

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

2/2013

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

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

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

МОСКВА

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Константинов М.М.

Структуры золоторудных месторождений 3

Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю.

Геолого-геофизическая характеристика вольфрамовых месторождений Дальнего Востока России. 11

Кубанцев И.А., Багаева А.А., Петрушков Б.С., Ромашко В.В.

Экспериментальная вариограмма как средство анализа пространственной структуры геологических данных различной природы (на примере Верхнеленинградской площади, п-ов Таймыр, Красноярский край) 19

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Лурье М.А., Шмидт Ф.К.

О возможных причинах вертикальной зональности распределения углеводородов в нефтегазоносных бассейнах 26

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Хачатрян Г.К.

Азот и водород в кристаллах алмаза в аспекте геолого-генетических и прогнозно-поисковых проблем алмазных месторождений 29

Абрамов Б.Н.

Особенности распределения рудных и редкоземельных элементов в породах и рудах Шерловогорского оловополиметаллического месторождения (Забайкальский край) 43

Савченко И.Ф., Белозеров Н.И.

Путь органического углерода океанических осадков в процессе формирования геологических структур Восточной Азии 50

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Дроздов А.В., Попов В.Ф.

Формирование подземных резервуаров в криолитозоне Сибирской платформы, пригодных для удаления жидких токсичных отходов 57

ИНФОРМАЦИЯ

Киперман Ю.А., Школьник Э.Л., Панин О.Н.

Фосфаты в современном мире, к итогам международной конференции «Фосфаты 2012» в Марокко 63

Всероссийская конференция по глубинному генезису нефти и газа — об итогах 1-х Кудрявцевских Чтений 68

К 100-летию со дня рождения Николая Алексеевича Шилов 69

Порядок оформления статей 71

Редакция: *Т.М.Панеско, К.С.Щербакова*
Компьютерная верстка *Н.П.Кудрявцева*

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 29.03.2013. 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
Сайт научной электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

Структуры золоторудных месторождений

М.М.КОНСТАНТИНОВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Рассмотрены структуры золоторудных месторождений, свойственные сланцевым поясам, вулканоплутоническим поясам, офиолитовым поясам, зеленокаменным поясам, межгорным прогибам. Показаны рудные формации, характеризующие эти месторождения, и приведены примеры месторождений.

Ключевые слова: золото, месторождение, структура, рудное тело, систематика.

Константинов Михаил Михайлович, blagmet@tsnigri.ru

The structures of gold deposits

М.М.KONSTANTINOV

The structures of gold deposits, property by terrigen-slate belts, volcanic-plutonic belts, ofiolitic belts, greenstone belts and intramountains depressions were examined. Ore formations of these groups of deposits and examples of deposits were showed.

Key words: gold, deposit, structure, ore body, systematic.

Под структурой системы принято понимать совокупность связей и соотношений между ее элементами. Соответственно, для золоторудных месторождений — это система связей, слагающих месторождения рудных тел.

Имеющиеся классификации золоторудных месторождений (В.М.Крейтер, 1960; Р.У.Бойл, 1975; Ю.Г.Сафонов, 1977) базируются на различиях в морфологии рудных тел. Такие классификации безусловно полезны, однако они не учитывают важности закономерных пространственных соотношений рудных тел месторождения, т.е. его структуры. Знание этих соотношений позволяет ускорить оценку месторождения и удешевить весь процесс геологоразведочных работ.

Обобщенные данные о структурах золоторудных месторождений автором данной публикации сведены в таблицу. Для ее составления использованы в первую очередь работы [1, 4 и др.].

Остановимся кратко на перспективах выявления основных типов структур в различных геотектонических обстановках.

В *терригенно-сланцевых поясах* высоки перспективы обнаружения линейных зон рассланцевания с прожилково-вкрапленным золотомышьяково-сульфидным оруденением (тип Благодатное) (рис. 1). Прожилково-вкрапленные руды этих месторождений могут быть замаскированы процессами выветривания, и первоочередное значение приобретают структурные и геохимические наблюдения.

Диапазон строения рудовмещающих разломов достаточно широк: от зон брекчирования до зон рас-

сланцевания и даже милонитовых швов. В связи с этим заслуживает внимания месторождение Гаогун на юге Китая (провинция Гуангдун), представленное серией зон милонитов в протерозойской толще слюдистых сланцев и гнейсов. Зоны милонитов имеют мощность около 40 м, протяженность 450 м и крутое падение. В них развита прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация, связанная с этапом наложенных и, как подчеркивают исследователи этого месторождения, хрупких деформаций. Прожилки прерывистые, а размер вкраплений сульфидов, среди которых преобладает халькопирит, 0,05—0,005 мм. Содержание Au в оруденелых милонитах, являющихся в настоящее время объектом отработки, от 1 до 73 г/т. В то же время, около половины всех милонитов не минерализованы, что подтверждает наложенный характер золотосульфидной минерализации. Процессы выветривания способны замаскировать выходы на поверхность оруденелых милонитов, которые могут быть пропущены даже в хорошо изученных золоторудных районах, поэтому данное месторождение и представляет интерес как возможный объект для поисков.

Поиски подобных месторождений также могут оказаться эффективными в разнообразных обстановках развития интенсивных разрывных дислокаций, связанных с тектоническим сжатием, свойственным позднеорогенным или позднеколлизионным этапам развития терригорий.

Большое значение может иметь выявление стратиформных многоярусных залежей золотокварцевого состава (с небольшим количеством сульфидов) в турбидитах. Месторождение Бендиго отрабатывалось подземным шахтным способом более 100 лет до 50-х

Структуры золоторудных полей

Структуры	Рудные формации	Месторождения
<i>Терригенно-сланцевые пояса</i>		
Протяженные зоны прожилково-вкрапленной минерализации в осевых частях узких синклинальных прогибов	Золото кварцевая	Сухой Лог, Наталкинское, Хоумстейк
Субпараллельные и диагональные системы золото кварцевых жил внутри и в ареале гранитоидных интрузий	Золото кварцевая, золото полисульфидная	Школьное, Калана, Акбакай, Зармитан, Каральвеем, Дарасун
Золото сульфидные прожилки, вкрапленность внутри интрузивных штоков	Золото сульфидная	Дарасун, Форт Нокс, Пого
Золото кварцевые многоярусные залежи стратиформного типа в осевых частях турбидитовых синклинальных прогибов и апикальных частях антиклиналей	Золото кварцевая	Бендигго, Дуэт-Бриндакит, Совиное, Бадран
Системы субпараллельных минерализованных зон дробления и прожилково-вкрапленных мышьяковисто-сульфидных руд в осевых частях куполовидных (интрузивно-купольных) поднятий	Золото кварцевая, золото мышьяковисто-сульфидная	Нежданнское, Майское
Штокверковые руды во флексурах, отвечающих надинтрузивным зонам гранитоидов	Золото кварцевая, золото мышьяковисто-сульфидная	Олимпиадинское, Мурунтау
Конформные пологие залежи вкрапленных сульфидных руд (минерализованные пласты мергелей и песчаников)	Золото мышьяковисто-сульфидная	Карлинская группа, Талдыбулак-Левобережное, Кумтор
Линейные зоны трещиноватости и расланцевания с прожилково-вкрапленной золото сульфидной минерализацией	Золото мышьяковисто-сульфидная	Итака, Благодатное
Линзы и гнезда сульфидных руд в известняках в экзоконтактах интрузивов	Золото полисульфидно-кварцевая	Торор
<i>Вулкано-плутонические пояса (в т.ч. эпикратонного типа)</i>		
Плащеобразные залежи прожилково-вкрапленных руд в пропилитах и аргиллизитах	Золото серебряная	Белая Гора, Светлинское, Пьерина
Пологие конформные залежи в покровах вулканитов и обрамлениях кальдер	Золото серебряная	Хаканджа, Каульды, Покровское, Раунд Маунтин
Протяженные зоны разломов с участками брекчирования и рудной минерализации, частично в экзоконтактах субвулканов	Золото серебряная	Гуанахуато, Дукат, Купол, Комшток
Системы радиальных и субпараллельных жил в обрамлении кальдер	Золото серебряная	Теллурид, Силвертон
Системы кулисных и субпараллельных жил, секущих осевые части кальдер	Золото серебряная	Агинское
Системы субпараллельных жил золотоносных трубок в вулканических грабенах	Золото серебряная	Многовершинное, Балейское, Кочбулак, Крипл Крик
Вкрапленная золото сульфидная (комплексная золото содержащая) минерализация в гранитоидных куполах	Золото сульфидная	Грасберг, Рефьюжен

Структуры	Рудные формации	Месторождения
Зоны брекчий и прожилков в периферических частях стратовулканов	Золотосеребряная	Ладолам
Ареалы жил в обрамлении вулканокупольных структур	Золотосеребряная	Бая Маре
<i>Офиолитовые пояса</i>		
Лестничные жилы с золотополисульфидной минерализацией в свите даек пестрого состава с широким развитием березитов и лиственитов	Золотополисульфидно-кварцевая	Березовское, Кочкарское
Система субпараллельных жильных зон золото-теллуридного состава в полосе лиственитизированных гипербазитов	Золотосеребряная	Зодское
<i>Зеленокаменные пояса</i>		
Линзы глинисто-кремнистого состава с золотоносным пиритом и арсенопиритом в глинистых кварцитах	Золотожелезисто-кварцитовая	Вубачикве, Морроу Велью, Балка Широкая
Линзовидные тела и вкрапленность золотосульфидных руд в синклинальных складках вулканитов	Золотосульфидная	Хемло
Протяженные жильные системы золотокварцевого состава в крупных разломах в связи с субвулканическими интрузиями диоритов и кварцевых порфиров	Золотосульфидно-кварцевая	Калгурли, Поркьюпайн
Золото в конкрециях гематита и магнетита в латеритном профиле выветривания		Сокомбо
<i>Межгорные прогибы</i>		
Горизонты (риффы) золотоносных (с ураном и осмием) конгломератов, тяготеющих к палеоруслам в глинисто-песчанистой толще	Золотоурановых конгломератов	Витватерсранд

годов прошлого столетия. В настоящее время месторождение отработано до глубины 1400 м и включает около 10 уровней развития залежей. К этому же типу относятся месторождения Хилл Энд в Австралии, Дуэт-Бриндакит и Совиное в России. Необходимо отметить, что еще в 1934 г. В.Линдгрэн отмечал отсутствие гидротермальных изменений в контактовых частях жил.

Изучавшееся автором, совместно с Т.Н.Косовец, однотипное месторождение Дуэт-Бриндакит на юге Верхоянья, имеет следующие особенности: наличие в жилах прослоев глинистых сланцев, местами образующих сутуры, типичные для диагенетических образований; участие этих прослоев в мелкой складчатости, конформной вмещающим породам; наличие линз халцедона и его реликтов.

Предложенная ранее гидротермально-осадочно-метаморфогенная модель формирования руд полезна тем, что позволяет наметить критерии поисков в «амагматичных» районах, сложенных терригенно-сланцевыми толщами.

В связи с резким удорожанием золота, в последнее десятилетие практическое значение приобрела золотоносная сульфидная вкрапленность в гранитоидных штоках — месторождения Форт Нокс, Пого и др. (рис. 2). Геохронологические исследования показывают, что рассеянная золотоносная вкрапленность сформировалась синхронно с гранитоидами.

В *вулканоплутонических поясах* наиболее перспективны поиски месторождений в протяженных разломах — типа месторождения Купол в Охотско-Чукотском поясе (рис. 3). Развитие процессов вечной мерзлоты в пределах пояса приводит к сползанию делювиального материала на склонах и захоронению под ним зоны золотоносного разлома. Эффективными могут оказаться космодешифрирование и морфоструктурный анализ в сочетании с маршрутными изысканиями.

