и редкоземельными элементами (и, как следствие, о длительном существовании магматического очага) и позволяют сделать вывод о пульсирующем характере их поступления.

2. Установлена возможность применения метода Дж.Пюпина [7] для изучения типологии цирконов щелочных магматических пород более широкого спектра составов. В то же время при изучении цирконов щелочных пород надо учитывать, что кажущаяся простота морфологии индивидов цирконов и обширнейший набор вторичных изменений, затушевывающих до неузнаваемости истинную картину — это далеко неполный перечень препятствий, которые могут свести на нет применение метода. Пример популяции цирконов щелочно-ультраосновных образований Томмотского массива, в среднестатистических показателях которой отразились в основном данные постмагматической составляющей, показывает, что типоморфный анализ популяций цирконов интрузивных пород щелочного ряда должен проводиться с крайней осторожностью, чтобы избежать получения основ для некорректных выводов.

Авторы выражают признательность доктору геол.-минер. наук В.А.Труниловой за помощь в работе над статьей.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 06-05-96008-р_восток_a.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Трунилина В.А., Парфенов Л.М., Лейер П.В. и др. Среднепалеозойский Томмотский массив щелочных габброидов и сиенитов Верхояно-Колымских мезозойд и его тектоническая позиция (северо-восток России) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 4. С. 71—82.
2. Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешникова Е.В. Типоморфизм минералов щелочных пород — минералогический индикатор щелочных серий // Магматические горные породы. Щелочные породы. — М.: Наука, 1984. С. 281—305.
3. Литова И.М. Природа метамиктных цирконов. — М.: Атомиздат, 1972.
4. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. — М.: Наука, 1975.
5. Ляхович В.В. Редкие элементы в аксессуарных минералах гранитоидов. — М.: Недра, 1973.
6. Хабибуллина Т.С. Типология и состав цирконов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозойд (петрогенетические аспекты). — Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003.
7. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. to Miner. and Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207—220.

Геофизическая характеристика полиметаллических провинций Казахстана

С.А.ИСТЕКОВА (Казахский Национальный технический университет им. К.И.Сатпаева)

На востоке и юго-востоке Казахстана развиты два пояса богатых колчеданно-полиметаллических руд — Рудноалтайский и Текелийский.

Рудноалтайский пояс по суммарному количеству полезных компонентов в рудах занимает одно из ведущих мест в мире [1]. Глубинные части разреза Рудного Алтая вскрыты слабо: среди среднепалеозойских структурно-вещественных комплексов на эрозионный срез местами выведены фрагменты нижнепалеозойских комплексов, не охарактеризованных фаунистически и структурно. Поэтому геодинамические условия формирования богатейшего Рудноалтайского пояса остаются во многом дискуссионными.

В последнее десятилетие на основе анализа новейших геофизических материалов и вещественного состава формаций разработана модель геодинамического развития Рудного Алтая, которым определяется специфика уникальной металлогенической специализации этого района [2, 3, 4, 6].

Изучение глубинного строения Рудного Алтая началось с 60-х годов XX столетия. Впервые анализ геофизических материалов по этому региону с целью геотектонического районирования был проведен в 1960 г. П.Ф.Иванкиным, Д.И.Горжевским, в 1962 г. П.Ф.Иванкиным, В.Н.Любецким, а в 1965 г. В.Н.Любецким. Анализировались главным образом карты гравитационного и магнитного полей, поскольку сейсморазведочные работы в то время на Рудном Алтае не проводились. Было установлено, что гравитационное поле отражает неоднородности строения основания, на котором формировались герцинские структуры Рудного Алтая, определившие в известной степени специфику развития конкретных структурно-формационных подзон. Впервые были выделены останцы жестких блоков докембрия (Алейский, Синюшинский, Ревнюшинский), перекрытые каледонскими складчатыми комплексами, и показано, что структуры Рудного Алтая формировались на зрелой континентальной коре значительной мощности в краевой части Горно-Алтайского континента. Были выявлены грабеновые структуры, к которым тяготеет промышленное оруденение [5].

Первые сведения о глубинных границах были получены Н.К.Булиным с коллегами в 1969 г. по профилям Чарск—Лениногорск и Кокпекты—Зыряновск, отработанным методом обменных волн землетрясений с регистрацией колебаний от промышленных взрывов. В результате этих исследований были уста-

новлены условные скоростные границы раздела в земной коре и верхней мантии до глубины 200 км: гранитно-метаморфического слоя, гранулит-базитового (6,6—6,8 км/с), верхней мантии — М (8 км/с), М₁, М₂, М₃. Наиболее уверенно в верхней мантии выделены границы М₁ на глубине 80—90 км и М₂ на глубине 90—100 км. Под Зайсанской системой мощность земной коры в целом сокращенная при значительном объеме гранулит-базитового слоя, а границы М, М₁ и М₂ в верхней мантии образуют поднятия значительной амплитуды. К востоку, начиная с Иртышской зоны, все границы погружаются под Рудный Алтай, а мощность земной коры резко возрастает в сторону Горного Алтая.

Новая информация по глубинному строению Рудного Алтая была получена в связи с проведением сейсморазведочных работ по региональному профилю Балхаш—Алтай (Т.А.Акишев, Ю.Г.Шмаков, А.А.Климов, 1980), глубинных сейсмических исследований МОВЗ-ГСЗ по Алейскому профилю (М.С.Эренбург и др., 1990), магнитотеллурического зондирования (А.Н.Антоненко, А.С.Галкин и др., 1991; А.Т.Урдабаев, К.М.Каримов и др., 1993). В результате указанных работ была получена принципиально новая информация не только по структуре земной коры, но и верхней мантии до глубины 100 км. Получил подтверждение и был откартирован гребневидный выступ верхней мантии — линейный мантийный астенолит, ранее теоретически предполагавшийся П.Ф.Иванкиным [5]. Выступ верхней мантии четко фиксируется методами МОВЗ-ГСЗ и МТЗ и выражен резким подъемом границы М до глубины 37,5—40 км на фоне погружения этой границы к востоку и юго-востоку на глубину до 55 км. Поднятие имеет гребневидную форму и прослеживается в северо-западном направлении на протяжении 600 км и обусловлено, по-видимому, наличием здесь мантийного астенолита. В геоэлектрическом разрезе мантийный астенолит фиксируется низкими значениями удельного электрического сопротивления (до 50 Ом м). Эта низкоомная зона, по-видимому, связана с истощенной мантией лерцолитового состава, а высокоомные жесткие блоки земной коры подстилаются истощенной мантией гарцбургитового состава [6].

Первые попытки объяснить уникальное богатство недр Рудного Алтая были тесно связаны с расшифровкой специфики его глубинного строения, отображенного в гравитационном поле. В аномальном гравитационном поле центральная часть Рудного Алтая

отмечена полосой положительных гравитационных аномалий высокой интенсивности. Это позволило предположить, что в докембрийской консолидированной коре преобладают высокоплотностные гранулиты основного состава. В локальном поле региональный максимум усложнен линейными аномалиями положительного и отрицательного знаков, отвечающими различным подзонам. В частности, осевая подзона Рудного Алтая характеризуется положительной гравитационной аномалией второго порядка высокой интенсивности. И состоит она из совокупности большого числа локальных максимумов g имеющих в плане форму неравнобедренных треугольников, четырехугольников и более сложных фигур. Эти аномалии отображают мелкоблоковое строение Осевой подзоны (рис. 1).

Уже при первой интерпретации этой аномалии (Н.К.Булин, 1969), было отмечено, что наличие подобного максимума указывает на сравнительно не-

глубокое залегание под Рудным Алтаем плотных масс базальтоидного состава. В дальнейшем была выявлена связь эпицентров более высокого порядка, усложняющих региональную аномалию с поверхностными геологическими телами: максимумов — с приближенными к поверхности блоками зеленокаменно-измененных пород ордовика, минимумов — с мощными терригенными прогибами [7].

В дальнейшем, главное гравитирующее влияние аномалии увязывалось с поднятиями поверхностей М и metabазальтового слоя. На дневной поверхности указанным поднятиям соответствуют области наибольшего развития интрузий габброидного и гранодиоритового составов [2].

Выявление мантийного астенолита под Рудным Алтаем внесло последующие коррективы в понимание природы гравитационного максимума, которая увязывалась с комплексом процессов, обусловленных внедрением в земную кору огромных масс разо-

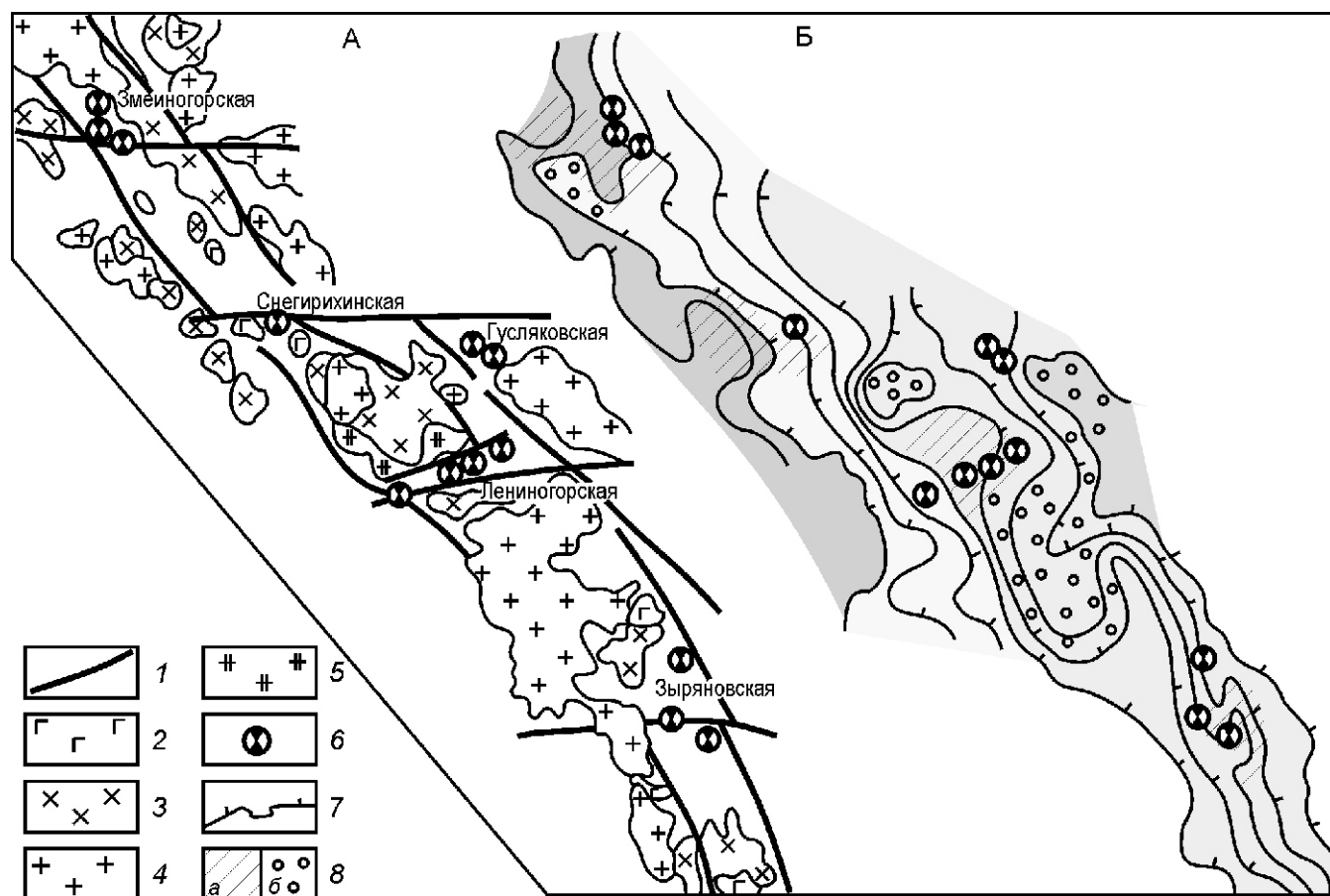


Рис. 1. Схемы геологического строения (А) и локальных гравитационных аномалий (Б) Рудно-Алтайского полиметаллического пояса. По В.Н.Лобецкому:

1 — глубинные разломы; интрузивные породы змеиногорской бимодальной габбро-гранитной серии (C_2-P_1) и нормальных биотитовых гранитов калбинского комплекса (без расчленения); 2 — габбро, габбронориты, 3 — гранодиориты, 4 — граниты; 5 — массивы гранитов девонского возраста; 6 — полиметаллические свинцово-цинковые месторождения (группы Змеиногорская, Лениногорская и др.); 7 — изолинии регионального «градиентного» гравитационного поля, тип аномалий (штрихи показывают направление снижения интенсивности поля); 8 — локальные гравитационные аномалии: а — положительные, отвечающие антиклинальным структурам вблизи рудных узлов; б — отрицательные, отвечающие крупным интрузиям гранитов

гретого мантийного вещества (базальтификация, деструкция земной коры, формирование структур растяжения рифтогенного типа и т.д.). Активное функционирование мантийного астенолита обеспечило растяжение, рифтогенез, мантийный магматизм в пассивный этап развития окраины континента и обширный разносторонний магматизм — в активный. Глубинные разломы Северо-Восточной и Иртышской систем служили проводниками восстановленных мантийных флюидов и магматических расплавов базитовых и ультрабазитовых магм в земную кору [6].

В магнитном поле Рудно-Алтайскому гравитационному максимуму отвечает также область преимущественно положительных значений. Выделяются положительные аномалии двух типов: 1) интенсивные, обусловленные приповерхностными телами вулканитов среднего и основного составов, 2) плавные низкоградиентные аномалии от глубинных объектов.

Нормальное геотермическое поле Рудного Алтая характеризуется геотемпературным градиентом 1,64 °C/100 м, геотермической ступенью 61 м/1 °C и плотностью теплового потока от 25 до 40 мВт/м². В юго-восточном направлении в связи с увеличением мощности земной коры тепловой поток уменьшается.