Другой перспективный тип — плащеобразные залежи низкотемпературных метасоматитов с низкими содержаниями в прожилково-вкрапленных рудах — типа месторождения Светлое в Ульяновском прогибе

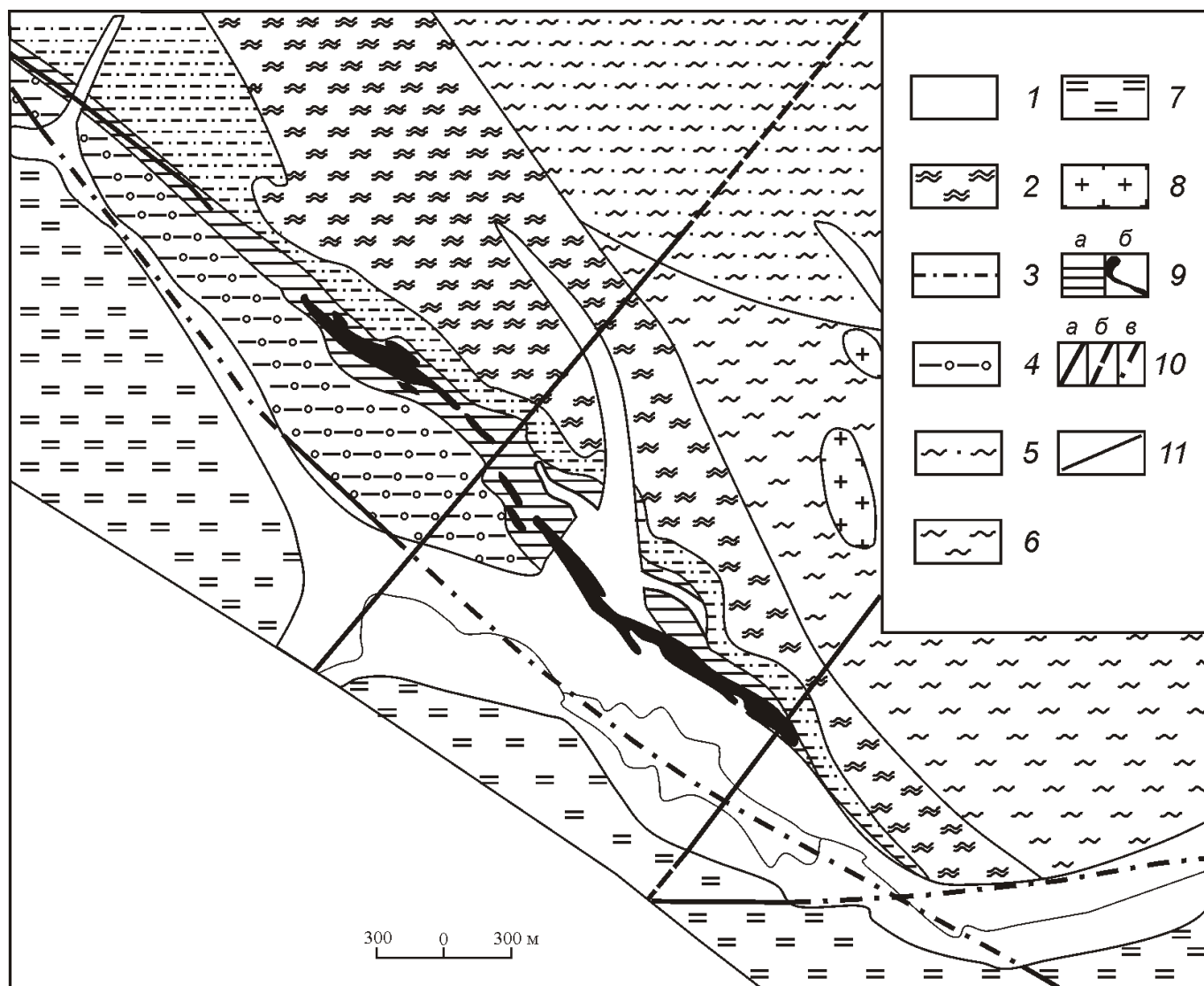


Рис. 1. Геологическая карта месторождения Благодатное. По В.К.Совмену и др., 2006:

1 — четвертичные отложения нерасчлененные, суглинки, супесь, щебень, галечники, техногенные отложения; гарбилокская свита, пачки: 2 — третья, сланцы кварц-мусковитовые средне-крупно-чешуйчатые с прослоями кварцито-сланцев, 3 — вторая, переслаивание мусковитовых кварцитосланцев и кварц-мусковитовых сланцев, кварц-биотит-мусковитовые сланцы, прослои кварцитов и ритмичнослоистых сланцев, 4 — первая, сланцы полевошпат-кварц-слюдистые плейчатой текстуры (динамосланцы, мусковит-биотит-кварцевые гранатсодержащие пятнистой и сланцево-пятнистой текстуры), золотосульфидная минерализация в зонах гидротермальных изменений и динамометаморфизма; Кординская свита, подсвиты: 5 — средняя, сланцы кварц-серицит-алевролитовые, местами гранатые, 6 — нижняя, сланцы кварц-биотитовые с прослоями кварцитов; 7 — свита хр.Карпинского, кристаллические сланцы слюдяные гранат-ставролитовые, дистеновые, силлиманитовые, прослои кварцитов; 8 — граниты татаро-аяхтинского комплекса; 9 — зоны: а — рудоносная и б — рудная; 10 — разрывные нарушения: а — прослеженные, б — предполагаемые, в — под четвертичными отложениями; 11 — границы пачек

(рис. 4). В период геологического картирования масштаба 1:200 000 штучные пробы с содержанием Au 1—2 г/т не привлекали внимания из-за низкой цены на золото, но в настоящее время они могут представлять практический интерес.

В *офиолитовых поясах* следует обратить внимание на мощные зоны лиственитов при сравнитель-

но низких содержаниях (Севано-Акеринский офиолитовый пояс), являющиеся результатом наложенных процессов и часто несущие ртутную минерализацию.

В *зеленокаменных поясах* как и в других обстановках могут быть перспективны залежи комплексных медно-золотых руд [1].

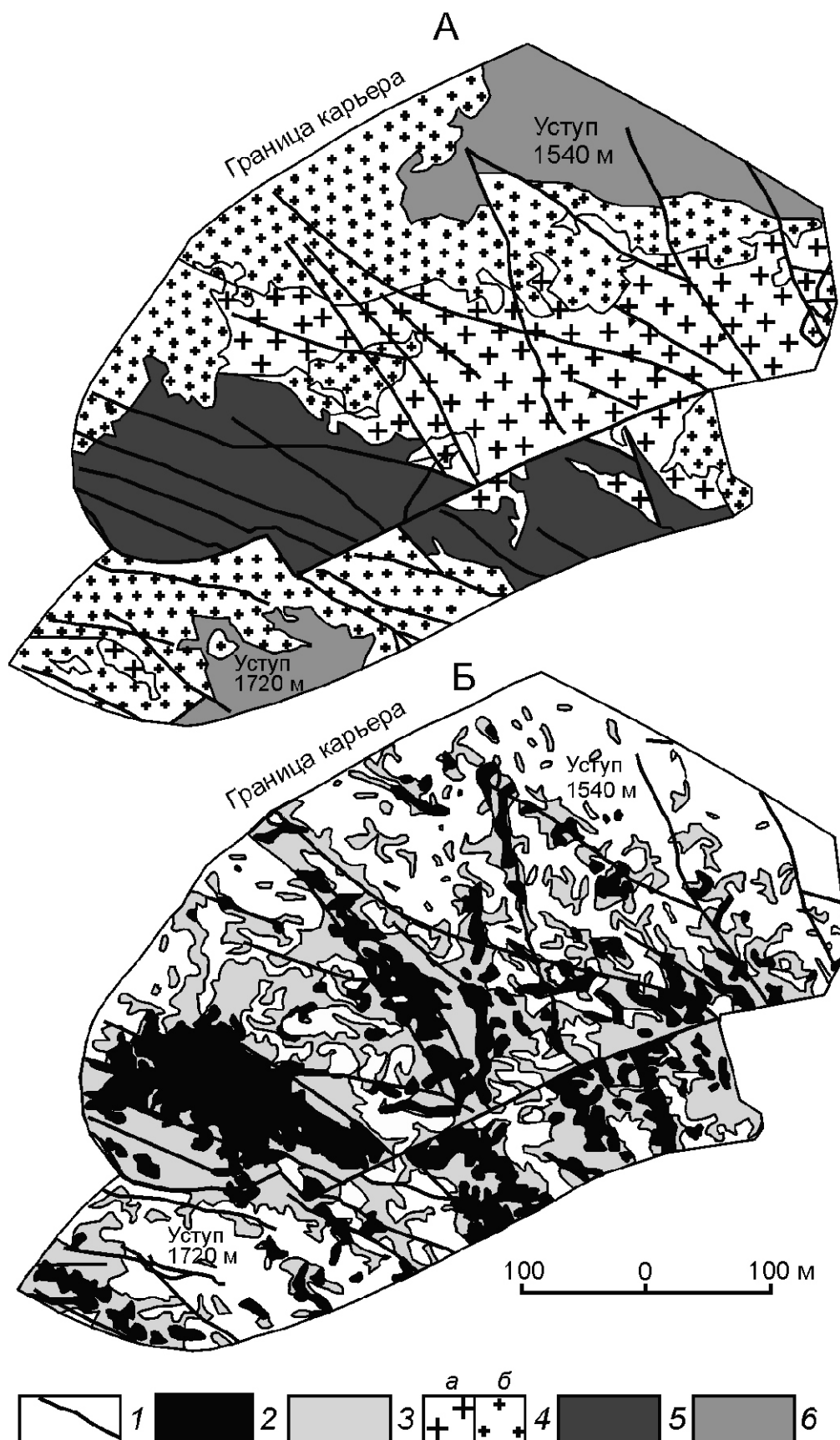


Рис. 2. Морфология и строение золотоносного штоковерка месторождения Форт Нокс (Kinross, 2000):

А — блок-диаграмма месторождения; Б — распределение концентраций золота; 1 — основные разломы; содержания Au по данным опробования шпуров (в г/т): 2 — 1,03, 3 — 0,45—1,03; 4 — граниты: а — крупнозернистые биотит-рогово-обманковые, б — среднезернистые биотитовые; 5 — мелкозернистые гранодиориты; 6 — ороговикованные сланцы

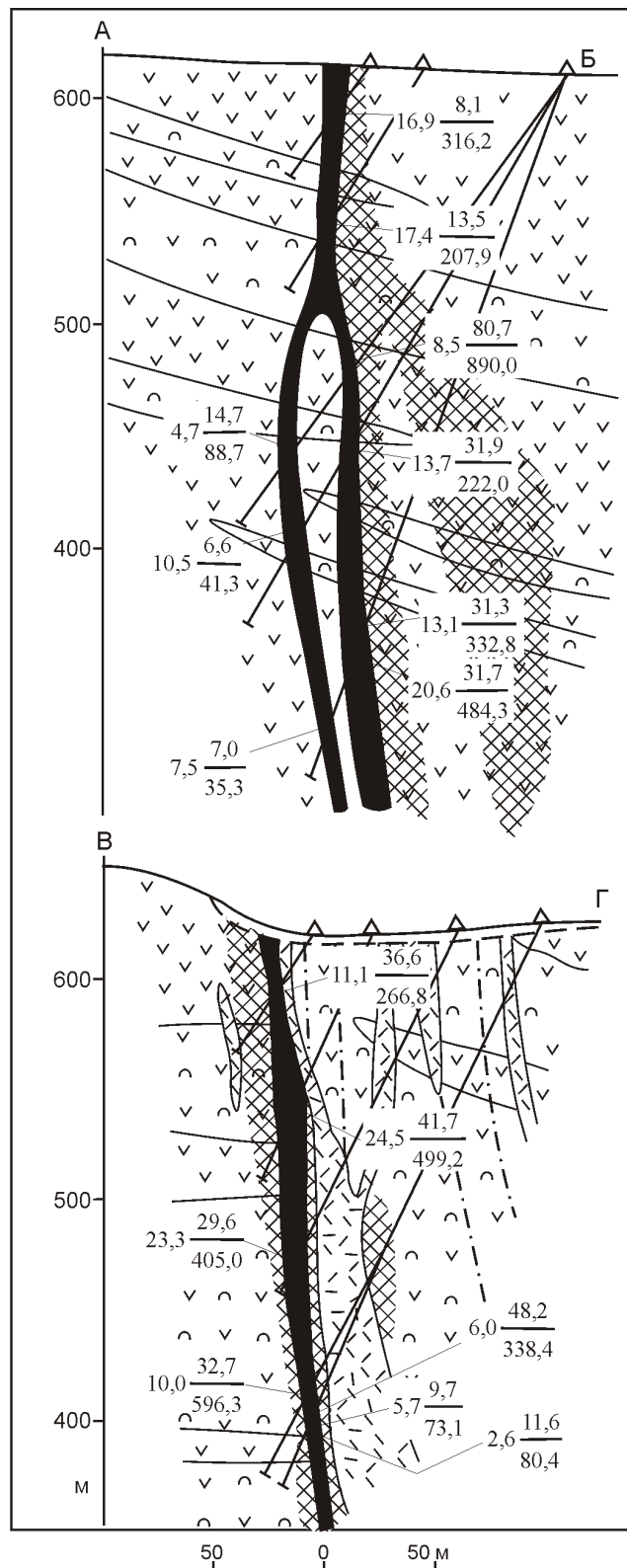
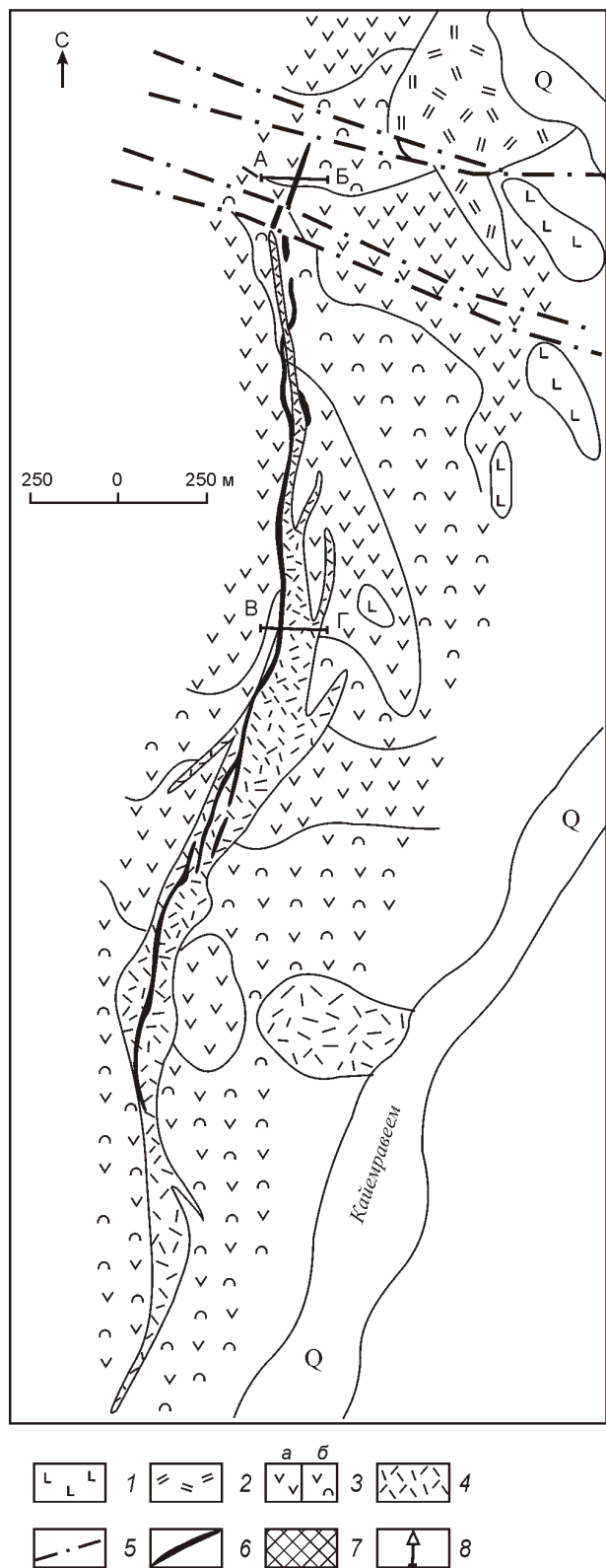


Рис. 3. Схема геологического строения месторождения Купол (по Н.В.Григорьеву, С.В.Филонову, 2004) и разрезы по линиям А-Б, буровой профиль 92350N и В-Г, буровой профиль 91025N (по данным компании Бима Голд/<http://Bema.com>):

1 — покровы палеогеновых базальтов; верхнемеловые вулканиты: толщи: 2 — верхняя, риолиты, 3 — средняя, переслаивание: *a* — андезитов, андезибазальтов и *б* — агломератовых, лапиллиевых, пепловых туфов андезитов; 4 — поздне-меловые дайки и субвулканические тела риолитов, риодацитов; 5 — разломы; рудные тела: 6 — адуляр-кварцевые жилы, 7 — зоны прожилкования; 8 — скважины; цифры на разрезах: мощность (м), содержания (г/т) Au (числитель) и Ag (знаменатель); см. услов. обозн. к рис. 1

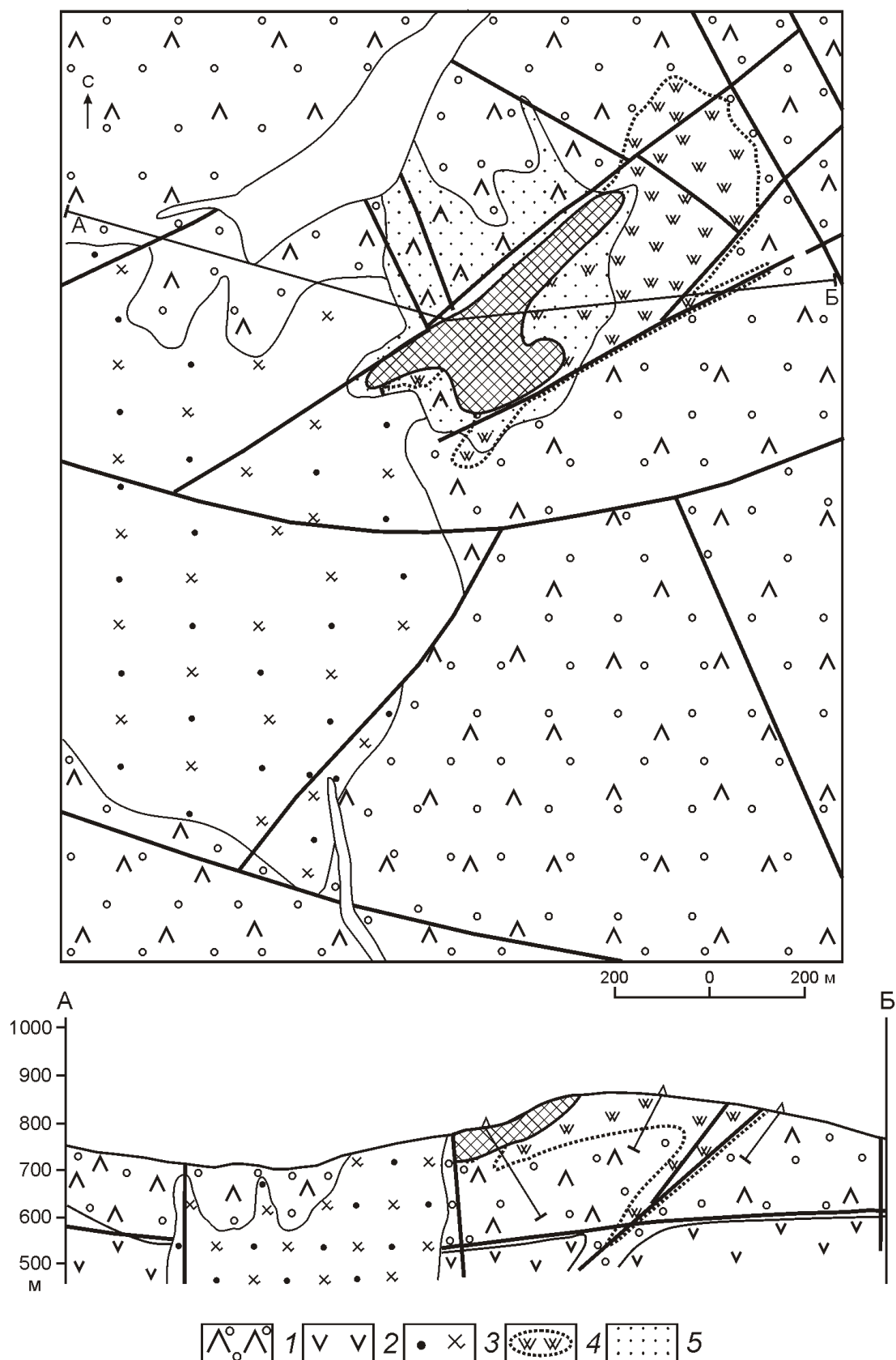


Рис. 4. Золотосеребряное месторождение Светлое (Хабаровский край). Схема геологического строения и геологический разрез по линии А-Б. По А.Г.Колесникову и др., 2003, с изменениями:

верхнемеловые вулканыты: 1 — дациты и их туфы, преобразованные в кварц-диксит-алунитовые вторичные кварциты и 2 — андезиты и их туфы; 3 — позднемеловые гранодиорит-порфиры; 4 — монокварцевые вторичные кварциты; 5 — вторичные литогеохимические ореолы рассеяния золота (0,5 г/т); см. услов. обозн. к рисункам 1 и 3

В *межгорных прогибах* представляют интерес толщи глинистых сланцев, валовые содержания Au в которых около 1 г/т.

Некоторые из выделенных структурных систем могут воспроизводиться в различных структурных обстановках. К ним относятся, например, золотоносные интрузивные штоки, обнаруженные как в терригенно-сланцевых (Форт Нокс, Пого), так и в вулканических (Курама) поясах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Золоторудные месторождения России* / Под ред. М.М.Константинова. —М.: Акварель, 2010.
2. *Крейтер В.М.* Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. —М.: Госгеолиздат, 1960.
3. *Многофакторные* прогнозно-поисковые модели золоторудных месторождений // Под ред. М.М.Константинова, В.А.Нарсеева. —Л.: Недра, 1989.
4. *Многофакторные* прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России // Под ред. М.М.Константинова, И.С.Розенблюма, М.З.Зиннатуллина. —Л.: Недра, 1991.
5. *Некрасов Е.М.* Зарубежные месторождения золота. —М.: Недра, 1988.
6. *Сафонов Ю.Г.* Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность—геолого-генетические типы—продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 25—41.
7. *Стружков С.Ф.* и др. Открытие месторождений золота Тихоокеанского рудного пояса. —М.: Научный мир, 2008.
8. *Bakke A.* The Fort Knox «porphyry» gold deposit: Structurally controlled stockwork and shear quartz vein, sulfide-poor mineralization hosted by a Late Cretaceous pluton, east-central Alaska // Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. Spec. Vol. 46. 1994. Pp. 795—803.
9. *Boyle R.W.* The geochemistry of Gold and its deposits // Geol. Surrey Bul. 1979. P. 656.

Геолого-геофизическая характеристика вольфрамовых месторождений Дальнего Востока России

Н.П.РОМАНОВСКИЙ, Ю.Ф.МАЛЫШЕВ, П.Ю.ГОРНОВ (ФГБУН Институт тектоники и геофизики им.Ю.А.Косыгина (ИТиГ) ДВО РАН; 680000, г.Хабаровск, ул.Ким Ю Чена, д. 65)

Систематизированы и сопоставлены геолого-геофизические характеристики 39 месторождений вольфрама Дальнего Востока России с характеристиками крупнейших месторождений Китая. Рассчитаны мощности земной коры и литосферы. Выделены четыре рудных района с фиксированной глубиной источников оруденения.

Ключевые слова: земная кора, литосфера, магматизм, месторождения, вольфрам.

Романовский Николай Петрович, itig@itig.as.khb.ru

Малышев Юрий Федорович,

Горнов Павел Юрьевич

Geological-geophysical characteristic for the tungsten deposits of the Russian Far East

N.P.ROMANOVSKY, Yu.F.MALYSHEV, P.Yu.GORNOV

Geological-geophysical characteristics obtained for 39 tungsten deposits of the Russian Far East are systematized and compared with those for the largest deposits of China. The Earth's crust and the lithosphere thickness values are calculated. There have been distinguished four ore regions with an ascertained depth of source of mineralization.

Key words: Earth's crust, lithosphere, magmatism, deposit, tungsten.

Вольфрам, наряду с оловом, молибденом, медью, висмутом, полиметаллами, серебром и золотом — характерный элемент металлогении Восточной Азии. Вольфрамовое оруденение, как правило, совместно с указанными металлами локализуется в разнородных структурно-формационных зонах, тесно ассоциируя с магматическими образованиями различного состава и возраста. Такие месторождения чаще тяготеют к подвижным областям, представленным орогенными поясами или активизированными участками кратонов [2—4, 8, 9].

Из десяти минералов, образующих группу вольфрамов, вольфрамит и шеелит являются основными носителями вольфрама, среднее содержание WO_3 в вольфрамите около 75%, шеелите — 80%. Добыча вольфрамового сырья осуществляется как непосредственно из его собственных месторождений, так и в качестве сопутствующего элемента из месторождений генетически родственных ему металлов.

Вольфрам — одна из важнейших составных частей минерально-сырьевой базы мирового металлургического производства. Роль этого наиболее тугоплавкого ($T_{пл}$ 3410 °C) металла в создании износостойких, жаропрочных, эрозионноустойчивых сплавов и материалов с начала XX в. стала незаменимой, а создание ресурсной базы для вольфрамодобывающей промышленности чрезвычайно актуальным.

По состоянию на начало 2007 г. ежегодная мировая добыча вольфрама в концентрате WO_3 достигла 61 тыс.т при разведанных запасах 6,4 млн.т и прогнозных ресурсах порядка 14 млн.т. Ресурсы и запасы

вольфрама выявлены более, чем в 30 странах, но крупными рудными объектами располагает не более десятка государств. Самыми значительными ресурсами вольфрамовых руд (65,9%) обладает Китай [10]. По этому показателю, а также по разведанным запасам WO_3 Россия располагается на третьем месте (табл. 1).

В начале 1990-х годов разведанные запасы и производство вольфрамовых концентратов в России распределялись между тремя экономическими районами [7]: 1) Северо-Кавказский — 46% запасов и 40% производства, в т.ч. Кабардино-Балкария 46% и 40%; 2) Восточно-Сибирский — 29% запасов и 20% производства, в т.ч. Бурятия — 24% и 11%; 3) Дальневосточный — 24% запасов и 40% производства, в т.ч. Приморье 16% и 31%.