При сопоставлении гравитационных полей и глубинного строения ряда полиметаллических провинций мира: Атласская, Красноморская (Африка), Каратауская, Атасуйская (Казахстан) — со стратиформным типом свинцово-цинкового оруденения, Рудно-Алтайская (Казахстан) — с колчеданно-полиметаллическим и стратиформным свинцово-цинковым типом оруденения, Квинсленд и Новый Южный Уэльс (Австралия) — с полиметаллическим оруденением в докембрийских толщах, а в последние годы в сравнительный анализ были дополнительно включены геофизические материалы по зеленокаменной полосе Мугоджар, вмещающей характерные для Урала колчеданные золотомедные и золотомедно-полиметаллические месторождения, установлено, что все указанные провинции колчеданного медного и полиметаллического оруденения разных генетических и формационных типов характеризуются сходным аномальным гравитационным полем, основу которого составляют линейные положительные аномалии высокой интенсивности [8].

Осевая часть Рудного Алтая отмечена подобной полосой положительных гравитационных аномалий высокой интенсивности и отвечает ядерным частям Алейского, Синюшинского, Ревнюшинского, Курчумско-Кальджирского антиклинориев, а также уже указанному, соединяющему их скрытому раннепалеозойскому гребневидному поднятию. Осевая зона является безрудной, а восточная и западная — рудные. Восточная — *прикратонная* рудная зона формирова-

лась от конца раннего девона до начала живета, т. е. раньше, чем западная — *приокеаническая* (рис. 2, А).

Согласно разработанной модели геодинамического развития Рудного Алтая, этот регион формировался в краевой восточной части Алтайско-Монгольского континента, вблизи границы с океаном, вначале по типу пассивной, затем активной окраины. Рудный Алтай прошел рифтогенную, островодужную, коллизионную стадии развития, и все они оказали влияние на формирование оруденения. Были выявлены большей частью скрытые палеорифты, в которых сосредоточены основные месторождения свинца и цинка, приуроченные к отложениям базальт-риолитовой формации [3].

Таким образом, в глубинном строении полиметаллической провинции Рудного Алтая, помимо его приуроченности к мобильной переходной зоне от континента к океану, большую роль сыграл мантийный астенолит, фиксируемый региональным гравитационным максимумом, а также методами сейсморазведки и МТЗ. Земная кора континентального типа испытала здесь утонение, сильную деструкцию, рифтогенез, термальный метаморфизм, но не достигла полного разрыва. В этих условиях сформировалась Рудно-Алтайская провинция подобная Атласской, с существенным сдвигом оруденения от медно-полиметаллического к полиметаллическому и свинцово-цинковому с ярко выраженными чертами стратиформности. По оси провинции возникла цепь купольных поднятий, сложенных толщами раннего палеозоя термально-переработанными в зеленосланцевой фации; произошла общая регрессия и перерыв в накоплении морских отложений (силур—ранний девон).

Аналогичная картина наблюдается в Текелийском рудном районе, расположенном на границе Центральной и Южной Джунгарии и обладающий большим рудным потенциалом. Протяженность его в пределах Казахстана порядка 200 км, ширина 18—25 км; далее пояс на значительном расстоянии продолжается в Китай.

Текелийский рудный пояс подобно Рудноалтайскому на всем протяжении фиксируется положительной гравитационной аномалией высокой интенсивности (см. рис. 2, Б). Вместе с тем он глубоко вскрыт: на дневную поверхность выведены метаморфические образования сарычабынской (PR₁₋₂), метаморфизованные сууктюбинской (R?), карасуской (V?), текелийской, солдатсайской (V-C?), майликольской (C-O₁) свит, полные разрезы ордовика и несколько редуцированные — силура-девона. Глубокие горизонты Текелийского пояса доступны для изучения не только геофизическими, но и геологическими методами.

Текелийский рудный пояс в открытой восточной части совпадает с одноименным антиклинорием. С севера он ограничен кулисосопреженными разлома-

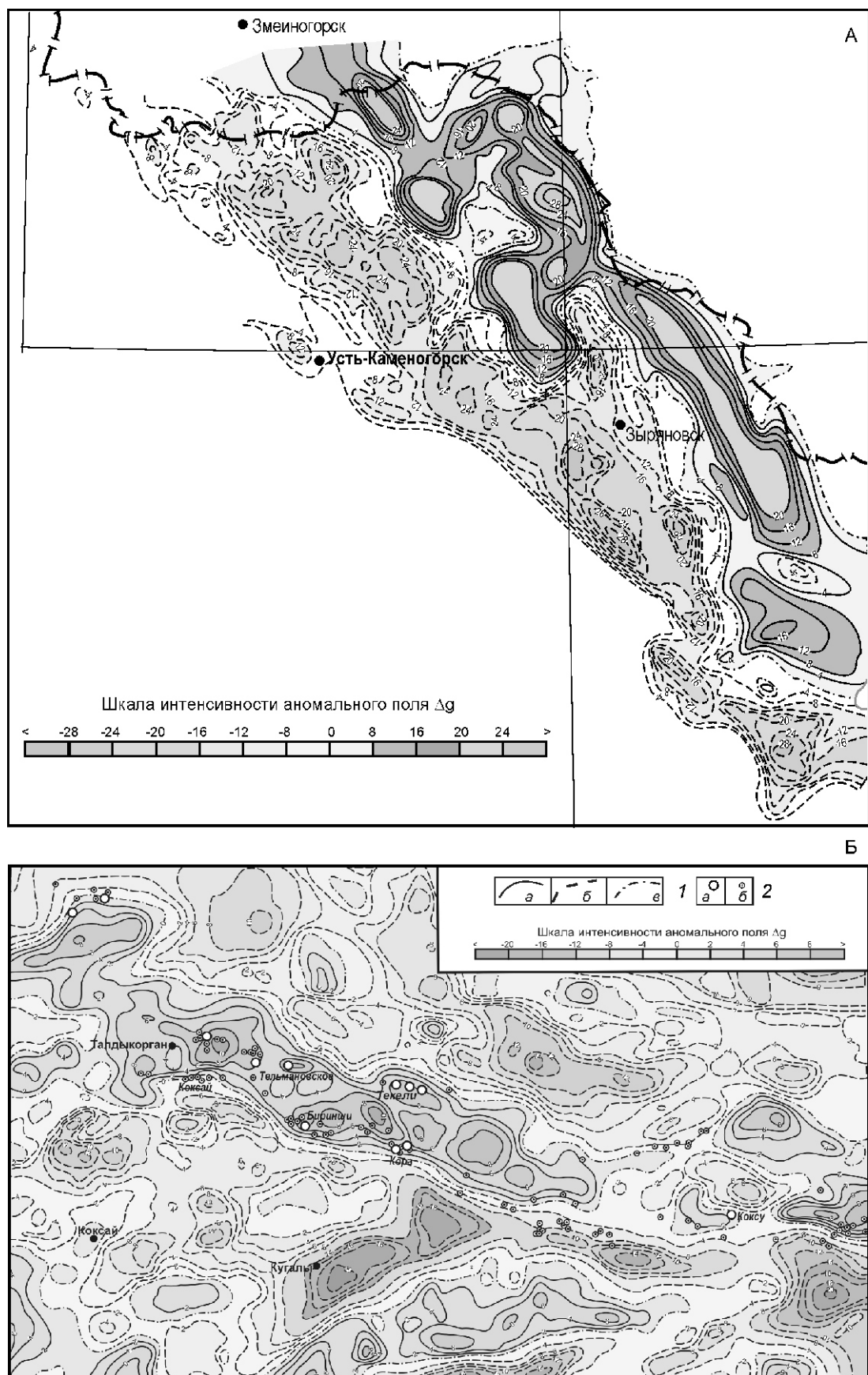


Рис. 2. Схемы локальных гравитационных аномалий Δg Рудно-Алтайского (А) и Текелийского (Б) полиметаллических поясов :

1 — изолинии: а — положительные, б — отрицательные, в — нулевые; 2 — полиметаллические: а — месторождения, б — рудопроявления

ми Текели-Усекским, Сатылинским и другими, с юга — Западно- и Южно-Джунгарским. Многие из этих разломов являются сейсмоактивными.

Текелийский пояс характеризуется линейной положительной гравитационной аномалией высокой интенсивности, протяженностью около 200 км при ширине 18—20 км. На всем направлении с юго-востока на северо-запад аномалия осложнена многочисленными локальными положительными и отрицательными аномалиями более высокого порядка различной формы. С юго-запада и северо-востока аномалия ограничена зонами градиентов поля g , отделяющему ее на юге от Южно-Джунгарской, на севере от Саркандской отрицательных аномалий. Локальные составляющие гравитационного поля Текелийской аномалии определяются наличием плотностных неоднородностей в интервале глубин 0—10 км, в первую очередь строением докембрийского фундамента и широко развитыми интрузиями различного состава.

Наиболее древние гранитогнейсы сарычабинской серии плотностью 2,65—2,67 г/см³ образуют первый (нижний) плотностной комплекс. Второй плотностной комплекс — рифейские отложения косагашской, сууктюбинской и частично текелийской свит (2,72—2,75 г/см³), третий — тышкантауской и бурханской свит (2,61—2,63 г/см³), четвертый — солдатсайской, майликольской, верхнетекелийской, захаревской, керимбекской и жиландинской свит (2,69—2,70 г/см³). Плотность ниже-, среднедевонских отложений 2,65—2,73 г/см³ (среднее 2,69 г/см³), а породы ерназарской, мамбетовской и ащибулакской свит выделяются в верхний плотностной комплекс 2,66 г/см³.

Докембрийские метаморфические комплексы формировались в условиях мелководного окраинного палеобассейна. В современной структуре пояса они слагают ряд мелких линейно вытянутых гранито-гнейсовых куполов (Сарычабынский, Усекский, Малоусекский и др.) и частично перекрыты комплексом слюдистых сланцев косагашской свиты. Сланцевые толщи частично перекрыты и обрамляются рифейскими карбонатными образованиями. В эпицентрах куполов развиты штоки габбро-перидотитового состава, базифицирующие их глубинные части. В связи с этим купола отмечаются изометричными гравитационными максимумами, группирующимися в единую Текелийскую аномальную зону. Западная часть этой зоны в пределах долины р. Каратал интерпретируется как погребенное продолжение рудного пояса.

Деструктивный этаж сложен двумя трансгрессивными комплексами пород верхнего рифея и нижнего палеозоя, отражающими этапы деструкции эпикарельской платформы. С верхнерифейским циклом связано заложение троговой структуры на фоне прибрежно-шельфовой мелководной обстановки, заполнение ее терригенными осадками (бурханская

свита), последующее излияние вулканитов базальт-риолитовой формации (тышкантауская свита) и накопление известняково-доломитовых толщ.

Нижнепалеозойский деструктивный комплекс включает формации: тиллитовую (захаровская свита), кремнисто-вулканогенную (керимбекская свита) и известняковую (жиландинская свита). В состав этого комплекса входит также рудовмещающая углеродисто-кремнисто-карбонатно-сланцевая формация (верхнетекелийская свита). Такая ассоциация пород присуща особому типу разрезов застойных иловых впадин с восстановительными условиями осадконакопления. Формирование подобного глубоководного разреза характерно для внутриконтинентальных рифтов и пассивных континентальных окраин, и сопровождается обычно своеобразным основным вулканизмом. В частности, вулканиты керимбекской свиты по петрохимическим характеристикам приближены к трендам континентальных рифтов.

Каледонский орогенез, сопровождаемый гранитоидным магматизмом и региональным метаморфизмом, а также альпийский орогенез обусловили сложный блоково-складчатый рисунок Текелийской зоны. Порода залегают под крутыми углами, местами запрокинуты, образуют сжатые складки; широко развиты зоны пластического течения пород, дробления, рассланцевания, кливажа.

В Текелийском поясе на разных стратиграфических уровнях известны стратиформные свинцово-цинковые месторождения: Текели, Западное Текели, Яблоновое (текелийская свита); Сууктобе, Коксу-Куелы, Солдатсай, Суек (солдатсайская свита); Сууксу, Захаровское, рудные поля Текели-Яблоновое, Коксу-Сууктобе (майликольская свита). Изотопный состав свинца разнотипных гидротермально-осадочных, метаморфогенных и регенерированных месторождений соответствует возрасту 885 ± 15 млн. лет (R_2). Главный рудовмещающий уровень отвечает текелийской свите, представленной филлитами, графитизированными сланцами, шунгитами, фтанитами, доломитами. Из вторичных изменений характерны окварцевание, серицитизация, хлоритизация, альбитизация.

Месторождение Текели представляет собой линзообразную залежь, состоящую из горизонтов и слоев существенно колчеданных, колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых руд. В разрезе это плитообразное крутопадающее тело, субсогласное с вмещающими породами. Выделены руды двух этапов: I — гидротермально-осадочные, основные продуктивные, которые накапливались при поступлении гидротермальных растворов в условиях морского бассейна; II — регенерированные, несущие следы дислокационного метаморфизма (рудные тектониты) с высокими концентрациями металлов, брекчиевидными текстурами, структурами течения сульфидов. Вещественный состав руд обоих этапов одина-

ков. Генетическая общность руд подтверждается идентичностью изотопного состава свинца и данными по распределению кларковых концентраций радиоактивных элементов.

Таким образом, Текелийский рудный пояс формировался в два этапа: I — в протерозое—ордовике на пассивной континентальной окраине, характеризовавшейся рифтогенным возвратно-поступательным режимом развития и гидротермально-осадочным рудообразованием; II — в силуре—позднем палеозое в условиях тектоно-магматической активизации и регенерации руд первого этапа.