С 1993 по 1998 гг. в удаленных районах Сибири и Дальнего Востока в связи с низкой рентабельностью были закрыты десятки рудников и горнообогатительных комбинатов по добыче вольфрама, олова, свинца и цинка, меди и редких металлов. Министерство геологии Российской Федерации оценивало состояние отечественной минерально-сырьевой базы вольфрамовой промышленности к 2000 г. как явно неудовлетворительное [7]. Добыча вольфрамового сырья в 1995—2010 гг. велась только в Приморье и Забайкалье. Основные коренные месторождения были представлены скарново-шеелитовым, штокверково-вольфрамитовым и жильным вольфрамитовым типами. На долю легкообогатимых руд с вольфрамитом в 2008 г. приходилось около 1/3 запасов. Качество российских руд в

1. Выявленные ресурсы и запасы вольфрама на начало 2007 г. и средние содержания WO₃ в рудах (данные сайта ИАЦ «Минерал»). По работе [1]

Страна	Ресурсы, тыс.т.	Запасы, тыс.т.	Доля в мире, %	Среднее содержание, %
Китай	4500	4200	65,9	0,4
Канада	1200	490	7,7	0,8
Россия	2150	420	6,6	0,2
США	500	200	3,1	0,2
Вьетнам	235	170	2,7	0,2
Австралия	92	110	1,7	0,7
Боливия	300	100	1,6	0,1
Киргизия	306	99	1,6	0,4
Узбекистан	130	80	1,3	0,6
Корея Южная	160	77	1,2	0,5
Казахстан	2200	38	0,6	0,3
Перу	130	38	0,6	0,8
Испания	120	36	0,6	0,3
Корея Северная	120	35	0,5	1,8
Таджикистан	44	22	0,4	1,0

целом ниже мировых (см. табл.1) — руды с содержанием WO₃ выше 1% имеются всего на нескольких отечественных месторождениях.

При сложившейся ситуации результаты исследований, способствующих прогнозу и оценке минерально-сырьевой базы вольфрама, активно востребуются. Рассмотрим ряд аспектов этой проблемы применительно к территории Дальневосточного экономического региона. Описание результатов исследований охватывает: систематизацию известных данных, отраженных в публикациях; изложение результатов связи оруденения с глубинным строением и магматизмом; разработку методики оценки минерально-сырьевой базы вольфрама рассматриваемого региона.

Обзор опубликованных данных. В истории развития подвижных областей, контролирующих основные объемы вольфрамового оруденения, показана закономерная эволюция магматизма, формационного состава оруденения, форм его связи с магматизмом, положения источников рудного вещества. Обобщенная идеализированная мо-

2. Характеристика магматизма и эндогенного оруденения различных этапов геотектонического развития подвижных областей. По работам [3, 8]

Этапы развития подвижных областей	Профилирующий тип магматизма	Генетическая группа месторождений	Глубина источника вещества		Профилирующие рудные формации
			Коровая	Мантийная	
Посторогенный VI	Базит-ультрабазитовый	Вулканогенно-телетермальная			Вольфрам-редкометаллическая, ртутно-сурьмяно-вольфрамовая
Позднеорогенный V	Вулканические пояса и зоны гипабиссального магматизма, магматизм песчистого состава	Вулканогенно-плутоническая			Вольфрам-полиметаллическая, медно-вольфрамовая, вольфрам-свинцово-цинковая
Среднеорогенный IV	Трещинный гранодиорит-гранитный	Плутоническая			Молибден-вольфрам-оловянная, вольфрам-мало-сульфидная, вольфрам-железосиликатная
Раннеорогенный III	Гранитные батолиты, мелкие тела гранодиоритов				Оловянная, олововольфрамовая, вольфрам-редкометаллическая
Инверсионный II	Габбро-плагиограниты, малые интрузии среднего состава				Золотовольфрамовая, вольфрам-кварцевая
Геосинклинальный I	Спилит-диабазовый	Вулканогенно-седиментогенная			Эндогенных рудных месторождений нет; седиментогенные накопления рудных элементов

дель развития этих областей предложена В.Н.Воеводиным [2, 3]. Им сделан вывод о приуроченности конкретных рудных формаций к определенным этапам геотектонического развития северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса (табл. 2).

Определяя прогнозно-поисковые критерии вольфрамового оруденения на Востоке СССР, Н.П.Макеев и В.С.Сушенцов [8] широко использовали результаты исследований В.Н.Воеводина. По их мнению основное внимание следует уделять поискам и оценке месторождений олововольфрамовой и вольфрам-полиметаллической (скарновый тип) формаций, имеющим наиболее широкое распространение и высокую промышленную значимость.

Многочисленными исследованиями показана тесная пространственно-генетическая связь оловянно-вольфрамовых месторождений с магматическими комплексами кислого состава. В частности, отмечается, что нет ни одного рудного объекта (месторождение, район), на котором в той или иной степени не были бы проявлены продукты магматической деятельности [5, 13, 14].

В.И.Гвоздев [4] полагает, что источники рудного вещества и флюидов наиболее крупных в Дальневосточном регионе вольфрамовых месторождений гетерогенно-корового происхождения. Магматические породы, с которыми ассоциирует вольфрамовая минерализация Сихотэ-Алиня могут быть объединены в Центрально-Сихотэ-Алинский плутоногенный пояс, который характеризует геодинамическую обстановку трансформной континентальной окраины. Наиболее значимые вольфрамоносные рудно-магматические системы (Лермонтовская, Восток-2) приурочены к поднятым (по данным гравиметрии) блокам земной коры, располагающимся в обрамлении долгоживущих глубинных разломов.

Таким образом, по условиям образования большинство исследователей Дальнего Востока относят вольфрамовую минерализацию к литофильному типу оруденения, связанного преимущественно с гранитоидным магматизмом мезозоя. Следует иметь в виду, что С.Г.Соловьев [15], оценивая геотектоническую позицию фанерозойских скарновых месторождений вольфрама в мире, расширяет их возрастной диапазон от палеогена до карбона и связывает крупные шеелитовые месторождения не только с гранитоидными, но и с габбро-монцонит-гранодиоритовыми комплексами.

По условиям образования месторождения вольфрама подразделяются на пегматитовые, грейзеновые и гидротермальные, а по типам продуктивных рудных формаций на олововольфрамовые, полиметаллически-вольфрамовые и молибден-вольфрамовые [4, 8, 9].

Результаты исследований. Пространственную связь проявлений вольфрамовой минерализации с магматогенно активизированными (подвижными) областями и закономерности размещения месторож-

дений на территории Дальнего Востока России иллюстрирует рис. 1. За тектоническую основу принят фрагмент карты Л.М.Парфенова [12]. Положение вольфрамовых месторождений устанавливается по данным Г.И.Архипова [1], В.И.Гвоздева [4], В.И.Сухова с соавторами [9], В.В.Онихимовского с Ю.С.Беломестным [11], В.М.Суплецова [16]. Показано, что из 39 фиксируемых на этой схеме месторождений вольфрама более 75% локализовано в Монголо-Охотском, Баджальском, Сихотэ-Алинском, Верхояно-Колымском и Чукотском орогенных поясах мезозойского возраста. Верхоянскому поясу — опущенной складчато-надвиговой части кратона соответствует 23% таких объектов. Рудогенерирующая роль в них принадлежит мезозойским гранитоидным комплексам, представленным как крупными батолитоподобными массивами, так и мелкими телами — штоками и дайками гранитов, гранит-порфиров, гранодиоритов, диоритов, сиенитов и монцонитов (табл. 3).

Анализ рис. 2 и данных табл. 3 позволил определить связь наиболее перспективных рудных объектов (рудные районы) с предполагаемой глубиной залегания источников оруденения.

Первый рудный район (Комсомольско-Баджальский) охватывает крупные оловорудные месторождения гидротермального типа: Фестивальное, Перевальное, Соболиное, Октябрьское и Правоурмийское. Из них вольфрам при его низких содержаниях (0,03—0,11%) извлекался как сопутствующий олову элемент совместно с медью и полиметаллами. Оставшиеся невостребованными балансовые запасы WO_3 в целом по району порядка 40 тыс.т. Глубинное строение указанных рудных объектов определяется мощностью земной коры 32—34 км и литосферы 130—140 км.

Второму рудному району (Чукотскому) соответствует положение Пырकाкайского, Лунного, Террасового, Светлого, Тенкенгирского, Иультинского и Экуг месторождений, из которых в 1940—1990-х годах было добыто олова около 200 тыс.т и вольфрама 90 тыс.т. При содержании WO_3 0,6—2,7% в гидротермальных рудах этих месторождений вольфрам извлекался не как сопутствующий, а как равноценно полезный рудный компонент. Оставшиеся невостребованными запасы WO_3 в количестве 70 тыс.т переведены в госрезерв. Глубинное строение месторождений Чукотского района определяется мощностью земной коры 32—34 км и литосферы 100—130 км.

Третий рудный район (Сихотэ-Алинский) в пределах Сихотэ-Алинского орогенного пояса представлен месторождениями шеелит-скарнового типа Восток-2 и Лермонтовское, из которых с 1977 г. вольфрам как основной полезный компонент добывался в количестве 80 тыс.т. Кроме WO_3 (содержание 1,8—2,3%), попутно извлекались медь, висмут, серебро. Оставшиеся невостребованными суммарные запасы WO_3 по упомянутым месторождениям оцениваются в 55—60 тыс.т. В районе известен еще один

недостаточно изученный шеелит-скарновый рудный объект — месторождение Скрытое (прогнозные ресурсы около 96 тыс.т, содержание WO_3 0,45%). В не-

посредственной близости к нему известны олововольфрамовые месторождения Тигриное (68 тыс.т, WO_3 0,07%) и Забытое (11 тыс.т, WO_3 0,79%). Мощ-

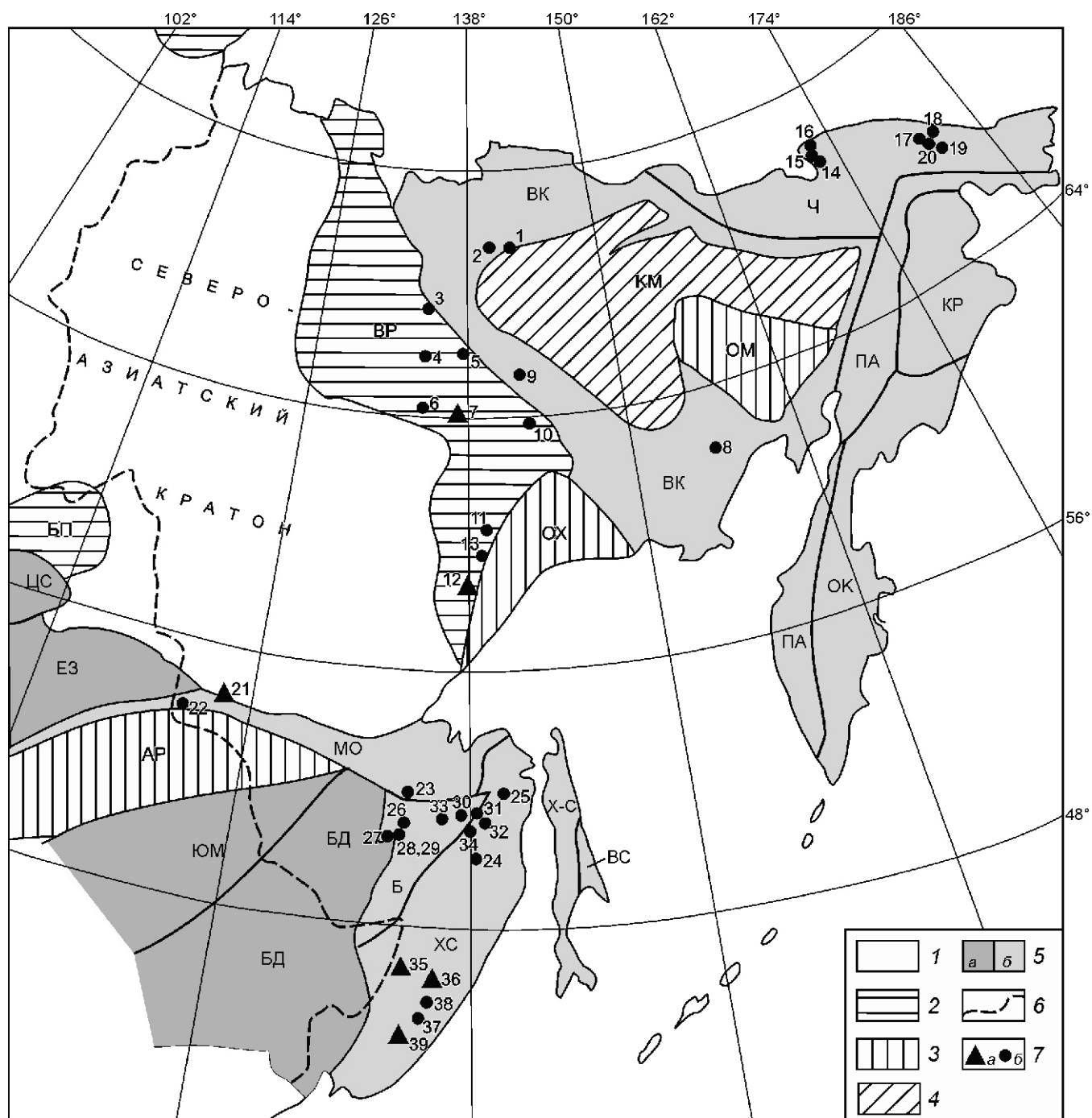


Рис. 1. Схема размещения месторождений вольфрама [1, 4, 9, 11, 16] на тектонической карте [12] Дальнего Востока России. С дополнениями:

кратоны: 1 — древние платформы, 2 — складчато-надвиговые пояса: БП — Байкало-Патомский, ВР — Верхоянский, 3 — микроконтиненты: ОХ — Охотский, ОМ — Омогонский, АР — Аргунский супертеррейн; 4 — среднелюрийский Колымский супертеррейн (КМ); 5 — орогенные пояса: а — рифейско-палеозойские: ЦС — Циркум-Сибирский, ЕЗ — Енисей-Забайкальский, БД — Бурейско-Дзюмсинский, ЮМ — Южномонгольско-Хинганский, б — мезозойско-кайнозойские: МО — Монголо-Охотский, Ч — Чукотский, ВК — Верхояно-Колымский, ПА — Пенжинско-Анадырский, Б — Баджалский, ХС — Хонсю-Сихотэалинский, КР — Корьянский, Х-С — Хоккайдо-Сахалинский, ОК — Олюторско-Камчатский, ВС — Восточно-Сахалинский; 6 — граница Дальневосточного экономического района; 7 — месторождения вольфрама: а — скарновые вольфрам-полиметаллические и б — гидротермальные вольфрам-оловянные

3. Геолого-геофизическая характеристика вольфрамовых месторождений Дальнего Востока России. По работам [1, 4, 9, 11, 16] с изменениями и дополнениями

№.№ п/п	Месторождения	Полезные компоненты	Оценка месторождения		Магматизм		Оруденение		Мощность, км	
			Запасы, ресурсы*, WO ₃ , тыс.т	Среднее содержание WO ₃ , %	Тип	Возраст	Тип	Возраст	Земная кора	Лито- сфера
1	Полярное	Sn, W	50*	0,72	Грани- тоид- ный	Мезозой	Грейзеновый	Поздний мезозой	35	85
2	Одинокое	Sn, W	10,6	0,03			Гидротермальный		35	115
3	Эге-Хая	Sn, W, Cu	Нет данных	Нет данных					38	95
4	Илнтас	Sn, W	22*	0,64					41	90
5	Кере-Юряк	Sn, W	Нет данных	Нет данных					45	100
6	Хунхада	W, Sn	Нет данных	Нет данных					42	140
7	Агылкинское	W, Cu	90,9*	1,27			Скарновый		41	140
8	Невское	Sn, W	Нет данных	Нет данных			Гидротермальный		36	115
9	Светлое (Медвежье)	Sn, W	Нет данных	Нет данных			Грейзеновый		44	110
10	Аляскитовое	Sn, W	13,7	0,62					43	150
11	Маган	Sn, W, Cu, Zn, Bi	30*	0,1—4,0			Грейзеново-жильный		45	140
12	Муромец	Cu, W, Ag, Au	Нет данных	0,90			Скарновый		40	140
13	Крючек	Sn, W	15*	0,30			Гидротермальный		42	130
14	Пыркайское	Sn, W	21,3	0,03	32	125				
15	Лунное	Sn, W	Нет данных	Нет данных	32	125				
16	Террасовое	Sn, W	Нет данных	Нет данных	Поздний мезозой	32	100			
17	Светлое	Sn, W	28,2	0,64		34	105			
18	Тенкенгирское	Sn, W	7,1	2,72		34	100			
19	Иультинское	Sn, W	7,1	1,07		33	100			
20	Эжуг	Sn, W	Нет данных	Нет данных		33	100			
21	Геткангинское	W	Нет данных	1		Скарновый	42		200	
22	Сергеевское	W	Нет данных	Нет данных		Гидротермальный	42		180	
23	Богочукан	Sn, W, Mo, Ag	78*	0,1—5,3			40		130	
24	Ежовое	W, Mo	15*	0,04—0,3			33		125	

№№ п/п	Месторождения	Полезные компоненты	Оценка месторождения		Магматизм		Оруденение		Мощность, км					
			Запасы, ресур- сы*, WO ₃ тыс.т	Среднее содержание WO ₃ , %	Тип	Возраст	Тип	Возраст	Земная кора	Лито- сфера				
25	Бичинское	W, Sn	Нет данных	Нет данных	Грани- тоид- ный	Поздний мезозой	Гидротермальный	Поздний мезозой	31	145				
26	Мерекское	Sn, W	Нет данных	Нет данных			Гидротермально- грейзеновый		37	160				
27	Серегектинское	Sn, W	Нет данных	Нет данных			Гидротермальный		Мезозой		37	160		
28	Янканское	Sn, W	80*	0,60							37	160		
29	Средне-Ипатинское	Sn, W	15*	0,17										37
30	Фестивальное	Sn, W, Cu, Pb, Zn	15,8	0,11										32
31	Перевальное	Sn, W, Cu	1,8	0,03										33
32	Соболиное	Sn, W, Cu	6,2	0,07										32
33	Правоурмийское	Sn, W, Cu	12,3	0,04			Гидротермально- грейзеновый		33	145				
34	Октябрьское	Sn, W, Cu	0,6	0,08	Гидротермальный	32	140							
35	Лермонтовское	W, Cu, Bi	20,5	2,36					34	140				
36	Восток-2	W, Cu, Bi, Ag, Au	36,3	1,84									37	150
37	Тигриное	Sn, W, Ta, Nb	68*	0,04									Грейзеновый	36
38	Забывтое	W, Sn	11,4	0,79	Гидротермальный	36	150							
39	Скрытое	W	96*	0,45					36	50				

Примечание. Порядковый номер соответствует положению месторождения на рис. 1; «Нет данных» — месторождения (рудопрооявления), изученные недостаточно для количественной оценки их запасов (ресурсов), но признанные перспективными по общегеологическим признакам.

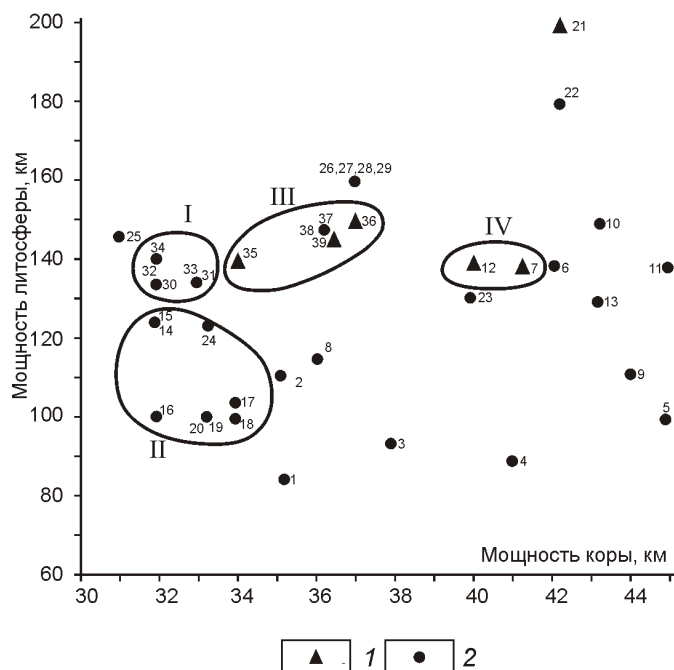


Рис. 2. Месторождения вольфрама [1, 4, 9, 11, 16] в координатах мощности земной коры и литосферы [5, 6]:

месторождения вольфрама: 1 — шеелит-скарновые, 2 — гидротермальные олововольфрамовые; контуры рудных районов: I — Комсомольско-Баджалский, II — Чукотский, III — Сихотэ-Алинский, IV — Агылкинский

ность земной коры в районе составляет 34—37 км, литосферы — 140—150 км.

Четвертый рудный район (Агылкинский) включает шеелит-скарновое месторождение Агылкинское (90 тыс.т, при содержании WO_3 1,27%; меди около 200 тыс.т, при содержании Cu 2,7%), перспективное по поисково-разведочным работам, но еще не охваченное промышленным изучением, а также шеелит-скарновое месторождение Муромец со средним содержанием WO_3 0,90%, перспективное по общегеологическим условиям. Сопутствующие рудные элементы на этих месторождениях — Cu , Bi , Mo , Ag .

Мощность земной коры в районе, представляющая опущенную и переработанную в мезозое часть кратона, повышена до 40—41 км, а мощность литосферы (140 км) аналогична первому и третьему рудным районам.

Интерес представляют результаты сопоставления особенностей глубинного строения третьего и четвертого вольфраморудных районов Дальнего Востока России с аналогичными характеристиками крупнейших скарново-шеелитовых месторождений Китая (рис. 3, табл. 4). Устанавливается их сходство как по

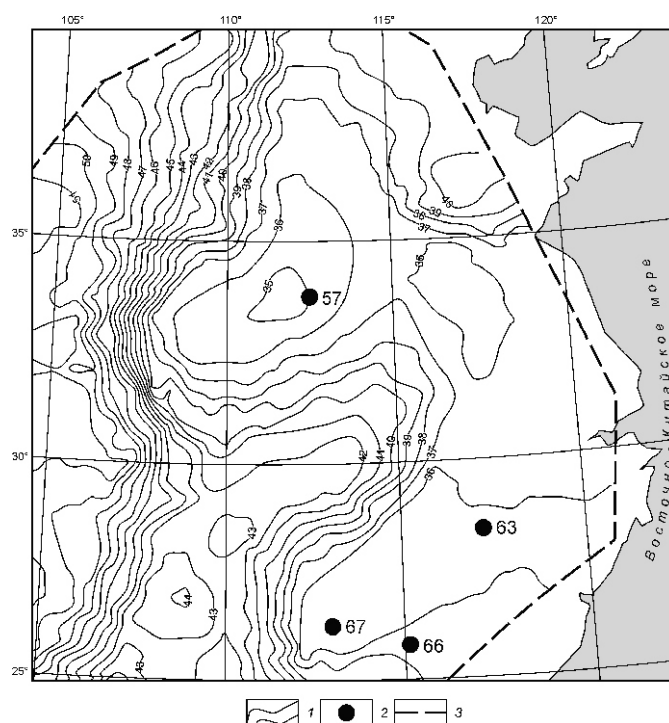


Рис. 3. Мощность земной коры и положение крупнейших месторождений вольфрама Восточного Китая. По работе [19]:

1 — изолинии мощности земной коры (в км); 2 — месторождения вольфрама: 57 — Нанниху, 63 — Ен-Пинь, 66 — Сихуашань, 67 — Шичжюань; 3 — граница площади исследований

4. Геолого-геофизическая характеристика суперкрупных месторождений вольфрама в Китае. По работам [17, 18, 19] с изменениями и дополнениями

Месторождение	Полезные компоненты	Оценка месторождения		Возраст оруденения	Тип оруденения	Мощность, км	
		Ресурсы WO_3 , тыс.т	Среднее содержание WO_3 , %			Земная кора	Литосфера
Нанниху	Mo (W)	650	0,30	Поздний мезозой	Скарновый	36	105
Ен-Пинь	Cu , W	130	0,08			34	105
Сихуашань	W (Sn , Bi , Mo)	80	1,09		Кварцево-жильный	34	85
Шичжюань		700	0,33		Скарновый	37	140

составу комплексных руд, содержанию WO_3 , генетическому типу и возрасту гранитоидных рудно-магматических систем, так и по особенностям глубинного строения, мощности земной коры 34—37 км, мощности литосферы 105—140 км [17, 18, 19]. Эти результаты позволяют рекомендовать скарново-шеелитовые месторождения Дальнего Востока России в качестве первоочередных перспективных объектов крупномасштабного вольфрамового оруденения.

В результате выполненных исследований проведения систематизация геолого-геофизических характеристик около 40 наиболее значимых месторождений вольфрама Дальнего Востока России и осуществлено сопоставление этих данных с аналогичными характеристиками крупнейших вольфрамовых месторождений Китая. Основное внимание уделено связи проявлений вольфрамового оруденения с глубинным строением и магматизмом рудных районов региона.

Расчеты мощности земной коры опирались на данные глубинных сейсмических исследований [5], а литосферы — преимущественно на результаты измерений теплового потока в регионе [6]. На этой основе в системе координат земная кора—литосфера выделено четыре рудных района с фиксируемой глубиной источников вольфрамового оруденения.

Из них признаки третьего и четвертого рудных районов сопоставлены с особенностями глубинного строения, магматизма и вольфрамового оруденения крупных месторождений Китая.