Приведенная модель формирования Текелийского рудного пояса может быть успешно использована для подтверждения вывода об аналогичном двухэтапном формировании месторождений Рудного Алтая вначале в условиях пассивной Горно-Алтайской окраины Сибирского континента, затем в островодужной обстановке активной окраины и коллизии [7].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас* моделей месторождений полезных ископаемых Казахстана. — Алматы, 2004. С. 8—13; 50—53.
2. Любецкий В.Н. Глубинное строение, закономерности размещения золотого и полиметаллического оруденения восточной части Казахстана. — Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. — Алматы, 1993.
3. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана / Под ред. С.Ж. Даукеева и др. Т. I. Глубинное строение и геодинамика. Т. II. Металлогения. — Алматы, 2002.
4. Большой Алтай / Под ред. Г.Н. Щербы. Т. I. Геология и металлогения. — Алматы, 1998. С. 18—41.
5. Иванкин П. Ф., Любецкий В.Н. О блоковом строении полиметаллического пояса Юго-Западного Алтая // Советская геология. 1962. №6. С. 77—93.
6. Каримов К.И., Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д., Урдабаев А.Т. Глубинное строение литосферы Юго-Западного Алтая по данным магнитотеллурических зондирований // Геология Казахстана. 1994. № 5. С. 69—79.
7. Любецкий В.Н., Истекова С.А. Глубинное строение и геодинамика развития Текелийского пояса колчеданного медно-полиметаллического оруденения в Джунгарском Алатау (Казахстан) // Тез. докл. междунар. науч. конф. «Актуальные проблемы рудообразования и металлогении». — Новосибирск, 2006. С. 141—147.
8. Любецкий В.Н., Полевая Л.Д. Сравнение глубинных структур Атасуйского и Рудно-Алтайского рудных районов по геофизическим данным // Закономерности размещения полиметаллических месторождений Казахстана. — Алма-Ата, 1981. С. 36—44.
9. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др. Большой Алтай. Кн. 1. — Алматы: «Гылым», 1998.

Геология и геофизика мирового океана

УДК 551.46

Б.И.Васильев, Л.Н.Советникова, 2008

Геологическое развитие северо-западной части Тихого океана

Б.И.ВАСИЛЬЕВ, Л.Н.СОВЕТНИКОВА (Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН)

Анализ имеющихся геологических и геофизических материалов, главным образом результатов глубоководного бурения, показывает, что до средней юры вся северо-западная часть Тихоокеанской мегавадины представляла собой мелководный морской бассейн, в котором происходили интенсивные трещинные излияния базальтов, сходные с трапповыми провинциями континентов. Для поздней юры в южной части региона характерно прогибание, которое в мелу распространилось на весь регион. Наиболее интенсивные опускания начались в миоцене и продолжают до настоящего времени. Накопившийся к настоящему времени фактический материал по батиметрии, глубоководному бурению, драгированию и геофизике [1, 5, 6 и др.] позволяет воссоздать в общих чертах геологические и палеогеографические условия северо-западной части Тихого океана (рис. 1).

В основе анализа лежат представления авторов об отсутствии в рассматриваемом регионе значительных горизонтальных перемещений, о чем свидетельствует весь имеющийся фактический материал.

Самый дискуссионный — вопрос о ранних стадиях развития этого региона, поскольку доюрские образования здесь достоверно не установлены. На основании изучения ксенолитов и по аналогии со смежными регионами, в частности с желобом Муссау, можно полагать, что нижняя часть разреза земной коры состоит из метаморфических пород эпидот-амфиболитовой фации и серпентинизированных интрузивных пород ультраосновного состава, слагающих «третий слой» (метаультрабазитовый комплекс). Прямых данных о возрасте данного комплекса нет, поскольку в связи со вторичными преобразованиями пород определения абсолютного возраста ненадежны. От вышележащего габбро-долерит-базальтового комплекса он значительно отличается более высокой степенью метаморфизма и наличием следов пластических деформаций, что может служить указанием на его более древний возраст (палеозой, а, возможно, и докембрий).

В юре (возможно, с триаса) в рассматриваемом регионе, как и на большей части Тихоокеанской мега-



Рис. 1. Схема расположения буровых скважин в северо-западной части Тихого океана:

1 — скважины глубоководного бурения; 2 — полигоны детальных исследований; 3 — изобаты (в км)

падины, сформировались базит-ультрабазитовый и габбро-долерит-базальтовый комплексы, имеющие повсеместное площадное распространение. Нижний комплекс сложен преимущественно расслоенными интрузиями основного и ультраосновного составов, а верхний — долеритами и пилоу-базальтами талассотрапповой формации. По составу все породы этих комплексов близки между собой и относятся преимущественно к толеитовым сериям, что указывает на их генетическое единство. В верхней части разреза появляются субщелочные разности. Судя по пузырьчатым текстурам вулканитов, красноцветному изменению и наличию лапиллей, формирование талассотрапповой формации происходило в субэвральных и мелководных условиях. По всей вероятности, в юрское время северо-западная часть Тихого океана представляла собой мелководный морской бассейн с многочисленными вулканическими островами, с которых происходил снос вулканического материала.

В центральной части Тихоокеанской мегавпадины в юре, по-видимому, существовали обширные участки суши и мелководья, ландшафты и биота которых были изолированы от остальной поверхности земли

глубокими морями, существовавшими по периферии мегавпадины [5].

В поздней юре на поверхности базальтового плато сформировались вулканические горы и их массивы (возвышенности Шатского и Обручева, плато Огасавара), частично сnivelированные абразией, начавшейся в конце юры.

В раннем мелу прогибание распространилось на весь рассматриваемый регион. К концу раннего мела глубина океана во впадинах достигала 1500 м, а над возвышенностями и горами составляла первые сотни метров [8, 11].

Нижнемеловые осадки сnivelировали сильно расчлененный вулканический рельеф, который не был абрадирован, очевидно, в связи с быстрым опусканием. На возвышенности Шатского раннемеловые отложения имеют максимальную мощность (600 м) на ее восточном склоне. В сводовой части их мощность уменьшается вплоть до полного выклинивания, а наклон слоев направлен в ту же сторону, что и наклон склона, но под меньшими углами. Это указывает на замедленное опускание возвышенности относительно смежных котловин.

В южной части рассматриваемого региона в раннем мелу в субэвральных и мелководных условиях продолжалась вулканическая деятельность центрального пика, в результате которой образовались многочисленные подводные горы. В центральной части Тихоокеанской мегавпадины в раннем мелу, по-видимому, продолжали еще существовать крупные участки суши и мелководья.

Поздний мел в северо-западной части Тихого океана также ознаменовался интенсивной вулканической деятельностью, проходившей в сложной палеогеографической обстановке. В районе возвышенности Обручева (рис. 2) в это время (предположительно, в нижнем маастрихте) происходили подводные излияния шаровых лав щелочных базальтов и трахибазальтов, сменившиеся в нижнем—среднем маастрихте отложением маломощных (20 м) карбонатных осадков [9]. Осадки накапливались в теплом (тропическом) морском бассейне со скоростью 4 м/млн.лет. Глубина бассейна была меньше уровня карбонатной компенсации. В позднем маастрихте осадконакопление прекратилось. Между возвышенностью Обручева и Камчаткой, на месте северо-восточной части современного Курило-Камчатского желоба, в позднем мелу предположительно существовала суша, служившая областью сноса терригенного материала в Восточно-Камчатский флишевый трог. По всей вероятности, к началу маастрихта этой области уже не было, поскольку в карбонатных отложениях на возвышенности Обручева терригенный материал отсутствует даже в виде примеси.

Большая часть вала Зенкевича в позднем мелу также, по-видимому, представляла собой морской бассейн, в котором, как и в районе возвышенности Обру-

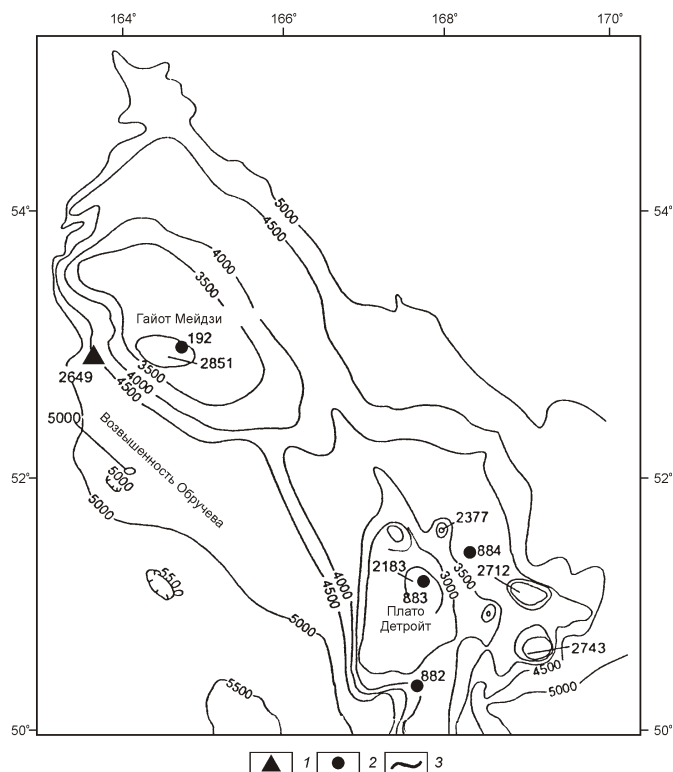


Рис. 2. Расположение скважин и станций драгирования на возвышенности Обручева:

1 — станции драгирования; 2 — буровые скважины; 3 — изобаты (в м)

чева, происходили площадные излияния подушечных лав щелочных базальтоидов, сходных по составу с позднемеловыми вулканогенными образованиями Курильского субрегиона. Затем излияния прекратились и сменились отложением маломощных кремнистых осадков, формировавшихся, очевидно, в условиях глубокого моря. Лишь в самой юго-западной части вала Зенкевича существовали наземные вулканы, извергавшие лавы и туфы щелочно-базальтового состава. Еще юго-западнее, в морском бассейне, являвшемся продолжением Хоккайдо-Сахалинского трога, отлагались кремнисто-глинистые осадки.

Базальты в позднемеловое время изливались и южнее, в районе современных окраинных валов Японского и Идзу-Бонинского желобов, где имеются радиоизотопные датировки базальтов 70—90 млн. лет.

В пределах Северо-западной котловины верхнемеловые отложения или выпадают из разреза, или представлены маломощными слоями цеолитовых глин (скв. 303), иногда кремней (скв. 436). Убедительно объяснить такой перерыв пока не удалось.

Императорские горы в позднем мелу представляли собой меридиональный вулканический хребет с многочисленными островами, на которых происходили излияния базальтовых лав, в начале толеитовых, затем щелочных [10]. Вулканическая деятельность закончилась здесь в палеоцене.

На возвышенности Шатского продолжалось накопление карбонатных осадков, начавшееся еще в поздней юре (рис. 3). Мощность осадков на этой возвышенности к концу маастрихта достигла 500 м. Скорость осадконакопления составляла в среднем 7 м/млн. лет. Наличие обломков призматического слоя илоцерамов в отложениях маастрихта (скважины 47 и 48) свидетельствует о сравнительно мелководных условиях осадкообразования.

Приведенные данные позволяют сделать вывод о том, что в позднем мелу в северо-западной части океана существовали надводные вулканические хребты (Императорские горы), отдельные вулканы (Эримо, Такуе-Дайити) и сравнительно мелководные плато (возвышенности Шатского, Хесса и Обручева). Если предположить, что указанные плато воздымались в то время над днищем котловины так же как и сейчас на 3000—3500 м, то в этом случае необходимо признать, что средняя глубина океана в позднем мелу была меньше современной на 2000—2500 м. Однако учитывая, что рассматриваемые возвышенности представляют собой скорее всего реликтовые горст-антиклинали, образовавшиеся в результате опускания прилегающих участков, можно считать, что вся северо-западная часть Тихого океана в позд-

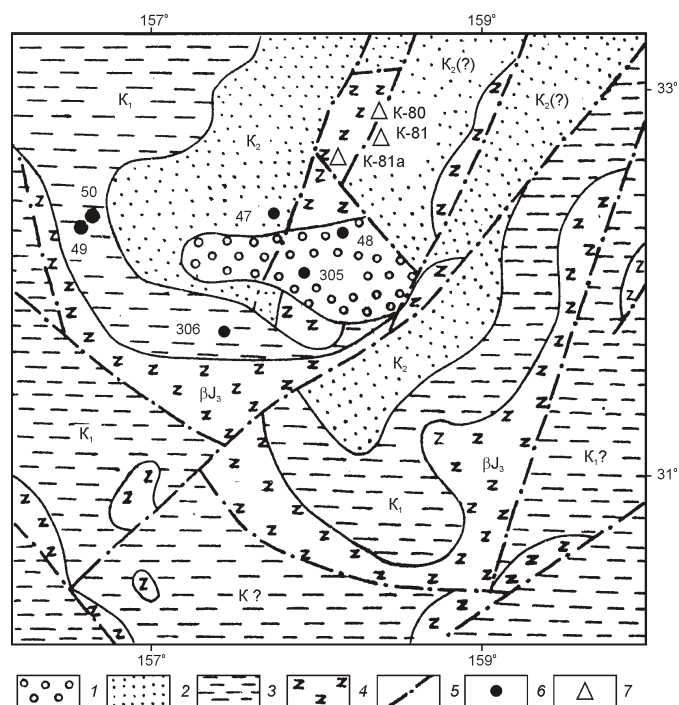


Рис. 3. Схематическая геологическая карта южного массива возвышенности Шатского:

осадочные отложения: 1 — кайнозойские кремнисто-карбонатные органические илы; 2 — органогенные известняки, мел, мергели и илы; 3 — верхнемеловые; 4 — юрские (?) базальты; 5 — разломы; 6 — буровые скважины; 7 — станции драгирования

нем мелу была относительно мелководной, как это предполагал Г.У.Менард [3].

Кайнозой. По данным глубоководного бурения во впадинах северо-западной части Тихого океана нет отложений палеогена. Здесь на меловых отложениях залегают неоген-четвертичные осадки, а в южной части этого громадного региона прямо на поверхность морского дна выходят юрско-меловые образования, на которых покров кайнозойских отложений практически отсутствует [2]. В то же время на подводных возвышенностях и подводных горах палеогеновые отложения имеются, но они характеризуются мелководным составом и небольшой мощностью. Возраст их во многих местах подтвержден палеонтологическими и радиоизотопными датировками. Совсем другая картина наблюдается в островных дугах и окраинных морях, где развиты палеогеновые вулканогенно-осадочные толщи мощностью 2—9 км.

В океане палеогеновые отложения появляются к югу от 10—15 с.ш. и, по-видимому, к востоку от Императорских гор. Однако здесь для установления этой границы данных нет.

Причина отсутствия палеогеновых отложений в северо-западной части Тихого океана на огромной площади 15 млн. км² пока не установлена.

На Императорских горах наиболее полный разрез палеогена вскрыт скв. 433 на горе Суйко, вершина которой находится на глубине 950 м, а подошва — около 6000 м. Высота горы 5050 м. Скважина, пробуренная на глубине 1874 м, в основании разреза вскрыла толщу базальтов (387,5 м), состоящую из 86 лавовых потоков мощностью до 50 м, иногда разделенных корами выветривания. Подошва и кровля потоков окислены, а сами базальты часто имеют пузырчатую текстуру. Такие признаки характерны для наземных излияний. Нижняя часть толщи сложена толеитовыми базальтами, вверх по разрезу сменяющихся щелочными. Все изученные образцы базальтов (300 образцов) показали обратную намагниченность, что указывает на их быстрое накопление от десятков тысяч до 1 млн. лет. В промежутках между верхними лавовыми потоками залегают пляжевые вулканогенно-коралловые пески, свидетельствующие о существовании вулканического острова, окаймленного барьерными рифами. Радиоизотопный возраст толеитовых базальтов 66,1 ± 3,6 млн. лет, щелочных — 63,0 ± 1,5 млн. лет (нижний палеоцен). Вулканогенная толща перекрыта карбонатными отложениями лагунных фаций среднего палеоцена—олигоцена (110 м), а, начиная с раннего миоцена, здесь отлагаются фораминиферовые илы. Внезапное прекращение рифообразования, по-видимому, связано с быстрым погружением горы в начале миоцена.

Комплекс микрофауны в отложениях палеогена—нижнего миоцена тепловодный, а, начиная со среднего миоцена более холодоводный, что отвечает глобальному похолоданию климата в это время.

Сходное строение имеют и остальные горы Императорского хребта. Все они представляют собой вулканы, извергавшиеся в основном в палеогене в субаэральных условиях. Вслед за прекращением вулканизма последовало опускание и образование на абрадированных вершинах гор коралловых атоллов и лагун. Интенсивные опускания начались в позднем миоцене в связи с общим опусканием всей северо-западной части Тихого океана, так как невозможно представить себе локальное погружение отдельных гор без опускания прилегающих участков морского дна. В этом случае у подошвы горы должны были бы сформироваться прогибы глубиной до 1500 м, чего на самом деле не было.

Амплитуда опусканий составила с раннего палеоцена примерно 2500—3000 м. Таким образом, глубина прилегающей части Северо-Западной котловины в это время была от 5000—6000 до 2000—2500 м.

На возвышенности Обручева кайнозойские отложения вскрыты скв.192, пробуренной на глубине 3014 м, в интервале 1024—870 м от поверхности дна. Они представлены эоценовыми известковистыми аргиллитами (84 м), залегающими с размывом на карбонатных отложениях маастрихта. Вышележащая толща (олигоцен—средний миоцен) состоит из аргиллитов с редкими маломощными прослоями мела (235 м).

С конца среднего миоцена начали отлагаться диатомовые глины (155 м), а с плиоцена — диатомовые илы (410 м) и алевроитовые глины и диатомовые илы с вулканическим пеплом (140 м). На основании изучения радиолярий из керна скв.192 С.В.Точилина пришла к выводу, что в палеогене и раннем—среднем миоцене в этом районе существовал мелководный морской бассейн с пониженной соленостью, и лишь с позднего миоцена здесь возникли глубоководные условия. Таким образом, район возвышенности Обручева, начиная с эоцена, опустился примерно на 4000 м, а глубина прилегающей части котловины в то время была 1000—2000 м.

На горе Дейтройт в северной части возвышенности Обручева в скв.884 (глубина 3836 м) вскрыты мелководные палеогеновые карбонатные осадки и вулканические глины в интервале 850—640 м (мощность 210 м); выше — неоген-четвертичные диатомовые илы и глины (620 м). Сходный разрез вскрыт этой скважиной и к северо-востоку от плато, а к югу от него скв.882 установлены только миоцен-четвертичные диатомовые илы и глины с пеплом (398 м). Расчет показывает, что в начале палеогена глубина подошвы горы Дейтройт была на 4000—4500 м меньше современной и составляла 1000—1500 м.

На возвышенности Шатского вскрыты кайнозойские отложения (130 м) скв.305 (глубина 2903 м). Они представлены карбонатными отложениями мощностью 80 м с несогласиями между мелом и палеоценом, палеоценом и эоценом, средним и верх-

ним эоценом, олигоценом и миоценом. Такие несогласия, а также интенсивная биотурбация палеогеновых отложений, обилие кристаллов филлипса, хорошая сохранность карбонатных скелетов микроорганизмов и ряд других признаков указывают на то, что в это время в районе возвышенности Шатского существовали мелководные условия. Устойчивое осадконакопление началось только в позднем миоцене в связи с общим региональным опусканием северо-западной части Тихого океана, которое продолжается до настоящего времени. Отложившиеся за это время карбонатные осадки мощностью до 600 м почти сплошным чехлом покрыли поверхность данной возвышенности и пологую часть ее склонов. В настоящее время ее поверхность находится на глубине 2—3 км, следовательно, амплитуда опускания может быть охарактеризована этой величиной. На Срединно-Тихоокеанском поднятии наиболее полный разрез кайнозойских отложений вскрыт скв. 171 (глубина 2290 м) на гайоте Хорайзен в интервале 155—0 м. Они представлены среднеэоценовыми—плейстоценовыми биогенными илами с глауконитом и нанопланктоном, характерным для прибрежных и шельфовых зон. В скв. 865, пробуренной на гайоте Аллисон, установлен размыв между меловыми и палеогеновыми отложениями и древняя кора выветривания. Следовательно, подошва гайота в начале палеогена находилась на глубине 4000—(2500—1500) м. Примерно такие же глубины получаются и по другим скважинам.

Многочисленные подводные горы в северо-западной части Тихого океана по данным драгирований сложены вулканогенными образованиями мелового и палеогенового возрастов, сформировавшимися в субаэральных условиях. Палеогеографический анализ показывает, что в палеогене вершины этих гор представляли собой вулканические острова, а подошва располагалась на глубине порядка 1000—2000 м.

Во впадине Папанина наиболее полные разрезы получены в скважинах 303 и 304 (глубина 5609 и 5640 м). В скв. 303 зафиксирован перерыв между турон-сантонскими цеолитовыми глинами и кремнями и позднемiocеновыми—плейстоценовыми диатомово-радиоляриевыми глинами и илами, который составляет примерно 70 млн. лет. Этот перерыв попадает в интервал 28 м, из которого керн не получен. Разрез скв. 304 сходен с разрезом скв. 303, но перерыв здесь еще больше — от альба до позднего миоцена (около 90 млн. лет).

Во впадине Исакова пробурены скважины 51, 52, 194—197, 436 на глубинах от 5444 до 6184 м. Во всех этих скважинах отложения верхней части позднего мела, всего палеогена и раннего и среднего миоцена отсутствуют, т.е. перерыв такой же, как и во впадине Папанина (около 70 млн. лет). В ряде мест (скв. 436 на Японском вале) между меловыми отложениями и миоценом наблюдается слой глин с обильными сле-

дами жизнедеятельности донных роющих организмов.

Еще больше перерыв в осадконакоплении во впадине Бейлей. Здесь из разреза выпадает почти весь верхний мел и весь кайнозой (скв. 307), т.е. отложения последних 100 млн. лет практически отсутствуют. Кайнозойские отложения практически отсутствуют и в северной части Восточно-Марианской впадины (скважины 800 и 801).

Таким образом, на всех рассмотренных участках — от возвышенности Обручева на севере до Средне-Тихоокеанского поднятия на юге — глубина океана в палеогене была примерно одинаковой 1—2 км.

Палеоглубины в северо-западной части Тихого океана в палеогене составляли 1—2 км. В этом относительно мелководном бассейне существовало множество вулканических гор и несколько подводных возвышенностей с шельфовыми глубинами, на которых шло рифообразование и отложение осадков. В то время в котловинах осадки не отлагались. В южной части рассматриваемого региона практически отсутствуют и неоген-четвертичные отложения.

В переходной зоне в палеогене в пределах котловин окраинных морей возникли многочисленные глубокие прогибы, в которых отложилось до 7—9 км осадков. В это же время возникли прогибы на месте островных дуг, в которых сформировались вулканогенно-осадочные толщи мощностью 2,5—3 км. В результате этого почти весь терригенный материал, сносившийся с Азиатского материка, аккумуляровался в зоне перехода, не достигая открытого океана. Здесь же оседал в основном и карбонатный материал, усваивавшийся микроорганизмами с карбонатным скелетом. Это вызвало «карбонатный голод» в океане и чрезвычайно низкую продуктивность организмов с карбонатным скелетом, в результате чего карбонатные осадки во впадинах не отлагались.

Сходный механизм предложил О.Г.Сорохтин [7] для объяснения происхождения гайотов. По его мнению, прекращение роста коралловых построек на вершинах вулканических гор в западной части Тихого океана связано с «карбонатным голодом», следовавшим за образованием шельфовых морей в результате позднемеловой трансгрессии. В то же время на Императорских горах, как уже отмечалось, рифообразование происходило и в палеогене. По-видимому, эти горы явились западной границей распространения карбонатного материала, поступавшего с Американского материка, который не был отгорожен от океана окраинными морями и островными дугами. Этим же объясняется и повсеместное развитие терригенных палеогеновых отложений в восточной части Тихого океана [1].

Существенную роль в палеогеновой истории Тихоокеанского сегмента Земли сыграла и глобальная катастрофа, вызванная падением на Землю крупного метеорита или ядра кометы 65 млн. лет назад в райо-

не п-ова Юкатан и Мексиканского залива. Этому событию посвящено большое число публикаций и, в частности, статья К.Н.Несиса [4]. Он считает, что в результате такого события почти весь фитопланктон морей и океанов (более 90%) погиб, поэтому избыток углекислого газа перестал поглощаться и соответственно в океане прекратилось отложение биогенных карбонатных осадков.

Из приведенных материалов можно сделать следующие выводы:

1. В юре северо-западная часть Тихого океана представляла собой мелководный морской бассейн, в котором сформировалась талассотрапповая формация.

2. В поздней юре—раннем мелу на поверхности базальтового плато сформировались вулканические горы и их массивы (возвышенности Обручева, Шатского, плато Огасавара, Срединно-Тихоокеанское поднятие), которые сохранились в рельефе до настоящего времени. Древний вулканический рельеф этих возвышенностей был частично сnivelирован абразией, начавшейся в конце юры—начале мела. Впоследствии на абрадируемых вершинах сформировалась шапка карбонатных отложений.

3. В раннем мелу в регионе продолжалась вулканическая деятельность центрального типа.

4. В конце раннего мела глубина океана во впадинах достигала 1500 м, а над возвышенностями и горами — первые сотни метров.

5. Позднее, в мелу и палеогене в результате субаэральной вулканической деятельности сформировались горы Гейш, Маркус-Уэйк и Императорские горы, а также горы в зоне сочленения Курило-Камчатского и Японского глубоководных желобов.

6. Начиная с поздней юры, в южной части рассматриваемого региона началось прогибание, сопровождавшееся осадконакоплением, которое в мелу распространилось на весь регион. Наиболее интенсивные опускания, фиксирующиеся повсеместным распространением глубоководных осадков, начались в позднем миоцене и продолжаются до настоящего времени (рис. 4).

7. Опускания носили дифференцированный характер. Днища впадин опускались раньше и быстрее, чем возвышенности, а последние тем раньше, чем раньше закончился на них вулканизм. Таким образом, подтверждается подмеченная Е.М.Рудичем [6] связь прогибаний с вулканизмом, имеющая генетическую основу. Прекращение вулканизма характеризует смену эндогенного температурного режима литосферы — начало ее остывания, что и приводит к прогибанию поверхности земной коры.

8. Отсутствие во впадинах северо-западной части Тихого океана палеогена, а на юге региона и неогена вызвано прекращением терригенного и карбонатного сноса с Азиатского материка в связи с образованием в это время окраинных морей и островных дуг.

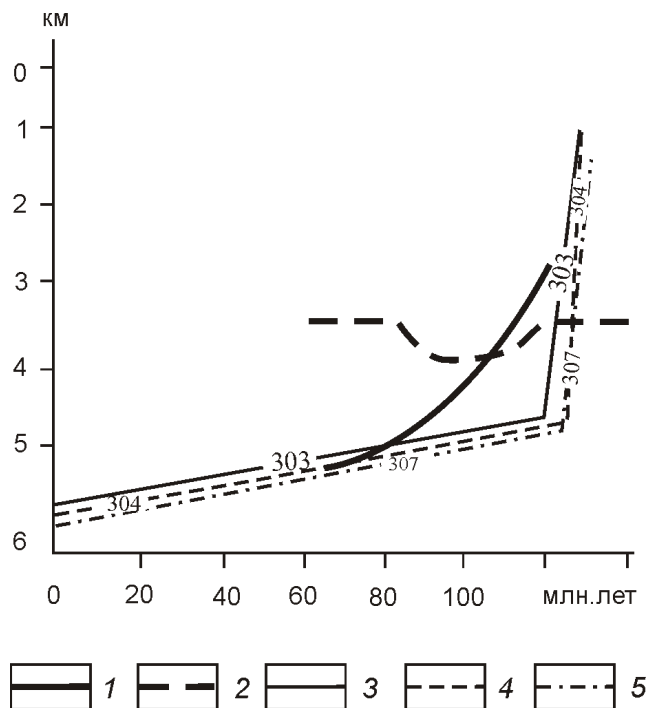


Рис. 4. Сопоставление теоретической и практических кривых, характеризующих вертикальные движения по скважинам 303, 304, 307 в течение последних 150 млн. лет [6]:

кривые: 1 — теоретическая для скважин 303, 304; 2 — изменения глубины уровня карбонатной компенсации; 3, 4, 5 — фактические для скважин 303, 304, 307

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Части I и II. — Владивосток, 1992.
2. Геологическая карта мира масштаба 1:15 000 000. Главный редактор Б.А.Яцкевич. — С.-Пб., 2000.
3. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. — М.: Мир, 1966.
4. Несис К.Н. Глобальная катастрофа в конце мела: великий пожар и грандиозное цунами // Природа. 1955. № 10. С. 120—121.
5. Панфилов Д.В. Центры эволюции и исторические миграции биоты Земного шара. — М., 2005.
6. Рудич Е.М. Мелководные фации Мирового океана. Океанизация Земли — альтернатива неомобилизма. — Калининград, 2004. С. 218—234.
7. Сорохтин О.Г. Происхождение гайотов Тихого океана — следствие экологической катастрофы / Жизнь Земли. Экологические проблемы и природоохранные образования // Сб. Музея землеведения МГУ. — М., 1991. С. 29—58.
8. Ewing M., Saito T. et al. Lower cretaceous sediments from the northwest Pacific // Science. 1966. Vol. 152. P. 751—755.
9. Creager J., Scholl D. et al. Init. Rep. of the DSDP. V. 19. 1973. Wash.: U.S. Govern. Print. Office.
10. Larson R., Moberly P. et al. Init. Rep. of the DSDP. Vol. 32. 1975. Wash.: U.S. Govern. Print. Office. P.980.
11. Pimm A. Shatsky Rise sediments: correlation of lithology and physical properties with Geological History // Amer. As.Petrol. Geol. Bull. 1972. Vol. 56. N. 2. P. 364—370.