Работа проводилась при финансовой поддержке проекта ДВО РАН 12-1-П27-07 программы Президиума № 23.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипов Г.И.* Минеральные ресурсы горнорудной промышленности Дальнего Востока. —М.: Горная книга, 2011.
2. *Воеводин В.Н.* Роль магматизма в формировании вольфрамового оруденения Тихоокеанских подвижных областей // Тихоокеанская геология. 1982. № 2. С. 13—22.
3. *Воеводин В.Н.* Эволюция эндогенного оруденения в мезо-кайнозойских подвижных областях северо-западного сектора Тихоокеанского пояса // Тихоокеанская геология. 1986. № 2. С. 4—14.
4. *Гвоздев В.И.* Рудно-магматические системы скарновых шеелитовых месторождений Востока России. —Владивосток: Дальнаука, 2010.
5. *Глубинное строение и металлогения Восточной Азии.* —Владивосток: Дальнаука, 2010.
6. *Каталог данных по тепловому потоку Сибири.* —Новосибирск, 1985.
7. *Козловский Е.А.* Минерально-сырьевые проблемы России накануне XXI в. —М., 1999.
8. *Макеев Н.П., Сушенцов В.С.* Прогнозо-поисковые факторы вольфрамового оруденения на Востоке СССР // Тихоокеанская геология. 1986. № 2. С. 76—82.
9. *Металлогения Дальнего Востока России.* —Хабаровск, 2000.
10. *Минеральные ресурсы Китая.* —М.: Геоинформмарк, 1999.
11. *Онихимовский В.В., Беломестных Ю.С.* Полезные ископаемые Хабаровского Края. —Хабаровск: Хабаровское книж. изд-е, 1996.
12. *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22 № 6. С. 7—41.
13. *Родионов С.М.* Металлогения олова Востока России. —М.: Наука, 2005.
14. *Романовский Н.П., Шнайдер А.А.* Перспективы развития минерально-сырьевой базы вольфрамовой промышленности Дальнего Востока // Руды и металлы. 2008. № 5. С. 11—16.
15. *Соловьев С.Г.* Металлогения фанерозойских скарновых месторождений вольфрама. —М.: Научный мир, 2008.
16. *Суплецов В.М.* Полоусная металлогеническая зона // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Саха (Якутия). —М.: Маик, 2001. С. 365—368.
17. *Control of Deep Tectonics of the Superlarge Deposits in China* // Acta Geologica Sinica. 2004. Vol. 78. № 2. Pp. 359—361.
18. *Heat Flow Pattern in the Mainland of China and Its Geodynamic Significance* // Acta Geologica Sinica. 2000. Vol. 74. № 2. Pp. 375—380.
19. *The Characteristic of Geophysical Field in the East China and Adjacent Regions and Its Tectonics Significance* // Acta Geophysica Sinica. 1997. Vol. 40. № 5. Pp. 677—690.

Экспериментальная вариограмма как средство анализа пространственной структуры геологических данных различной природы (на примере Верхнеленинградской площади, п-ов Таймыр, Красноярский край)

И.А.КУБАНЦЕВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1), А.А.БАГАЕВА, Б.С.ПЕТРУШКОВ (ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ); 199106, г.Санкт-Петербург, Средний проспект, д.74), В.В.РОМАШКО (Норильский филиал ФГУП ВСЕГЕИ; 663300, Красноярский край, г.Норильск, Ленинский просп., д. 21А, а/я 1330)

Продемонстрированы некоторые возможности простейших приемов вариографии как средств совместного описания разнородных поисковых признаков (поля силы тяжести и концентрации химических элементов, рельеф и геолого-структурные характеристики) на примере данных поисковых работ на золотое оруденение, проведенных на Верхнеленинградской площади (северный Таймыр). Приведен пример использования нормированной экспериментальной вариограммы для предварительного анализа пространственной структуры признаков-компонентов прогнозно-поисковых моделей с получением дополнительной информации об изменении свойств и связей этих признаков в зависимости от масштаба рассмотрения.

Ключевые слова: вариограмма, пространственная структура, геостатистика, комплексирование, золото, Таймыр.

Кубанцев Илья Александрович, kubanil2004@yandex.ru

Багаева Александра Александровна

Петрушков Борис Сергеевич

Ромашко Валерий Владимирович

Experimental variogram as a tool for multi-dimensional structural analysis of geodata (as exemplified by VerkhneLeningradskaya area, Taymyr Peninsula, Siberia)

I.A.KUBANTSEV, A.A.BAGAEVA, B.S.PETRUSHKOV, V.V.ROMASHKO

Variance-normalized experimental variogram is demonstrated as a tool for integrated preliminary analysis of geochemical, geophysical, geomorphological, and geological data obtained during the course of the gold exploration project carried out in the north of the Taymyr Peninsula, Arctic Siberia. Variograms provided useful structural information on inter-disciplinary geodata.

Key words: Variogram, geostatistics, spatial structure, interdisciplinary data integration, gold mineralization, Taymyr Peninsula.

Цель статьи — на конкретном примере продемонстрировать простейшие приемы вариографии и получаемую с их помощью предварительную сравнительную информацию о морфологических особенностях пространственных переменных — поисковых признаков золотого оруденения, а также дать примеры интерпретации связей этих переменных в качестве геологически содержательных гипотез, подлежащих затем проверке в ходе последующих геологоразведочных работ.

Объект изучения — Верхнеленинградская площадь, расположенная в северной части п-ова Таймыр, Красноярский край (рис. 1). Территория сложена метаморфизованными осадочными, вулканогенными и интрузивными образованиями нижнего протерозоя (?) и рифея—нижнего венда Шренк-Фаддеевского геологического района Колосовско-Дорожинской геологической площади, терригенно-карбонатными слабо метаморфизованными отложениями верхнего венда—кембрия Северо-Бырангского геологического района, а также раннетриасовыми дай-

ками оливиновых долеритов [5]. Четвертичные образования ледникового, склонового и аллювиального комплексов повсеместно и на всю мощность охвачены мерзлотными процессами. Мощность многолетнемерзлых пород превышает 500 м; мощность сезонно-талого слоя — не более 1,5 м. По степени доступности коренных геологических образований для изучения Верхнеленинградская площадь относится к полузакрытым территориям.

Объекты поисков масштаба 1:50 000 — минерализованные зоны с золотосульфидно-кварцевым жильно-прожилковым и прожилково-вкрапленным оруденением, вмещаемые преимущественно вулканогенно-карбонатно-терригенными углеродистыми образованиями раннего—среднего рифея. При написании статьи в распоряжении авторов имелись: полевая геологическая карта Верхнеленинградской площади масштаба 1:50 000; карты локальной составляющей гравитационного и магнитного поля масштаба 1:50 000; цифровая модель рельефа; результаты гео-

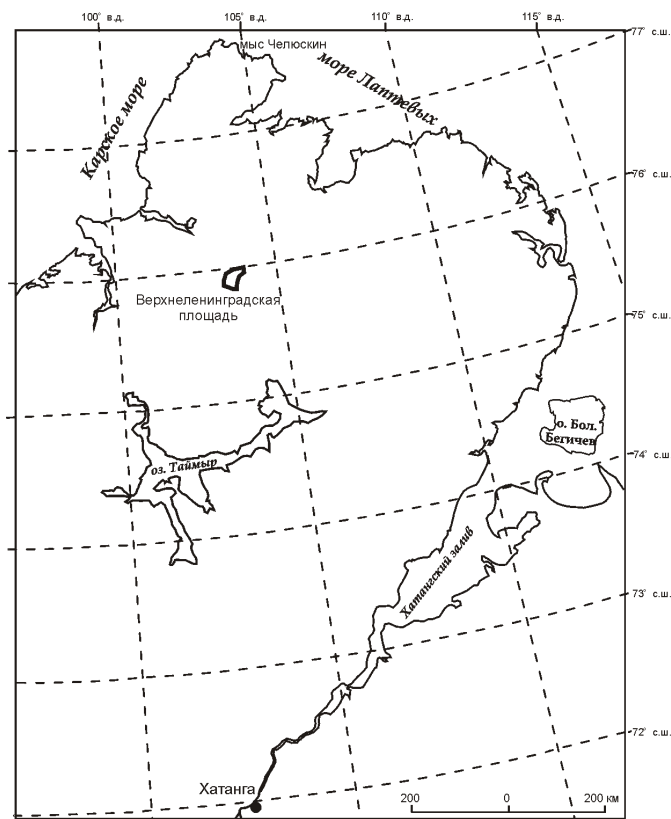


Рис. 1. Схема расположения Верхнеленинградской площади

химической съемки (сеть 500 250 м) по вторичным ореолам рассеяния методом МАСФ [6].

Более подробно изученные признаки и источники данных охарактеризованы в табл. 1.

Ориентировка и размеры — свойства разрывных нарушений, контуров геологических тел, рельефа дневной поверхности и неоднородностей геофизических и геохимических полей, которые можно сопоставлять для выявления степени сходства-различия пространственного распределения (морфологии)

перечисленных характеристик геологического пространства. Найденные формальные оценки тесноты связи дают начало геологически содержательным гипотезам о причинах (факторах), обусловивших такое сходство (различие), например, о присутствии оруденения определенного типа на изучаемой территории или наличия здесь признаков опасного для здоровья человека техногенного загрязнения. Проверка таких гипотез горными (буровыми) работами (в первом случае) или медико-санитарными исследованиями (во втором) и составляет содержание, соответственно, геологоразведочных и геоэкологических работ. При изучении характеристик геологического пространства сравнивать их морфологию непосредственно (например, наложением соответствующих карт или тематических слоев) бывает неудобно из-за того, что диапазоны их изменчивости или шкалы измерения сильно различаются. К тому же, таким способом нельзя получить количественной оценки сходства сопоставляемых характеристик. Один из способов решения проблемы — построение и сопоставление вариограмм этих признаков. Вариограмма — аналитическое и (или) графическое средство количественного описания характера и степени изменчивости геологического признака в изучаемом пространстве и (или) времени. Она характеризует степень различия значений пространственно распределенной переменной (отметки рельефа, содержания химических элементов и др.) в зависимости от расстояния между ними в заданном направлении. Для одномерного случая (профиль), когда $N(h)$ экспериментальных точек (точек измерения) $C(x_i)$ отстоят друг от друга на расстояние h (называемое шагом или лагом вариограммы) в направлении $\bar{h}$, вариограмма ($\bar{h}$) определяется по следующей формуле [5]:

$$(\bar{h}) = \frac{1}{2N(\bar{h})} \sum_{i=1}^{N(\bar{h})} (C(x_i) - C(x_i - \bar{h}))^2.$$

Это — экспериментальная вариограмма.

1. Пример расчета значений вариограммы условной переменной, рассчитанных для двумерного случая (план, разрез)

Направление $\bar{h}$, градусы	Расстояние h , м						
	0—500	500—1000	1000—1500	1500—2000	2000—2500	2500—3000	3000—3500
0—30	0,083	0,141	0,142	0,220	0,270	0,310	0,311
30—60	0,081	0,140	0,143	0,230	0,275	0,309	0,312
60—90	0,075	0,120	0,131	0,215	0,230	0,237	0,240
90—120	0,082	0,139	0,144	0,221	0,272	0,311	0,313
120—150	0,086	0,143	0,143	0,225	0,273	0,311	0,315
150—180	0,085	0,142	0,143	0,222	0,271	0,309	0,314

Примечание. Курсивный шрифт — минимальные значения переменной, представляющие направление наименьшей изменчивости (простираение) для каждого шага вариограммы (в данном случае сектор 60—90°).

Для отображения и последующего анализа пространственного распределения переменной в плане или разрезе (двумерный случай) для пар точек измерения рассчитываются средние значения вариограммы, соответствующие серединам интервалов угла (направления) и расстояния в соответствии с размерами и пространственной ориентацией ячеек сетки кругового графика (диаграммы). В табл. 2 приведен пример результатов расчета эмпирической вариограммы.

Вариограмма — «концентрат» морфологической информации о пространственной переменной. В отличие от классических статистических методов, вариография (описание особенностей пространственно распределенных данных с помощью вариограммы и ей подобных средств) — прием, специально предназначенный для изучения пространственной структуры рассматриваемых признаков. Вариограммы признака, построенные по данным изучения двух участков, гистограммы которых для определенного признака сходны, могут сколько угодно сильно различаться из-за несходства пространственной структуры этого признака. Используя вариограммы при изучении геологических характеристик, в частности поисковых

признаков, получают информацию, дополняющую сведения классической статистики. Примеры практического использования этого подхода имеются в текущей научной периодике, освещающей приемы формализации и математической обработки данных из области наук о Земле, биологии, технических дисциплин (водное и лесное хозяйство, техника безопасности) и др. Принципы и положения теории пространственной переменной (метод оптимальной интерполяции, геостатистика), основой которой является вариограмма, изложены в фундаментальных трудах, справочниках и учебниках [1—4, 7].