О роли геокосмических связей в особенностях развития Земли

В.Я.ВОРОБЬЕВ, Ю.С.КОНОНОВ (ФГУП «НВНИИГТ»)

То, что геологическое развитие Земли уникально по сравнению с другими планетами Солнечной системы, включая планеты так называемой земной группы, практически не вызывает сомнений. Вместе с тем в последнее время неоднократно высказывались суждения о весьма значительном влиянии геокосмических связей на ряд геологических процессов и геодинамику нашей планеты в целом [1, 2, 3, 7, 11, 12, 13, 25, 31 и др.]. Правда, природа такого влияния все-таки оценивалась в основном весьма неоднозначно. Кроме того, неоднократно публикуются такого плана материалы по сравнительной планетологии [15, 30 и др.]. Обычно при этом на других планетах выделяются некие гипотетические образования, сопоставляемые в основном с архейскими геоструктурами Земли. Таким образом, можно предполагать, что главная особенность Земли связана с ее послепланетарным развитием.

В наибольшей степени об уникальности Земли по крайней мере в Солнечной системе со времен Э.Зюсса—В.И.Вернадского принято судить по появлению и развитию на ней биосферы. Она на фоне общей геосферной дифференциации выделилась как наиболее интенсивно развивающаяся по сравнению с косной материей. К тому же В.И.Вернадским было предложено выделение таких геологических образований, которые он называл биокосными телами. На основе же динамичной эволюции биосферы создана стройная система палеонтологических исследований, биостратиграфии, а также исторической геологии в целом. Существовавшее еще в 90-х годах XX в. мнение о том, что палеонтологическая основа стратиграфии действительна лишь для фанерозоя [40], в настоящее время фактически устарело, чему способствовало становление методов и средств бактериальной палеонтологии [5]. Таким образом, биосфера познается все более глубоко, в т.ч. во времени, когда на ранних стадиях своего развития она была представлена лишь исключительно простейшими организмами. Из докембрийских образований более или менее надежную палеонтологическую характеристику в рамках бактериальной палеонтологии в современное время имеют протерозойские. Иначе говоря, в принятых определениях абсолютного возраста Земли уже примерно половина его характеризуется геологическими событиями, тесно связанными с разными этапами развития биосферы. Само же появление и развитие биосферы именно на Земле в наибольшей

степени может быть объяснено прежде всего ее полнонасыщенной геосферной дифференциацией. При этом в соответствии с современными представлениями о строении атмосферы Земли [4] важное значение имеет наличие в ее верхних частях пояса диссипации, а также, радиационного пояса и магнитосферы. В совокупности они образуют своего рода экран, защищающий биосферу от жесткого космического излучения, включая так называемый солнечный ветер.

К важнейшим особенностям геосферной дифференциации именно на Земле, судя по всему, еще на добиосферном этапе ее развития относятся два таких геологических образования, как жидкая гидросфера и граниты земной коры. На других планетах они отсутствуют. Поэтому уместно вспомнить, что, например, В.И.Вернадский придавал воде особое значение. Он считал, что вода в истории нашей планеты стоит особняком и нет природного тела, которое можно было бы сравнить с ней по влиянию на ход основных, самых грандиозных геологических процессов. Все земное вещество ею проникнуто и связано [9]. Естественно, это относится и к такому геологическому образованию как биосфера, включая предложения о выделении биокосных тел. Несколько особое место среди них занимают уже упоминавшиеся граниты. По мнению В.И.Вернадского, они представляли собой переплавленные биосферы. Однако в результате современных исследований установлено [10], что в определенных условиях граниты могут быть получены путем воздействия воды на базальты. Таким образом, гидросфера — не только главный источник образования осадочных пород на Земле, но и «виновник» возникновения на ней гранитов, отсутствующих на других планетах Солнечной системы.

Наиболее вероятно, что столь важное влияние гидросферы на геологические процессы прежде всего обусловлено специфическими физико-химическими свойствами воды. В частности, к ее аномальным физическим свойствам по сравнению с другими природными образованиями типа минералов относятся: 1) наибольшее значение плотности воды при температуре 3,98 °C с уменьшением плотности при переходе воды в твердое состояние; 2) уменьшение объема вместо расширения при плавлении; 3) наименьшая летучесть воды по сравнению с другими соединениями водорода с элементами группы кислорода, у которых она возрастает при переходе от тяжелых к

легким элементам; 4) аномально высокая теплота плавления; 5) увеличение более чем вдвое теплоемкости при плавлении льда; 6) уменьшение теплоемкости воды с повышением температуры до 27 °C, а затем ее возрастание; 7) уменьшение вязкости воды при температуре от 0 до 30 °C с повышением давления [14]. Указанные особенности проявляются в условиях достаточно узких ограничений параметров физических полей.

Особое место воды как химического соединения главным образом обуславливается тем, что при ее диссоциации образуются положительно заряженный ион водорода и отрицательно заряженный ион гидроксила. Таким образом, вода одновременно обладает свойствами и основания, и кислоты. К тому же сами свойства оснований и кислот наиболее четко проявляются именно в водных растворах. В них же образуются соли, в частности, представленные природными минералами.

В последнее время обращено внимание на выделение природных соединений, названных аквакомплексами [41]. Такое название обусловлено тем, что данная сложная группировка атомов состоит из центральной молекулы воды, координированной положительно (слева) и отрицательно (справа) заряженными радикалами. При этом все без исключения минералы считаются производными аквакомплекса, а к числу наиболее важных его свойств относится преобразование энергии в земной коре. Например, по мере увеличения энергии деформации пород осадочного чехла общий энергетический дисбаланс минеральной системы снижается за счет замещения кремния в аргиллитах углеродом, а на основе структурно-химических преобразований глинистой матрицы возможен синтез углеводов.

Известно также [39], что в основу геохимической систематики метаморфических пород положена закономерность обратно пропорционального соотношения воды и щелочных элементов при метаморфических реакциях кристаллизации. При этом в системе метаморфизма выделяются поля устойчивости пород разных ступеней метаморфизма, образующие метаморфические ряды. Они представлены тремя группами и семью ступенями изменения вещественного состава пород. К первой группе относятся метаморфические сланцы аспидной и филлитовой ступеней. Вторая группа включает роговики I и II ступеней. В третьей группе выделяются гнейсы двуслюдяной (эпидот-амфиболовой), амфиболово-гнейсовой и пироксен-гнейсовой ступеней. Иначе говоря, это процесс главным образом дегидратации минерального вещества пород, происходящий последовательно (непрерывно—скачкообразно) по каждой из семи названных ступеней. Вместе с тем сама система метаморфических процессов ограничена некими рамками.

Очевидно, полнонасыщенная геосферная дифференция косной материи на Земле стала неперенным

условием для зарождения и последующего развития биосферы. И здесь также очень важна роль жидкой гидросферы. В геологическом отношении основное внимание обычно обращается на две части. Одна из них представлена естественными водоемами, где главным образом накапливаются различные (биохомогенные, терригенные) отложения и связанные с ними полезные ископаемые. Другая включает ту гидросферу, которая насыщает пустотное пространство пород (поры, трещины, капилляры) верхней части земной коры или литосферы. В настоящее время глубина ее изучения за редким исключением (например, СГС-Кольская) оказывается меньше 10 км. Кроме того, в конденсатно-аэрозольном состоянии гидросфера насыщает нижнюю часть перемешиваемой атмосферы, общая толщина которой по современным представлениям оценивается в 60—80 км.

Особенно же активно взаимодействие гидросферы одновременно и с литосферой, и с атмосферой в условиях, подобных литорали. Здесь систематически происходит интенсивное перемешивание водно-воздушных масс с мелкодисперсным минеральным веществом. При сильных ветрах (ураганы, тайфуны) такое перемешивание сопровождается резким усилением кавитационных процессов, а в период гроз происходит повышенная ионизация сопряженных геосфер по крайней мере в их приконтактных зонах. Все это способствует реализации термодинамической модели эволюции сопряженных процессов [16]. Очевидно, именно таким путем, скорее всего в архее, произошел синтез первых белковых соединений, послуживших основой для образования и дальнейшего развития простейших живых организмов.

Не вдаваясь в подробности эволюции геохимических условий существования и развития биосферы и ее самой, можно констатировать лишь хорошо известные факты в этом отношении. Так, по разным признакам примерно на рубеже около 2 млрд. лет назад произошла трансформация первично восстановленной атмосферы с появлением в ней кислорода. Многие исследователи с этим временным рубежом связывают кардинальные изменения в эволюции корообразования. Например, существует вариант [6, 23], объясняющий их затуханием процессов глобальной самоорганизации литосферы (и коры) с переходом от площадной дегазации при максимальном потенциале диссипации к поясной и линейной. Одним из важных признаков эволюции биосферы на том же рубеже считается образование колоний одноклеточных организмов, к числу наиболее типичных признаков которых принято, в частности, относить строматолиты. Это послужило основой для появления в дальнейшем и бурного развития в фанерозое широкого разнообразия многоклеточных с их дифференциацией, прежде всего на флору и фауну, а также с выходом из водной среды на сушу. Не отрываясь полностью от гидросферы, без контакта с которой не-

возможен полноценный обмен веществ у любых форм биоса, их сухопутные формы уже оказываются сильно подвержены атмосферным воздействиям. В свою очередь, атмосфера — та внешняя геосфера, которая непосредственно контактирует с космосом, и, прежде всего именно на ней сказываются космические воздействия. Так, в ней сгорает подавляющее большинство встречаемых Землей мелких метеоритов, а крупные метеориты и болиды, достигающие поверхности Земли, пронизывают атмосферу целиком, но они встречаются гораздо реже мелких. В самой же атмосфере к наиболее специфическим явлениям, обусловленным геокосмическими связями, принято относить северные сияния, происходящие в приполярных частях Земли, где толщина тропосферы минимальна. Примерно с таких же позиций трактуется суточное «дыхание» озонового слоя атмосферы [4].

В целом приведенные данные позволяют с полным основанием считать, что геокосмические связи могут считаться оптимальными для полнонасыщенной геосферной дифференциации косной материи на Земле. Именно это обеспечило появление и развитие на ней биосферы. Во Вселенной подобные сочетания не исключаются, но для Солнечной системы надо признать их уникальными. Очевидно и к оценке роли геокосмических связей в особом развитии Земли надо относиться соответствующим образом. Прежде всего здесь имеется ввиду наличие двух основных подходов к выделению главных объектов космического воздействия на земные процессы, именуемые в общем виде геодинамикой.

Не вдаваясь в правомерность использования такого термина в указанном аспекте, следует отметить, что главным образом речь идет о георитмике или космогеоритмике тех или иных процессов преимущественно глобального уровня. При этом ряд исследователей [7, 15, 31, 32 и др.] основное внимание обращает на галактическое воздействие на Землю, в частности, использует представления о так называемом галактическом годе и его внутренней космогеоритмике. К сожалению, сами рамки определения продолжительности галактического года довольно широки (170—220 млн.лет), а их вариации примерно соответствуют средней продолжительности геологических периодов, выделяемых в фанерозое. В отношении галактического воздействия на Землю надо иметь в виду, что оно распространяется на всю Солнечную систему в целом и потому может использоваться в оценке мегаритмики сравнительной планетологии, а также вероятной мегаритмики планетно-солнечных связей. Однако особенности развития Земли по сравнению с другими планетами на основе таких геокосмических связей, конечно же, ни в коем случае объяснять не приходится, за исключением лишь одного нюанса, связанного с переходом от мегаритмики к микроритмике. Дело в том, что сре-

ди неоднозначных определений продолжительности как самого галактического года, так и его этапов, дважды [7, 31] упоминается одинаковая их продолжительность, равная 37 млн.лет. Если это действительно так, намечаются достаточно тесные качественно-количественные связи этого этапа с земными прецессиями ($T_{пр}$ 26 000 лет) и нутациями (T_n 18,6 лет). Оказывается, что продолжительность галактического этапа примерно во столько же больше прецессии, во сколько та дольше нутации. Разница между указанными отношениями не существенна. Первое из них больше второго с точностью до 0,001 в 1,018 раз, т.е. они довольно близки.

Другое направление исследований геокосмических связей может быть охарактеризовано, как акцентирование внимания на ближнекосмическом воздействии на Землю. И особенно обращается внимание на наличие у Земли единственного крупного спутника со значительным эксцентриситетом орбиты и установленным для Земли смещением ее барицентра по отношению к центру геоида [1, 2, 3, 12, 13, 27 и др.]. Главным образом на такой основе, исходя из особенностей лунно-земных связей, сделаны некоторые кардинальные выводы о специфике нелинейных проявлений геодинамики. Для ряда из них установлена мегаритмика, соответствующая долгопериодным «приходам»—«уходам» Луны. В частности, один из мегаритмов, считающихся типичным, близок к упомянутому галактическому, но несколько отличен от него (40 млн.лет).

Наряду с этим речь идет также о непосредственно наблюдаемой в настоящее время микрокосмогеоритмике, детально охарактеризовать которую можно на основе мониторинга. Например, периодичность эмпирически установленных так называемых чандлеровских качаний предложено уточнить, учитывая движения Земли вокруг ее барицентра [3]. Ритмика сизигийно-перигелийных состояний считается важнейшим условием реализации приливного энергомеханизма глобальной тектоники [12] с соответствующей периодичностью усиления сейсмичности и вулканизма. В основу указанного энергомеханизма положены представления о дискретно-волновых движениях, наиболее интенсивно проявляющихся в верхних геосферах Земли и ослабляющихся с глубиной. Поэтому уместно заметить, прежде всего, что периодичность сизигийно-перигелийных состояний полностью совпадает с нутационной цикличностью. На основе ее изучения практически одновременно с публикацией по поводу энергомеханизма глобальной тектоники вследствие дискретно-волновых движений сделан вывод об образовании вызванных нутацией Д-волн [17], которым также придается очень важное значение во многих отношениях, вплоть до образования в их узлах (пучностях) крупнейших месторождений полезных ископаемых. К сожалению, за два с лишним десятка лет, прошедших со времени

указанных публикаций, так и не предпринято попытки оценить соотношение дискретно-волновых движений и Д-волн, а также вероятность их интерференции с флуктуационными эффектами. В последнее время проявилась тенденция оценки особенностей дрейфа континентов на основе исследования приливных дискретно-волновых движений [13]. Здесь уже фактически речь должна идти о мегаритмике и сама сущность дискретно-волновых движений требует согласования их интенсивности с представлениями о долгопериодных «приходах»—«уходах» Луны [1]. К сожалению, и эта сторона проблемы пока остается не затронутой, требующей дальнейшего решения, подобно тому, как в рамках микрокосмогеоритмики речь шла о дискретно-волновых движениях и Д-волнах.

Применительно к микрокосмогеоритмике опять-таки ближнекосмических связей на этот раз между Солнцем и Землей следует упомянуть выявленное также около 20 лет назад влияние солнечной активности на глобальную интенсивность сильнейших землетрясений [42]. Установленные здесь корреляционные связи оказались несколько необычными по сравнению с традиционными представлениями о равномерной ритмике солнечной активности с периодичностью около 11 лет. В данном случае отмечены колебания от 7 до 14 лет, а величина 11 лет оценивается лишь как средняя.

Наконец, в разряд ближнекосмических связей, характеризующихся микрокосмогеоритмикой, можно отнести период обращения кометы Галлея (76 лет), главным образом потому, что с ним связывается усиление метеоритно-болидного потока. Многими исследователями интенсивность такого потока относится к числу важнейших факторов космического воздействия на особенности развития Земли.

Следует отметить также, что в оценке особенностей геокосмических связей в последнее время появились несколько экзотические высказывания. Например, это относится к представлениям о том, что Земля древнее Солнечной системы [11], причем в данном случае не только не комментируется, но и полностью игнорируется альтернативная точка зрения [44], высказанная ранее на страницах того же журнала. В другом варианте речь идет о месте тектонических катастроф в эволюционном развитии Земли [24], с высказыванием предложения о кратковременных (15—3 сут.) контактах с галактическими «пришельцами» в начале тектонических эпох, измеряемых десятками и сотнями миллионов лет. Мало того, что здесь используются совершенно несоизмеримые масштабы времени, но и опять-таки никак не комментируются более реальные для Земли «приходы»—«уходы» Луны [1].

В целом, оценивая существующие подходы к характеристике геокосмических связей, можно с уверенностью считать, что ближнекосмический вариант,

внутри Солнечной системы, значительно предпочтительнее для оценки особенностей развития Земли, ее специфических отличий от других планет. Соответственно дана оценка качественно-количественных связей ряда основных современных параметров системы Солнце—Земля—Луна [19, 20]. Она базируется исключительно лишь на справочных данных [4, 14 и др.], считающихся объективными характеристиками. Что же касается непосредственно Земли, то это относится к ее общим размерам (по эллипсоиду Ф.Н.Красовского), а также к среднему отклонению геоида от земного эллипсоида. К более частным ее параметрам можно отнести отметки рельефа поверхности Земли, площади и объемы основных элементов земной поверхности, а также основные параметры атмосферы Земли и ее глубинного строения по геофизическим данным. Во внешних связях использованы солнечно-лунно-земные расстояния и другие линейные параметры, а также ряд временных и безразмерных (таких как отношение масс Солнца, Земли и Луны, величина сжатия Земли и эксцентриситета ее орбиты).

При оценке количественных отношений параметров имелось в виду, что ряд исследователей до этого неоднократно отмечал наличие как бы «типовых», наиболее часто встречаемых величин [8, 22, 28, 29, 37, 38 и др.]. Вместе с тем их конкретные значения оценивались несколько различно. Так, назывались: 2,5; 3,5, примерно равные 3 или основанию натурального логарифма ($e = 2,71826$), а также отмечалось, что они находятся внутри интервала от 2 до 5. Следовательно, представляло интерес, насколько указанные « типовые » величины отражены в отношениях исследуемых параметров системы Солнце—Земля—Луна.

В целом рассмотрена совокупность порядка 100 параметров и их отношений в названной системе [19, 20], что позволяет считать использованную выборку достаточно представительной для оценки значимости полученных количественных величин и их сопоставления с уже указанными. К тому же следует заметить, что раньше такие величины устанавливались с довольно грубыми округлениями. В данном случае принято условие, что для целых чисел возможны округления до 0,1 (например, 1,9 до 2). Лишь с некоторой натяжкой они допустимы для таких величин, как 2,5 и 3,5, а для величины, аппроксимируемой e , по крайней мере, необходимо определение ее с точностью до 0,0001. Фактически весьма грубым приближением к ней может считаться лишь отношение внешнего и внутреннего ядер Земли при их округленных значениях, равных 3 500 и 1 300 км ($r_{\text{яз}}/r_{\text{вяз}} = 2,6923$). Очень мало также отношений кратных 2,5; 3 и 5. Всего их насчитывается лишь десяток, причем половину из них составляют 5-кратные, из которых 2 — полностью кратные, а остальные — близки заданной точности определения. В основном же полученные отношения характеризуются резким преобладанием 7-кратных среди остальных (табл.1).

1. Встречаемость количественных значений отношений параметров Земли и геокосмических связей (в диапазоне от 2 до 27)

Значение	Всего отношений	В том числе		
		Полностью кратных	Ближних	
			Всего	Совокупных
2	26	6	20	
25	2		2	
e	1		1	
3	3		3	
3,5(7/2)	16	1	15	
5	5	2	3	
7	65	14	51	21
27	4	1	3	

Вместе с тем примерно третью их часть составляют совокупные отношения, в которых фигурируют не парные связи параметров, а их большие количества. В качестве таких отношений можно привести однотипные количественные связи масс Солнца M_c , Земли m_3 и Луны m_l со следующими дополнениями. В первом случае — это обратное отношение среднего радиуса Земли r_3 к средней глубине края шельфа $h_{ш}$, служащей границей континентов и океанов, которые одновременно представляют собой крупнейшие элементы земного рельефа и геоструктурно-геодинамические элементы: $M_c h_{ш}/m_3 r_3$. Во втором случае дополнение представлено отношением разницы минимальной толщины, континентальной и океанической земной коры $H_{к-ок \min}$ к максимальной толщине волновода в верхней части мантии $H_{вв \max}$. Иначе говоря, здесь основная связь усматривается с параметрами литосферы: $m_3 H_{к-ок \min}/m_l H_{вв \max}$, причем на базе этих совокупных отношений (и других) может быть установлен ряд подобных им, также совокупных, характеризующих другие виды связей.

Вообще при различных качественных видах связей параметров системы Солнце—Земля—Луна, судя по всему, важно, что в количественных отношениях среди них преобладают отвечающие максимальному однозначному простому числу 7. На втором месте по частоте встречаемости находятся отношения, соответствующие минимальному однозначному простому числу 2 и, наконец, значительная доля отношений параметров довольно близка к величине 3,5 (или 7/2). Очевидно, именно их соотношения существенно влияют на ряд основных особенностей в геосферных взаимосвязях, оптимальное сочетание прежде всего внешнего и внутреннего строения Земли.

Кроме того, несомненно, для Земли в целом и особенностей ее развития по сравнению с другими планетами имеют следующие солнечно-земные связи. Как оказалось, отношения диаметров (радиусов) Солнца и Земли: $D_c/d_3(R_c/r_3)$ с достаточно высокой точностью (до 0,001) совпадают с отношением максимального расстояния от Солнца до Земли $L_{c-3 \max}$ к его диаметру: $L_{c-3 \max}/D_c$. В среднем эти отношения равны 109,2 и к тому же очень близки к 7^3 , что позволило выделить исходное отношение C , информативное как для связей Солнца и Земли, так и для системы Солнце—Земля—Луна в целом, определяя ее уникальность. Теснота связей некоторых основных отношений солнечно-земных параметров через исходное отношение C , а также сопоставление их с 7^3 при разной точности определения показаны в табл. 2. Вообще количество подобных отношений, включая совокупные, гораздо больше, причем через исходное отношение C могут быть оценены и лунно-земные связи. Правда, они оказываются несколько более сложными, чем солнечно-земные. Например, применительно к отношению между лунно-земными расстояниями и диаметром Луны d_l наиболее близкая к исходному отношению C величина получается, если среднеарифметическое расстояние $L_{3-л \text{ ср}}$ уменьшить на половину смещения барицентра относительно центра Земли $r_{бц}$. Тогда: $(L_{3-л \text{ ср}} - 1/2 r_{бц})/d_l$, а $C = 109,20103$.

Установленные однотипные качественно-количественные отношения параметров Земли и системы Солнце—Земля—Луна прежде всего отражают их современное состояние. Как уже отмечалось, применительно к микрокосмогеометрии они важны для современной геодинамики [33] с ярким проявлением процессов, относимых к нелинейным, катастрофическим. В первую очередь — это высокомагнитудные землетрясения (и цунами), а также существенно более редкие проявления вулканизма. Максимальная их активность приурочена к Тихоокеанскому кольцу, а в его пределах — к Большой Курильской гряде [34]. Вообще же на особые свойства Тихого океана среди других указывалось неоднократно [18, 34, 35, 36, 43, 45 и др.], в т.ч. с выделением в глобальном масштабе Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов, различных в тектоно-геодинамическом развитии. Следует отметить практическое равенство площадей Тихого океана и остальных океанов, с одной стороны, и континентов, с другой. И прежде всего — это особенности современного состояния земной коры и гидросферы.

Относительно экстраполяции современного состояния в геологическое прошлое, можно сказать, что на фоне общих представлений о расширяющейся, сжимающейся и пульсирующей Земле представляют интерес геокосмические обоснования постоянства ее радиуса [21]. На его возможные изменения накладываются узкие ограничения (не 1%), которые пока

2. Теснота основных солнечно-земных связей через исходное отношение C

Вид отношения	Точность определения				
	до 1	до 0,1	до 0,01	до 0,001	до 0,0001
$L_{c-3 \max}/D_c$ 343/3,14	109 109	109,3 109,2	109,27 109,24	109,274 109,236	109,2739 109,2357
$r_{\text{вяз min}}/r_{\text{яз min}}$ 343/3,14	109 109	109,2 109,2	109,21 109,24	109,215 109,236	109,2149 109,2357
$D_c/d_3, R_c/r_3$ 343/3,142	109 109	109,2 109,2	109,17 109,17	109,167 109,166	109,1665 109,1661
$r_3/r_{\text{яз ср ex}}$ 343/3,1416	109 109	109,2 109,2	109,20 109,18	109,208 109,180	109,2085 109,1800
$T_3, S_{\text{сяз}}/t_3, S_{\text{сз}}$ 343/3,1416	109 109	109,2 109,2	109,18 109,18	109,185 109,180	109,1854 109,1800

Примечание: $L_{c-3 \max}$ — максимальное расстояние между Солнцем и Землей; $D_c/d_3, R_c/r_3$ — диаметры, радиусы Солнца и Земли; — величина сжатия Земли; $r_{\text{яз min}}, r_{\text{вяз min}}$ — минимальная величина ядра, внутреннего ядра Земли; $r_{\text{яз ср}}$ — средняя величина радиуса ядра Земли; ex — эксцентриситет орбиты Земли; T_3, t_3 — время года, суток (1); $S_{\text{сз}}, S_{\text{сяз}}$ — площадь сечения Земли и ее ядра.