Один из способов сопоставления особенностей пространственной структуры поисковых признаков различной природы (например, характеристик геофизического и геохимического поля, рельефа и тектоники) — построение разверток вариограмм, вычисленных по заданным направлениям (угловым секторам). Развертка вариограммы (вариограммная роза) — проекция соответствующего графика на плоскость, в данном случае горизонтальную (рис. 2). После построения экспериментальных вариограмм признаков для каждого значения шага (лага) всех изученных признаков определяется тот сектор направлений,

2. Описание пространственных переменных, изученных с помощью вариографии

Признак	Индекс	Характеристика признака	Шкала измерения признака	Источник данных
Степень непрерывности геологической среды	DIS	Структурный: наличие (отсутствие) разрывного нарушения или геологической границы в какой-либо точке территории	Бинарная (1 — наличие, 0 — отсутствие)	Полевая геологическая карта Верхнеленинградской площади масштаба 1:50 000, В.Ф.Проскурнин и др., ВСЕГЕИ
Разрывные нарушения (по геологическим данным)	FAG	наличие (отсутствие) в какой-либо точке территории	Бинарная	
Разрывные нарушения (по геофизическим данным)	FAF	наличие (отсутствие) в какой-либо точке территории		
Контуры тел, сложенных интрузивными образованиями ясенского и северо-быррангского комплексов	BAS	Структурно-литологический, наличие (отсутствие) в какой-либо точке территории		
Отметки рельефа дневной поверхности	ZCR	Структурно-геоморфологический	Количественная	Цифровая модель рельефа
Содержания химических элементов или оксидов	Индекс химического элемента	Геохимические (Ag, As, Au, Bi, Co, Cr, Cu, Mn, Mo, Ni, Pb, Pd, Sb, Th, Ti, U, V, Zn)		Результаты съемки методом МАСФ [1], сеть 500 250 м, анализ методом ИСП-МС, данные ВСЕГЕИ
Интенсивность локальной составляющей поля силы тяжести	GRA	Геофизический		Карта локальной составляющей гравитационного поля, масштаб 1:50 000, В.В.Ромашко и др., НФ ВСЕГЕИ

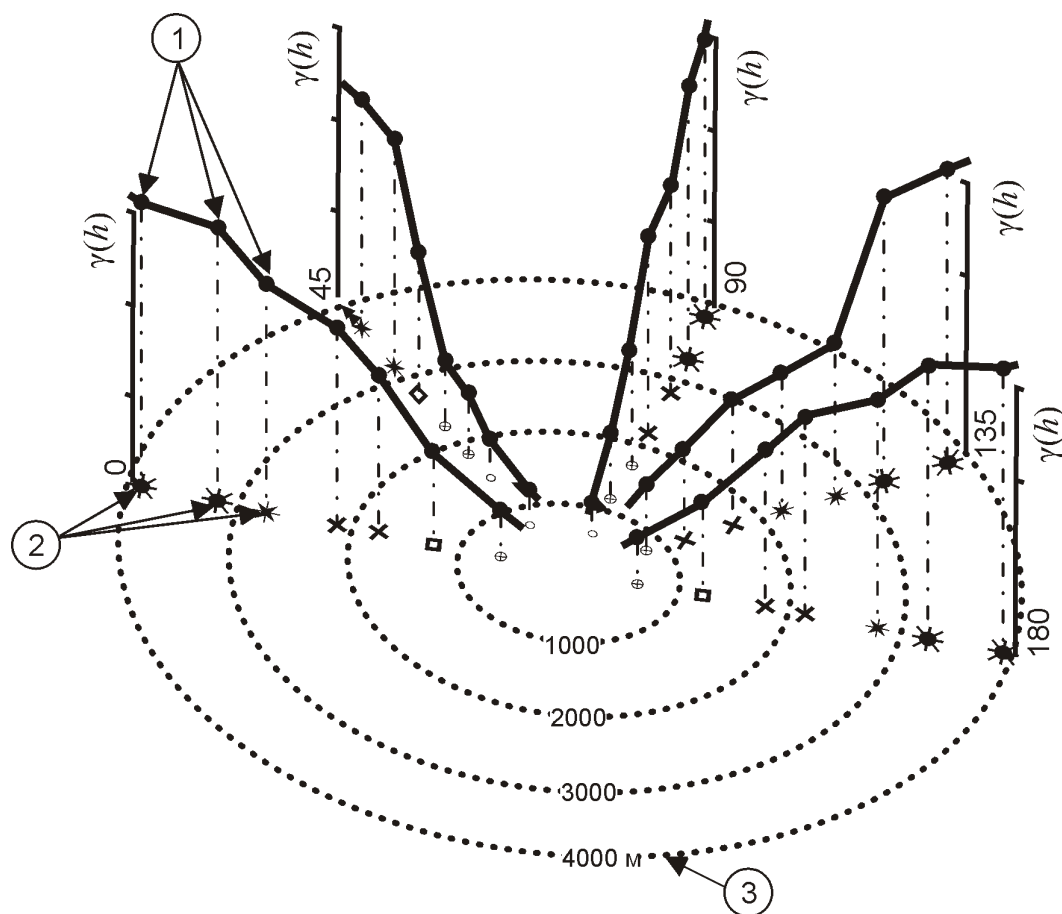


Рис. 2. Построение развертки нормированной экспериментальной вариограммы (вариограммной розы):

1 — кривые и фигуративные точки экспериментальных вариограмм; 2 — проекции точек экспериментальных вариограмм на горизонтальную плоскость (конфигурация и размеры символов отражают значение признака); 3 — концентрическая шкала расстояний и углов; показана восточная половина объемного графика

в котором значение вариограммы минимально для данного значения шага (лага). Оно соответствует направлению наименьшей изменчивости признака в пространстве (например, господствующему направлению простирания складок определенного размера или преимущественной ориентировке длинных осей контуров определенного размера на картах изолиний), т.е. направлению простирания неоднородностей поля изучаемого признака, соответствующих по размеру шагу (лагу) вариограммы. Для того, чтобы увеличить устойчивость вариограмм по отношению к «ураганным» значениям и облегчить сопоставление результатов для признаков, области изменения которых сильно различаются, значения экспериментальных вариограмм были нормированы соответствующими выборочными дисперсиями.

На рис. 3 приведены примеры пространственного распределения изученных признаков (см. табл. 1) по изученной площади и иллюстрации результатов расчета вариограмм.

Данные вычислений вариограмм всех исследованных признаков сведены в табл. 3. Это — сводка господствующих направлений простирания неоднородностей в полях изученных признаков различной природы в зависимости от размера этих неоднородностей. Шаг по углу усреднения (охвата) принят равным 30°, величина шага вариограмм — 500 м, что соответствует длине большей стороны ячейки сети опробования вторичных литохимических ореолов. Отметим, что максимальное из приведенных в этой таблице значение шага вариограммы (размер неоднородностей) 4500 м, что на 500—1000 м превышает то расстояние, при котором можно не учитывать влияние «краевых эффектов», возникающих из-за сложной формы контура площади. Поэтому надеж-

ность помещения в тот или иной класс (см. табл. 3) относительно крупных («низкочастотных») неоднородностей несколько ниже, чем для малых («высокочастотных»). В том случае, если участок имел бы форму, близкую к квадратной, максимальный размер шага и, соответственно, рассматриваемых неоднородностей, мог быть примерно в 1,5 раза больше, что представляет конкретный пример потери информации из-за сложности контура участка.

Господствующее направление простирания разрывных нарушений, отображенных на геологической карте (FAG) остается в пределах углового сектора 60°/15° во всем изученном интервале размера неоднородностей. Аналогична ориентировка контуров выходов на дневную поверхность интрузивных пород основного состава, принадлежащих ясенскому и северобыррангскому комплексам. В том же угловом секторе развертки располагаются точки, соответствующие неоднородностям поля концентраций Cu, Co, Ni, Cr, V — типоморфных элементов изверженных

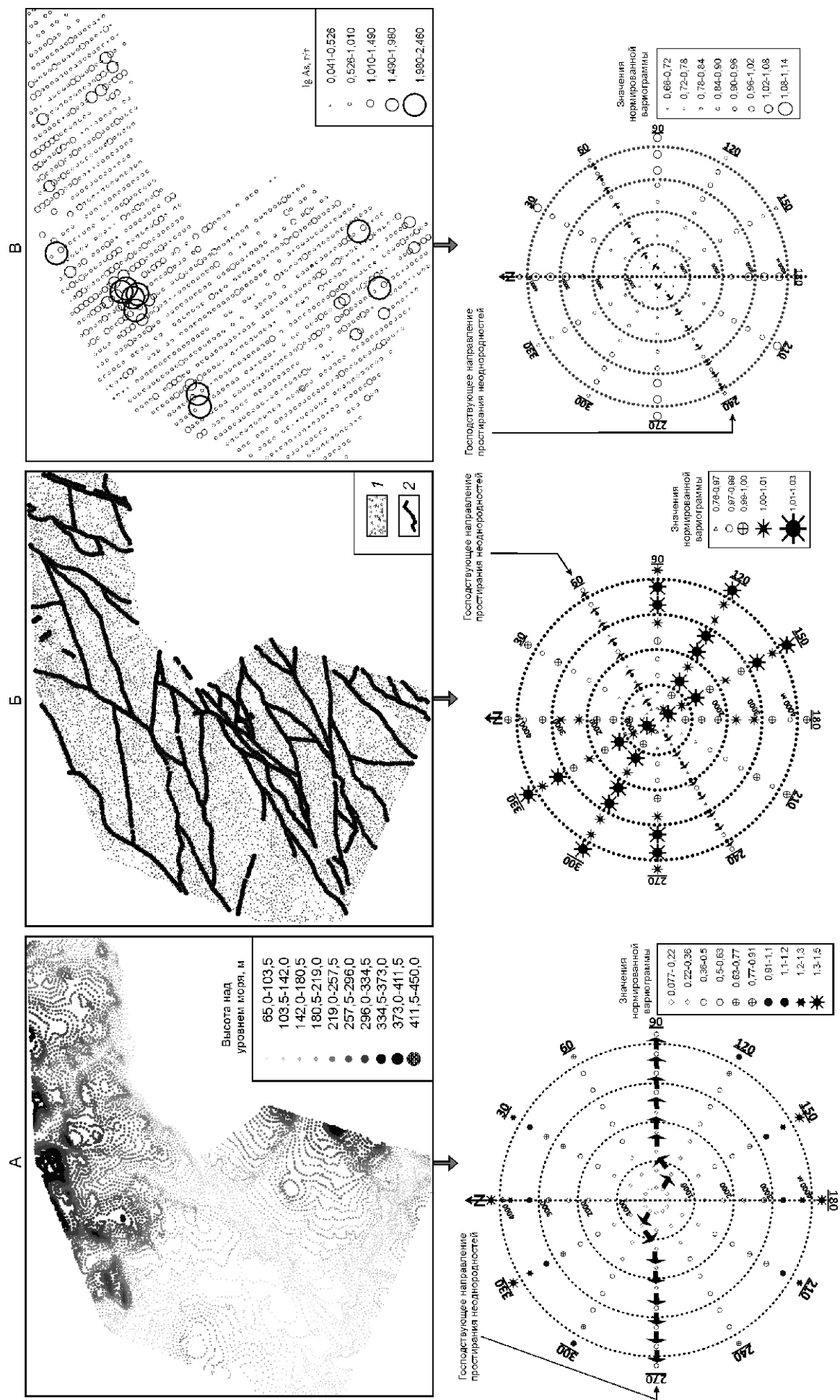


Рис. 3. Схематические карты распределения точек признаков по территории Верхнеленинградской площади и развертки экспериментальных вариограмм на горизонтальную плоскость:

А — рельеф дневной поверхности; Б — разрывные нарушения; 1 — отсутствующий, значение признака равно 0, 2 — присутствующий, значение признака равно 1; В — распределение содержания мышьяка в рыхлых образованиях

3. Господствующие направления простираения неоднородностей полей признаков в зависимости от размера неоднородностей этих признаков (определены по минимальным значениям вариограмм для каждого 500-метрового шага)

Размер неоднородностей поля признака, м	Господствующие направления простираения неоднородностей полей соответствующих признаков					
	0 15	30 15	60 15	90 15	120 15	150 15
1000		Mn	DIS, FAG, FAF, BAS, Ag, As, Au, Bi, Co, Cr, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb, Th, Ti, U, V, Zn		ZCR	Pd
1000—1500		U	DIS, FAG, FAF, BAS, Ag, As, Au, Co, Cr, Cu, Mn, Mo, Ni, Pb, Pd, Sb, Ti, V, Zn	ZCR		Bi, Th
1500—2000		U	FAG, FAF, BAS, Ag, As, Au, Bi, Co, Cr, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb, Ti, V, Zn	ZCR, DIS, Mn, Pd, Th		
2000—2500		FAG	FAF, BAS, Ag, As, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, V, Ti, U, V, Zn	ZCR, Pd, Sb	DIS, Bi, Mo, Th, Mn	Au
2500—3000			FAG, FAF, BAS, Ag, As, Co, Cr, Cu, Ni, Sb, Ti, V, Mo, V, Zn	ZCR, DIS, Pb, Pd, Th	Mn, Mo, U	Au, Bi
3000—3500		Au	FAG, BAS, As, Cu, Co, Cr, Sb, Ni, Pb, V, Ti, Cr	ZCR, DIS, Pd	Bi, Mo, U	FAF, Ag, Th, Mn, Zn
3500—4000	Pb	U	FAG, BAS, Cu, Cr, Mo, Ni, V, Ti, Sb	ZCR, Bi, Co, Pd, Th	Zn	DIS, FAF, Ag, As, Au, Mn
4000—4500	U, Pb	Bi	FAG, BAS, Cr, Cu, Ni, Ti, V	ZCR, Co	FAF, Th, Mn, Zn	DIS, Ag, As, Au, Mo, Pd, Sb

пород основного состава. Неоднородности поля содержаний Au ориентированы по направлению 60 15 в классах объектов протяженностью до 2000 м, после чего для значений шага от 2000 до 3000 м меняют простираение на 90 . Для шага 3500 м господствующим становится направление 30 15 и затем до 4500 м — вновь 150 15 . Неоднородности поля Ag находятся в секторе 60 15 до того, как шаг вариограммы достигает 3000 м, после чего для трех оставшихся значений их ориентировка соответствует сектору 150 15 . Еще большее постоянство отмечено для господствующего направления простираения неоднородностей поля As (направление меняется на 90 после того, как шаг вариограммы превышает 3500 м). У Sb отклонение от наиболее часто проявляющейся в пределах площади тенденции наблюдается для неоднородностей размером 2000—2500 и 4000—4500 м. Ориентировка неоднородностей поля концентраций Bi и Mn резко изменчива. Неоднородности поля концентраций U отличаются по ориентиров-

ке и размерам от тех же характеристик большинства изученных химических элементов: в трех классах (см. табл. 3) из семи его господствующие неоднородности ориентированы по направлению 30 15 .