еще не подвергались критике. Это, кстати, примерно соответствует тому, если бы колебания радиуса Земли во времени оценивались через величину, обратную исходному отношению C . Поскольку такие колебания невелики, то они практически не сказываются на связях исследуемой системы параметров. Вместе с тем, они могут приводить к периодическим растяжениям и сжатиям поверхности Земли на величину порядка 350—400 км, т.е. оказывать достаточно существенное влияние на геодинамику. Не исключено, что именно ими обусловлены и кинематические инверсии в подвижных поясах [26, 27], и неустойчивость спрединга [35]. Пока эти процессы исследовались независимо друг от друга. Однако установление корреляционной связи между ними и прежде всего в проявлениях их георитмики, несомненно, будет иметь весьма важное значение в оценке общей геодинамики. В частности, представляет интерес то обстоятельство, что в этом отношении становится привлекательным использование геокосмических связей [27], в данном случае опять-таки лунно-земных. Соответственно необходима координация усилий исследователей, работающих в этом направлении [1, 2, 3, 13, 27 и др.] как одним из основных компонентов оценки общих особенностей системы Солнце—Земля—Луна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авсюк Ю.Н. Эволюция системы Земля—Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника. 1993. № 1. С. 13—22.
2. Авсюк Ю.Н. Внеземные факторы воздействия на тектонизм // Фундаментальные проблемы общей тектоники. —М.: Научный мир. 2001. С. 425—443.
3. Авсюк Ю.Н., Авдушкин З.А., Овчинников В.И. Комплексные исследования подвижности внутренних ядер Земли // Физика Земли. 2001. № 8. С. 64—75.
4. Атмосфера. Справочник / Под ред. Ю.С.Седунова, С.И.Авдюшина, Е.П.Борисенкова и др. —Л.: Гидрометиздат. 1991.
5. Бактериальная палеонтология / Под ред. А.Ю.Розанова. —М.: 2002.
6. Бакулин Ю.М. Геологическое развитие Земли и геодинамические концепции // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 73—79.
7. Баренбаум А.А., Закиров С.Н. Галактическая парадигма и ее следствия для теории и практики разработки месторождений // Нефтяное хозяйство. 2003. № 3. С. 32—34.
8. Блажевич А.Р. Ранговая шкала и система понятий и терминов магматической геологии // Советская геология. 1990. № 9. С. 123—125.
9. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы и ее окружения. —М.: Наука, 1965.
10. Виноградов В.И. О процессах гранитизации и континентализации коры // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 25. Вып. 5. С. 3—11.
11. Воробьева С.В. Предположения о формировании Земли и Солнца // Отечественная геология. 2007. № 4. С. 81—84.
12. Гарецкий Р.Г., Добролюбов А.И., Левков Э.А., Середин В.П. Приливный энергомеханизм глобальной тектоники // Системный подход в геологии. Тезисы докл. II Всес. конф. —М.: Наука. 1986. С. 324—326.
13. Гарецкий Р.Г., Добролюбов А.И. Приливные дискретно-волновые движения и дрейф континентов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 3—13.
14. Геологический словарь. —М.: Недра. 1973.
15. Глуховский М.З. Ротационный фактор и некоторые проблемы тектоники и сравнительной планетологии // Геотектоника. 2005. № 6. С. 3—18.
16. Голубев В.С. Термодинамическая модель эволюции сопряженных процессов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 61. Вып. 3. С. 11—19.
17. Губерман Ш.А. Неформальный анализ данных в геологии и геофизике. —М.: Недра. 1987.
18. Дмитриевский А.Н. Глобальная динамика Земли // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2002. № 5. С. 17—19.
19. Кононов Ю.С. Системы и явление «КОСМО». —М., 2003. Деп. в ВИНТИ № 441—В.

20. Кононов Ю.С. Геология и мировоззрение. —М., 2008. Деп. в ВИНТИ № 506—В.
21. Короновский Н.В., Конаев А.В., Герасимов И.А., Киквадзе Г.М. О возможных пределах изменения среднего радиуса Земли в геологическом прошлом // Геотектоника. 2003. № 5. С. 89—94.
22. Красный Л.И., Садовский М.А. Блоковая тектоника литосферы // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 6. С. 1451—1454.
23. Летников Ф.А. Флюидальный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики. —М.: ГЕОС. 2000. С. 204—224.
24. Мелихов В.Р., Лыгин И.В. Тектонические катастрофы и их место в эволюции развития Земли // Геофизика. 2008. № 2. С. 11—19.
25. Михайлов И.Н. Морфология и структура Земли как результат действия ротационных и гравитационных движений // Геофизика. 2006. № 1. С. 62—68.
26. Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3—24.
27. Морозов Ю.А. Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей // Геотектоника. 2004. № 1. С. 21—50.
28. Наливкин В.Д., Кузьмин В.И., Лукьянова В.Т. Дискретность в распределении и развитии природных систем // Тектоника и нефтегазоносность складчатых поясов. —Фрунзе: 1984. С. 27—35.
29. Наливкин В.Д., Кузьмин В.И., Лукьянова В.Т. К исследованию закономерностей проявления дискретности в свойствах природных систем // Теоретич. и методич. вопросы седиментационной цикличности. —Новосибирск: Наука. 1988. С. 13—19.
30. Ненахов В.М. Геодинамические особенности раннего архея // Геотектоника. 2001. № 1. С. 3—15.
31. Неручев С.Г. Периодичность геологических и биотических событий // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 4. С. 493—511.
32. Никитин Н.В., Никитин Д.В., Марков К.А. Космогенная модель тектоно-магматического развития в фанерозое складчатых областей и платформ планеты Земля, определяющая особенности их металлогении // Региональная геология и металлогения. 2000. № 12. С. 102—107.
33. Николаев Н.И. Современные движения и механизм структурообразования // Разведка и охрана недр. 1997. № 1. С. 32—37.
34. Пуцаровский Ю.М. Линейность и нелинейность в геологии // Геотектоника. 1999. № 3. С. 42—49.
35. Пуцаровский Ю.М. Геодинамическая неустойчивость океанского спрединга (Атлантический океан) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 3—13.
36. Пуцаровский Ю.М. Глобальная тектоника в перспективе // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 2. С. 3—7.
37. Садовский М.А., Болховитинов А.Г., Писаренко В.Ф. О свойствах дискретности горных пород // Физика Земли. 1982. № 12. С. 3—8.
38. Садовский М.А. О распределении размеров твердых отдельных тел // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 1. С. 69—72.
39. Семененко Н.П. Кислородно-водородная модель Земли. —Киев: Наукова думка. 1990.
40. Спизарский Т.А. Геологическое время и стратиграфические классификации // Советская геология. 1987. № 8. С. 45—53.
41. Стенина Н.Г. Образование углеводородов в природе: механизм реакции, геологические и экспериментальные доказательства / Материалы 2-ой Междунар. конф. «Геодинамика нефтегазоносных бассейнов». —М., 2005. С. 59—67.
42. Сытинский А.Д. О связи землетрясений с солнечной активностью // Физика Земли. 1989. № 2. С. 13—20.
43. Хаин В.Е. Происхождение Тихого океана — проблема проблем истории Земли // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов: —М.: Недра. 1987. С. 7—11.
44. Шарманов Б.Ф. О природе сил,двигающих материи // Советская геология. 1990. № 9. С. 100—106.
45. Шолто В.Н. Эмпирические обобщения и парадигмы в геологии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 5. С. 3—14.

К 100-летию со дня рождения Георгия Евгеньевича Рябухина

К сожалению, я не все сделал и не всего достиг, чего хотел.

Хотя жаловаться на судьбу мне нельзя.

Я люблю людей и они мне отвечают взаимностью

Г.Е.Рябухин

Георгий Евгеньевич Рябухин — многогранный и неутомимый исследователь нефтегазовых сокровищ Советского Союза и мира, ученый, педагог и писатель родился 27 ноября 1908 г. в Екатеринославле (Днепропетровск).

После второго курса Тамбовского педагогического техникума в 1926 г. поступил на геолого-почвенное отделение физико-математического факультета Ленинградского университета, который закончил в 1930 г. и сразу же был принят на работу в Ленинградский нефтяной геологоразведочный институт (ВНИГРИ). Г.Е.Рябухин был первым геологом, которого ВНИГРИ направил в Сибирь для изучения геологического строения районов, где были известны нефтепроявления неясного происхождения.

В 1936 г. Г.Е.Рябухина откомандировали в Главсевморпуть и назначили главным геологом Усть-Енисейской экспедиции. В Арктике Георгий Евгеньевич провел две зимовки и три летних полевых сезона. Молодость, энтузиазм и творческий порыв первооткрывателей сопровождали Г.Е.Рябухина и его коллег по работе в этих экспедициях. На оленях, собаках, лодках он совершил ряд маршрутов в труднодоступные районы по рекам Большая и Малая Хета, Соленая, Нижняя, Рыбная, Хантайка и впервые составил геологические карты, обобщил данные по стратиграфии, тектонике, изучил и описал газопроявления в районе Усть-Енисейского порта и Енисейского залива.

Материалы, собранные и обобщенные во время работы в Заполярье, легли в основу кандидатской диссертации Г.Е.Рябухина, тема которой «Геология и нефтегазоносность низовьев Енисея». Диссертацию Георгий Евгеньевич успешно защитил в 1940 г. в Московском нефтяном институте им. И.М.Губкина.

В годы Великой Отечественной войны (1943—1944) Г.Е.Рябухин в составе Эмбенской и Северо-Эмбенской экспедиций Московского филиала ВНИГРИ проводит прогнозную оценку нефтегазоносности районов Северной Эмбы, дает рекомендации по расширению промысловых площадей, а также поискам нефти в Темирском районе. В эти годы под его руководством были открыты Джаксымайское и Шубар-Кудукское нефтяные месторождения.

В 1946—1948 гг. Г.Е.Рябухин продолжает активные исследования в Сибири, и, безусловно, следует



отметить фундаментальную работу «Геология и нефтегазоносность Западной Сибири», подготовленную совместно с М.К.Коровиным, Н.А.Кудрявцевым, А.В.Тыжновым и Д.Л.Степановым, выпущенную в свет в 1948 г.

В 1947 г. (6—10 декабря) Г.Е. Рябухин делал доклад на заседании Технического совета Министерства геологии СССР по вопросу резкого усиления нефтегазопромысловых работ на территории Сибири. После острой дискуссии Технический совет принял постановление, которое спустя всего несколько дней было утверждено Министром геологии СССР И.И.Малышевым.

В числе первоочередных Технический совет рекомендовал бурение Тюменской, Барабинской, Колпашевской, Тарской, Максимо-Ярской и Ханты-Мансийской опорных скважин в Западной Сибири, а также Быстринской в Минусинской котловине, Ермаковской в Кузбассе. Научно обоснованный и хорошо продуманный методически и технически план наступления на нефтяную целину Сибири был реализован в кратчайшие сроки, что привело к открытию Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

Невозможно поверить, что такая масштабная и очень дорогая программа выполнялась спустя лишь 2—3 года после окончания Великой Отечественной войны, но это было сделано.

В 1948 г. на ученом совете Московского нефтяного института Г.Е.Рябухин защитил докторскую диссертацию на тему «Третичные и меловые отложения Забайкалья и Центральной Азии (к вопросу о нефтеносности)». В работе были рассмотрены проблемные и весьма актуальные в те годы вопросы геологии и нефтегазоносности Восточной Сибири и Центральной Азии. В 1950 г. Георгий Евгеньевич стал профессором кафедры геологии, разведки и разработки нефтяных месторождений Московского нефтяного института им. И.М.Губкина.

В 1951 г. Г.Е.Рябухин был назначен заведующим кафедрой геологии нефти и одновременно деканом нефтяного факультета Свердловского горного института им. В.В.Вахрушева, где он работал до 1956 г. С этого момента началась его активная педагогическая деятельность. Им было подготовлено большое число инженеров-геологов, которые работали в научно-исследовательских и производственных организациях многих районов нашей страны. Значительная часть из них связали свою судьбу с Сибирью. Фактически в эти годы в Свердловском горном институте получили высокопрофессиональное образование сотни энергичных, закаленных молодых людей послевоенного времени. И этот уральский десант геологов, геофизиков и буровиков обеспечивал открытие и освоение нефтяной Сибири. Особый успех выпал на долю тех, кто работал в Западной Сибири.

По направлению Министерства высшего образования СССР Г.Е.Рябухин был командирован на преподавательскую работу в зарубежные страны — сначала в Китай (1956—1958), а затем в Египет (1958—1959). В Китае он в течение трех лет работал советником по геологии и заведовал кафедрой геологии в Пекинском геологоразведочном институте. Здесь он совместно с профессором Мин-Чжу-Саном написал учебник «Геология нефти», а также монографию «Происхождение нефти и формирование нефтяных залежей».

В 1958—1959 гг. Г.Е.Рябухин работал в Суэцком нефтяном институте Объединенной Арабской Республики и одновременно с увлечением занимался изучением нефтяных и газовых месторождений Египта. Его лекции по геологии нефтяных и газовых место-

рождений были опубликованы на английском и арабском языках.

С научными целями Георгий Евгеньевич посетил 36 стран мира. Он побывал в Индии и Объединенной Арабской Республике, Китае, Тунисе, Конго, Йемене, Кувейте, Ливии, Камеруне и многих других странах. Результаты его поездок отражены в многочисленных научных книгах и статьях.

Имя большого ученого и талантливого педагога, доктора геолого-минералогических наук, профессора Г.Е.Рябухина более полувека было связано с Государственным университетом нефти и газа им. И.М.Губкина (1960—1998) и широко известно не только в России, но и далеко за ее пределами.

Георгий Евгеньевич — автор 200 научных работ, включая 9 монографий, 10 учебников и учебных пособий по широкому диапазону нефтяной геологии — проблемы происхождения нефти и принципы районирования нефтегазоносных районов, нефтегазоносность древних толщ, нефтегазоносность кристаллических пород, проблемы нефтегазоносности континентальных отложений, морских акваторий и др. По истории науки им написаны творческие биографии М.В.Ломоносова, Н.С.Шатского, И.М.Губкина, В.А.Обручева. Опубликованы работы по истории становления нефтяной геологии Сибири.

В течение многих лет он был членом диссертационных и ученых советов в ГАНГ, МГУ, ВНИГНИ, ВНИГРИ, членом редколлегии журнала «Известия вузов», серия Геология и разведка.

Участник 17, 26 и 27 Международных Геологических Конгрессов, он по праву считал себя учеником академиков В.А.Обручева и И.М.Губкина.

Романтик по натуре, геолог по призванию, он обладал незаурядными писательскими способностями.

Таким многогранным был Георгий Евгеньевич Рябухин.

У Г.Е.Рябухина наград было немного. За заслуги в развитии нефтегазовой науки и подготовке кадров для промышленности он награжден знаками и медалями: «Почетный нефтяник» (1978), «Почетный разведчик недр», «Ветеран труда» (1983).

Георгий Евгеньевич Рябухин скончался 26 ноября 1998 г. фактически в день своего 90-летия. Похоронен на Головинском кладбище в г. Москва.

Материалы подготовил Н.И.Запивалов

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2008 г.

ОТЕЧЕСТВЕННОЕ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

Аксенов Е.М., Садыков Р.К. ФГУП «ЦНИИГеолнеруд» в «Отечественной геологии» — минерально-сырьевая база неметаллов. № 2. С. 8.

«Отечественная геология» между двумя юбилеями (2003—2008 гг.). № 2 С. 5.

ОРГАНИЗАЦИЯ, УПРАВЛЕНИЕ, ЭКОНОМИКА, НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

Зайченко В.Ю. Геологическая информация о недрах в правовом поле российского законодательства. № 3. С. 58.

Козловский Е.А. Экономическая безопасность и исследования недр. № 3. С. 7.

Кривцов А.И., Беневольский Б.И., Кочнев-Первухов В.И. Оценка возможности воспроизводства запасов твердых полезных ископаемых за счет прогнозных ресурсов. № 2. С. 45.

Мигачев И.Ф., Карпенко И.А., Иванов А.И., Черемисин А.А., Куликов Д.А. Золоторудное месторождение Сухой Лог — переоценка и оценка прогноза рудного поля и района. № 2 С. 55.

Покалов В.Т., Донченко В.А. Проблемы минерально-сырьевой базы черной металлургии России и пути их решения. № 2. С. 73.

Трутнев Ю.П. Доклад на заседании Правительства РФ 27 марта 2008 года. № 3. С. 3.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

Жамойда А.И. Основные тенденции развития и проблемы мировой геологической картографии в последнюю треть XX века. № 2. С. 28.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Лескова Н.В. Сульфидные соединения золота в золоторудных месторождениях Восточной Якутии. № 5. С. 24.

Барышев А.Н. Гравитационная неустойчивость и минерагенические системы Земли. № 2. С. 10.

Костин А.В. Новые данные о геологии Эндыбальского серебрудного узла (Западное Верхоянье, Якутия). № 5. С. 33.

Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Минералогия и геохимия золоторудной минерализации в двупироксеновых кристаллических сланцев Алданского щита (на примере месторождения им. П.Пинигина). № 5. С. 14.

Красный Л.И., Блюман Б.А. Геоблоки и минерагения. № 3. С. 63.

Мамаева Е.И. Минерагеническая зональность Маймеча-Котуйской провинции (Полярная Сибирь). № 1. С. 3.

Наливкина Э.Б. Геологическое развитие и минерагения раннедокембрийской земной коры циркумполярного региона. № 4. С. 16.

Округин А.В., Охлопков С.С., Граханов С.А. Комплексные россыпепроявления благородных металлов и самоцветов в бассейне р. Анабар, северо-восток Сибирской платформы. № 5. С. 3.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Булнаев К.Б. Сопутствующее редкометалльное оруденение фтор-бериллиевых месторождений Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье). № 4. С. 39.

Виницкий А.Е., Журбицкий Б.И., Тарасов А.Б. Технологическое обеспечение оценки и классификации запасов (ресурсов) углей на этапе поисков и оценки месторождений. № 6. С. 3.

Воеводин В.Н. Минералого-геохимические условия формирования вольфрамовых руд в структурах базит-гипербазитового магматизма. № 6. С. 34.

Гусев А.И., Дзагоева Е.А., Табакаева Е.М. Геология, петрология и рудоносность Белокурихинского плутона Горного Алтая. № 4. С. 25.

Дистанов У.Г. Роль литологических и минералого-технологических моделей рудообразующих систем при прогнозе, поисках и разведке месторождений неметаллических полезных ископаемых. № 6. С. 17.

Зубков В.С. Гипотезы происхождения конденсированных нафтидов в магматических породах геодинамических обстановок. № 4. С. 3.

Лурье М.А., Шмидт Ф.К. О возможности абиогенного образования нефтегазовых систем. № 1. С. 10.

Погребнов Н.Н., Троценко В.В. О достоверности геологических моделей угольных месторождений. № 2. С. 68.

Сурков В.С., Варламов И.А., Ефимов А.С., Конторович А.Э., Лотышев В.И., Мельников Н.В., Смирнов Л.В., Старосельцев В.С. Нефтегазоносность платформенных областей Сибири. № 2. 85.

Федоровский Ю.Ф., Захаров Е.В. Геологическая аналогия между морскими нефтегазоносными бассейнами Арктического циркумполярного пояса при оценке и освоении прогнозных ресурсов нефти и газа. № 4. С. 11.

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Закирова Ф.А. Перспективы выявления галогенных месторождений бора в западном и юго-западном обрамлении Прикаспийской синеклизы. № 1. С. 19.

Иванов А.И. Опыт прогнозирования, поисков и оценки новых золоторудных месторождений в Бодайбинском рудном районе. № 6. С. 11.

Князев Г.Б., Поднебесных А.В. Верхнедокембрийские железистые кварциты складчатых областей юга Сибири. № 4. С. 44.

Кузнецов А.А. Геолого-прогнозно-минерагеническая модель и перспективы промышленной рудоносности Анабарского щита. № 6. С. 22.

Малов Н.Д. О золотоносности Карело-Кольского региона Балтийского щита. № 4. С. 33.

Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В. Дистанционная региональная оценка перспектив алмазоносности Анголы. № 3. С. 91.

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Баранов В.В. Эволюция метабиосферы и кризисы экосистем в раннем-среднем палеозое Северо-Востока Евразии. № 5. С. 66.

Гриненко В.С., Князев В.Г. Стратиграфия юрских отложений Хапчагайского и Лено-Вилуйского районов: расчленение и межрегиональная корреляция. № 5. С. 72.

Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Морфотектоника и разломно-блоковые структуры юго-восточного фланга Олекмо-Становой сейсмостектонической зоны. № 5. С. 50.

Кутыгин Р.В., Будников И.В., Клец А.Г., Перегудов Л.Г. О находке гониатита Eoshumardites в кыгылтасской свите Западного Верхоянья. № 5. С. 60.

Розанов А.Ю., Астафьева М.М., Вревский А.Б. и др. Микрофоссилии раннедокембрийских континентальных кор выветривания Фенноскандинавского щита. № 3. С. 83.

Сергеенко А.И., Васильева Т.И. Минералогические и геохимические критерии стратификации неоплейстоценовых отложений хр. Улахан-Тас, Восточная Якутия. № 5. С. 57.

Сметанникова Л.И., Жарикова Л.П. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений нижне-Алданской впадины (восток Сибирской платформы). № 6. С. 43.

Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В., Васильев Д.А. Тектонические структуры Мангазейского рудного узла (Западное Верхоянье, Восточная Якутия). № 5. С. 42.

Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Позднечетвертичное осадконакопление в Тункинской рифтовой долине (Южное Прибайкалье). № 3. С. 98.

Чирикova Е.В., Олли В.А. Среднедевонские отложения северной части Казахстанского Урала. № 6. С. 56.

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Бабушкина С.А. Состав микрокристаллов шпинелидов трубки Малокунанская как отражение процессов кристаллизации кимберлитового расплава и степени алмазности пород. № 5. С. 85.

Беленицкая Г.А. Типы седиментогенеза: расширенный вариант классификации. № 3. С. 29.

Бергман И.А. Могут ли признаки фракционирования изотопов сульфидной серы осадочно-метаморфических формаций раннего докембрия свидетельствовать о появлении свободного кислорода в атмосфере Земли? № 1. С. 61.

Блинов А.А., Михайлов В.А., Федоров А.К. Опыт петрофизического изучения аллювия зон концентрации мелкого и тонкого золота. № 6. С. 79.

Вилор Н.В., Склярова О.А., Чупарина Е.В., Захарова Ю.Р. Миграция и распределение мышьяка в зоне окисления месторождений Бодайбинского золоторудного района. № 1. С. 46.

Добрецов В.Н., Смелов А.М., Кравченко А.А., Березкин В.И. Средний химический состав нижней коры центральной части Алданского щита по результатам изучения ксенолитов из мезозойских щелочных интрузивов. № 6. С. 63.

Жданов Ю.Я., Заякина Н.В., Лескова Н.В., Богданович Ю.И., Широкров В.В. Первая находка делафоссита на месторождениях Якутии. № 5. С. 116.

Зайцев А.И. О возрасте алмазов Якутской алмазоносной провинции. № 5. С. 79.

Иванов А.И. Акцессорные минералы магматических пород Депутатского рудного поля. № 5. С. 110.

Иванов В.В., Медовый В.И., Бушмакин В.А. Промывочная жидкость бурящихся скважин — кладёз геологической информации. № 1. С. 25.

Константинов М.М., Сидоров А.А. Биогенез и рудообразование. № 2. С. 36.

Коробков И.Г. Литология и фации алмазоносных отложений верхнего палеозоя на востоке Тунгусской синеклизы. № 1. С. 40.

Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В. Реконструкция источников поступления пирокластического материала в пермско-раннетриасовый бассейн Южного Верхоянья (Северо-Восток Азии) по данным литохимии. № 5. С. 119.

Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П., Зайцев А.И. Состав и генетические аспекты формирования гранитов А-типа Верхояно-Колымской складчатой области. № 5. С. 99.

Угальева С.С., Заякина Н.В., Павлушин А.Д. Связь морфологии и структурной ориентировки включений граната в алмазах из трубки Удачная. № 5. С. 96.

Хабибуллина Т.С., Лескова Н.В. Цирконы щелочных пород массивов Томмотский и Сомнительный (Верхояно-Колымская складчатая область): типоморфные особенности и петрологическое значение. № 6. С. 85.

Шкодзинский В.С. О коренных источниках алмазов россыпей северо-востока Сибирской платформы. № 6. С. 74.

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Барышев А.С., Егоров К.Н., Кошкарёв Д.А. Алмазоносные субпровинции, зоны и прогнозные площади юга Сибирской платформы. № 3. С. 22.

Истекова С.А. Геофизическая характеристика полиметаллических провинций Казахстана. № 6. С. 94.

Минеева И.Г. Рифтогенез, следы древнейшей нефтегазоносности и докембрийское комплексное уран-золотое рудообразование на Балтийском щите (Карелия). № 3. С. 73.

Щукин Ю.К., Ерхов В.А., Костюченко С.Л., Липилин А.В., Сулейманов А.К. Концепция региональных геофизических исследований для геологических и минералогических целей. № 4. С. 50.

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Вартанян Г.С. Деформационные образы некоторых землетрясений и краткосрочный сейсмический прогноз. № 4. С. 68.

Вартанян Г.С. Некоторые деформационные механизмы функционирования эндодренажной системы Земли и сейсмичность. № 2. С. 18.

Вилор Н.В., Ключевский А.В., Демьянович В.М., Абушенко Н.А., Тацилин С.А. Инфракрасное излучение и сейсмичность в зоне Белино-Бусийнгольского разлома Байкальской рифтовой зоны. № 4. С. 86.

Гордиенко И.В., Миронов А.Г. Геодинамическая и металлогеническая эволюция Забайкалья в позднем рифее—палеозое. № 3. С. 46.

Константиновский А.А. Основные черты геодинамики и рудоносности Верхоянской и Яно-Колымской складчато-надвиговых систем. № 4. С. 74.

Круподеров В.С., Куликов Г.В., Липилин А.В. Гидрогеодеформационный мониторинг — основные результаты и перспективы развития. № 2. С. 50.

Татьков Г.И., Ковальский В.В., Базаров А.Д., Тубанов Ц.А., Толочко В.В. Эксперименты по вибросейсмической интерферометрии на Байкальском геодинамическом полигоне. № 3. С. 94.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

Васильев Б.И., Советникова Л.Н. Геологическое развитие северо-западной части Тихого океана. № 6. С. 99.

Углов Б.Д., Мирлин Е.Г. Тектонические линейменты западной части Тихого и северо-восточной части Индийского океанов и связь с ними современного колчеданообразования. № 4. С. 59.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Бойшенко А.Ф. Названия горных пород Монголии. № 1. С. 82.

Докучаев С.А., Докучаева Н.А., Андреева Е.Е. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы Волго-Камской антеклизы и возможная природа Ромашкинского месторождения. № 1. С. 75.

Зубков В.С. Конденсированные нефтиды в магматических породах различных геодинамических обстановок. № 1. С. 68.

Романов В.А. Потоки рассеяния: теория, методика и практика. Пути дальнейшего развития. № 1. С. 78.

Старостин В.И., Сакая Д.Р. Научные чтения имени академика В.И.Смирнова. № 2. С. 78.

ДИСКУССИИ

Багдасаров Ю.А. К вопросу о рациональной систематике пород «карбонатитового семейства». № 1. С. 87.

Воробьев В.Я., Кононов Ю.С. О роли геокосмических связей в особенностях развития Земли. № 6. С. 105.

Кузовков Г.Н. О происхождении Алапаевской толщи на восточном склоне среднего Урала. № 4. С. 93.

Одесский И.А. Место формаций в системе геологических объектов. № 1. С. 93.

Образцов А.И. Диалоги о парадигме геологии. № 3. С. 80.

Петров Т.Г. Метод *RNA* как решение проблемы систематизации аналитических данных о вещественном составе геологических объектов. № 4. С. 98.

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

Иванов В.Н. Преобразование геотектонической карты Земли. № 4. С. 109.

РЕЦЕНЗИИ

Круподеров В.С. Теоретические основы региональной инженерной геологии. № 3. С. 107.

Ручкин Г.В. Новая книга о системной организации процессов геологического развития Земли. №. 4. С. 108.

Федорчук В.П. Все о полиметаллах Тянь-Шаня. № 2. С. 97.

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Юбилей Ирины Олеговны Смирновой. № 4.

60-летие Алексея Владимировича Перцова. № 4. С. 111.

60-летие Михаила Юрьевича Смирнова. № 5.

70-летие Игоря Федоровича Мигачёва. № 3. С. 110.

70-летие Сайды Лечиевича Зубайраев. № 3. С. 109.

70-летие Игоря Михайловича Мирчинка. № 3. С. 112.

70-летие Николая Викторовича Лопатина. № 5. С. 128.

К 95-летию со дня рождения Андрея Сергеевича Соколова. № 2. С. 102.

95-летие Николая Алексеевича Шилов. № 2. С. 104.

К 100-летию со дня рождения Александра Степановича Хоментовского. № 2. С. 100.

К 100-летию со дня рождения Георгия Евгеньевича Рябухина. № 6. С. 112.

Памяти Феликса Григорьевича Рейфа. № 1. С. 96.

Памяти Льва Исааковича Красного. № 4. С. 106.

Памяти Анатолия Андреевича Смыслова. № 3. С. 106.