Среди изученных геохимических признаков наиболее индивидуальны ориентировка и размеры неоднородностей поля содержаний Pd, которые обнаруживают морфологическое сходство с неровностями рельефа дневной поверхности, что характерно для выпадений из атмосферы.

Для рисунка неоднородностей поля силы тяжести установлено два характерных направления изменчивости: для относительно малых расстояний господствующим является субмеридиональная ориентировка, а начиная с шага 2000 м и более — 30 15 (сходство с U).

Таким образом, табл. 3 — описание некоторого подобия шаблонов структурных элементов геологического строения, рельефа, геофизических и геохимических полей в пределах изученной территории. По

таким шаблонам можно сравнивать особенности отдельных структур соответствующих признаков и судить о степени морфологических отличий рассматриваемых признаков друг от друга и от усредненного (шаблонного, стандартного) образа этого признака. Представляется, что получение дополнительных по отношению к классической статистике возможностей, предоставляемых использованными в данной публикации простейшими приемами вариографии для совместного количественного описания геологоструктурных, геохимических и геофизических особенностей изучаемых территорий, компенсирует затраты труда и времени на освоение соответствующих расчетных методов.

Следует подчеркнуть, что полученные выводы имеют методический характер и относительно конкретных особенностей площади являются сугубо предварительными, так как анализ экспериментальных вариограмм — лишь начальная фаза вариографического изучения данных. В статье не проводился ряд теоретически важных проверок, в первую очередь на наличие пространственных трендов, что может существенно повлиять на выводы. Решение таких проблем связано с подбором по определенным правилам к эмпирическим вариограммам теоретических и их анализ, что выходит за рамки задачи, ко-

торую поставили перед собой авторы этой статьи — продемонстрировать простейшие начальные приемы вариографии применительно к задачам поисковой геохимии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонин В.В., Ручкин Г.В., Шатагин Н.Н. и др. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. — М.: Фонд «Мир», 2007.
2. Гандин Л.С. Объективный анализ метеорологических полей. — Л.: Гидрометеоздат, 1963.
3. Каневский М.Ф., Демьянов В.В., Савельева Е.А. и др. Элементарное введение в геостатистику, серия «Проблемы окружающей среды и природных ресурсов. № 11. ВИНТИ. — М., 1999.
4. Матерон Ж. Основы прикладной геостатистики. — М.: Мир, 1968.
5. Петров О.В., Проскурнин В.Ф., Падерин П.Г. и др. Тектоника и металлогения севера Центральной Сибири // Геология и минерально-сырьевая база Центральной Сибири / Мат-лы юбилейной науч.-практич. конф., г. Красноярск, 25—26 марта 2010 г. — Красноярск: ОАО «Красноярскгеолсъемка», 2010. С. 83—93.
6. Петров О.В., Шевченко С.С., Соколов С.В. и др. Геохимический способ поисков месторождений полезных ископаемых / Патент РФ № 2330259 от 27.07.2008.
7. Справочник по математическим методам в геологии. — М.: Недра, 1987.

О возможных причинах вертикальной зональности распределения углеводородов в нефтегазоносных бассейнах

М.А.ЛУРЬЕ, Ф.К.ШМИДТ (Научно-исследовательский институт нефте- и углехимического синтеза при Иркутском государственном университете (НИИНУС); 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, д.126)

Объяснение вертикальной зональности нефтегазовых систем, основанное на предположении о крекинге биогенной нефти при ее погружении, не согласуется с представлениями о процессах, неизбежных при крекинге, и условиях, необходимых для его протекания. Подход к объяснению вертикальной зональности может быть найден в рамках концепции, предполагающий значительный вклад в нефтегазообразование поликонденсационных превращений углеводородных газов восходящих эндогенных флюидов и воздействием на этот процесс других входящих в их состав компонентов.

Ключевые слова: вертикальная зональность, крекинг нефти, эндогенные флюиды, нефтегенез.

Лурье Михаил Абрамович, miklur@rambler.ru

Шмидт Федор Карлович, fkschmidt@mail.ru

Possible reasons of vertical zoning of hydrocarbons distribution in oil- and gas-bearing basins

M.A.LUR'E, F.K.SHMIDT

The explanation of vertical zoning of oil and gas systems based on the assumption of biogene oil cracking during its sinking is not correlated with the ideas of processes accompanying the cracking, and the conditions necessary for the latter. The approach to an explanation of vertical zoning can be found within the framework of concept assuming a significant contribution of polycondensation transformations of hydrocarbon gases of ascending endogeic fluids to a oil- and gas formation as well as the effect of other components constituting these fluids on this process.

Key words: vertical zoning, oil cracking, endogenic fluids, oil genesis.

Вертикальная зональность распределения углеводородов является общей чертой многих нефтегазовых систем и проявляется следующим образом [8]. В зоне, ближайшей к поверхности Земли (до 1300—1900 м), находятся скопления чистого газа (газовая шапка) и утяжеленной нефти, на глубинах от данного уровня до 4000—5000 м — легкие газонасыщенные нефти, иногда газоконденсаты и газ, с увеличением глубины до 6000—8000 м появляются газоконденсаты. В последней зоне (10 000—12 000 м) размещаются скопления сухого (метанового) газа. Такая закономерность в рамках биогенной концепции объясняется погружением нефти в более глубокие горизонты и носит название «метанизация» нефтей. Сразу же следует заметить, что, по мнению многих исследователей, наблюдаемые температуры в осадочных породах, где имеются залежи нефти, недостаточны для разрыва связей С-С в органическом веществе и протекания предполагаемых биогенной концепцией преобразований. По данным И.И.Нестерова [14] для разрыва связей С-С в твердом органическом веществе необходима энергия не менее 50—60 ккал/моль при 320 С, а таких температур нет в осадочных породах, где имеются залежи нефти. При

нагреве самой нефти до 320 С каких-либо превращений не наблюдается [14]. С этим согласуются результаты глубокого бурения. В достаточно жестких *P-T* условиях с признаками нефте- и газонасыщения каких-либо существенных изменений в составе нефтей при 300 С по сравнению с залегающими выше не наблюдалось, а первые признаки их крекирования появлялись лишь при *T* 400 С [17]. Многочисленны случаи обнаружения в природе залежей жидкой нефти на глубинах 5500 м и более (до 6500 м) при высоких пластовых температурах [9, 17]. В работе [20] установлено присутствие в породах жидких нефтяных углеводородов на глубинах до 8500 м при *T* пород 200—230 С. Развитию процессов их термодеструкции в закрытых системах препятствует, по-видимому, высокое давление. В соответствии с данными изучения реальных нефтяных залежей находится огромный материал термодинамических исследований, доказывающий устойчивость индивидуальных углеводородов и сырой нефти [17].

Результаты многочисленных опытов показывают, что энергия активации реакций крекирования жидкой нефти находится в пределах 50—70 ккал/моль [17]. По данным работы [21] крекирование нефти до газа про-

исходит при среднем значении 59,4 ккал/моль. Для превращения в газ только половины содержащегося в нефти гексана при 180 °С требуется 800 млн.лет, а при 217 °С — около 1,3 млн.лет [19].

Несмотря на изложенное проявление крекинга нефти обнаруживается в той или иной мере в определенных природных условиях, в частности, в присутствии гидротермальных растворов и окружении силикатных и карбонатных пород [16]. Подтверждение этому получено в результате экспериментального исследования состава и фазового состояния водно-углеводородных флюидов, захваченных в виде включений в кристаллах синтетического кварца (выращенных в водно-нефтяных смесях) при T 330—350 °С [2]. При этом установлено, что выделяются углеводородные газы (в основном CH_4), образуются УВ-представители бензино-керосиновых фракций и твердые битумы. На взгляд авторов работы [2], эти преобразования — основная причина возникновения вертикальной зональности, наблюдаемой в нефтяных залежах. Однако перенос полученных результатов на гигантские по сравнению с экспериментальными масштабы природных нефtezалежей нельзя считать оправданными по следующим причинам. Образование CH_4 в процессах крекинга в экспериментальных условиях [2, 16], сопровождающееся образованием битума, становится возможным за счет перераспределения водорода, входящего в состав нефти, так как какие-либо «внешние» источники его отсутствуют. При протекании подобных процессов в природных условиях должно образоваться огромное количество высокоуглеродистых структур. Вместе с тем в породах, характеризующихся нефте- и газонасыщением, каких-либо значительных скоплений коксоподобных веществ — гипотетических продуктов крекирования нефти не обнаруживается [17].

Дефицит водорода является одной из главных проблем при исследовании природы процессов преобразования органического вещества в нефть [4]. Это же относится и к возможности ее дальнейшего преобразования в газ (крекирование). Этот процесс как и процесс образования нефти из керогена (продукта преобразования органического вещества) должен сопровождаться образованием значительных количеств высокоуглеродистых структур, так как в первом случае величина Н/С изменяется от 2 до 4, а во втором — от 1 до 2. Из изложенного также следует, что в случае крекинга нефти и увеличения Н/С (доли газа) с глубиной количество битумов должно увеличиваться. В действительности наблюдается противоположное явление. Битумы и битуминозные нефти обычно располагаются ближе к поверхности Земли, а не в зоне высоких температур.

Стехиометрический подсчет показывает, что при допущении образования нефти из органического вещества в условиях дефицита водорода при термической и термокаталитической деструкции нефтеобразующего

керогена должно выделяться 500—700 г углерода на один килограмм образующейся нефти или 3,5—5 кг на один килограмм газа [18], что в случае крупных нефтегазовых систем должно сопровождаться появлением соответствующих количеств богатого углеродом материала. Нигде и никогда не обнаруживается ничего подобного ни в «нефтематеринских», ни во вмещающих, ни в транзитных породах.

В случае протекания каталитического крекинга в процессах преобразования органического вещества в нефть, а нефти далее в легкие углеводороды и газ, что и происходит при экспериментальной проверке возможности реализации этих преобразований [2], не учитывается неизбежное торможение крекинга продуктами реакций (продукт «уплотнения» — кокс) в результате дезактивации катализирующих поверхностей. В экспериментальных исследованиях при незначительной продолжительности опытов дезактивация не должна существенно проявляться. В масштабах же природных процессов и большой их длительности, процессы дезактивации должны на определенной стадии исключить возможность протекания каталитического крекинга. Особо следует отметить высокую способность входящих в состав нефти сераорганических, азоторганических и металлосодержащих соединений дезактивировать поверхность катализаторов. В работе [11] с помощью метода меченых атомов показано в частности, что вклад азотсодержащего соединения в закоксовывание поверхности катализатора более, чем на порядок, а серосодержащего соединения на 2—3 порядка выше, чем их углеводородного аналога.

В случае доминирования в природных условиях термического крекинга должно происходить крупномасштабное образование высокоуглеродистых структур, чего, как уже указывалось, не наблюдается, если даже не принимать во внимание неизбежность протекания этого процесса. Следует учитывать, что скорость термического крекинга при реальных пластовых температурах должна быть низкой. По данным публикации А.С.Эйгенсона [18] длительность процессов образования нефти из газа и биоматериала должна составлять 10^{15} — 10^{18} лет, т.е. в миллионы и миллиарды больше, чем возраст биосистем на Земле.

Исследование явления вертикальной зональности нефтегазовых систем нельзя рассматривать в отрыве от такого показателя нефтей, как ее гетеронасыщенность, т.е. наличия серы, азота и металлов. По мере погружения, как это представляется согласно биогенной концепции, облегчения молекулярного веса компонентов и, в конечном счете, метанизации должны происходить процессы освобождения нефтяного вещества от гетерокомпонентов. Но данных о наличии продуктов подобных преобразований не имеется. Тем более, отсутствуют сведения об увеличении количества продуктов этих преобразований с глубиной. Обычно при промышленной переработке нефтей и их фракций процессы десульфуризации, деазотирования и диметалли-

зации протекают в присутствии катализаторов при температурах 350—430 С и давлении водорода 4—10 МПа. О дефиците водорода в природных условиях уже указывалось. Гетерокомпоненты обладают также достаточно высокой термоустойчивостью. Так, сераорганические соединения устойчивы до 300 С [15]. Кроме того термоустойчивость их отдельных типов изменяется в ряду: меркаптаны сульфиды тиофены. Следовательно, количество тиофенов при погружении нефтей должно увеличиваться с глубиной. В действительности наблюдается противоположное явление. Доля меркаптанов с глубиной увеличивается. Меркаптановые, наиболее легкие нефти, залегают глубже. Например, среди месторождений Западной Сибири нефть Уренгойской площади отличается самым высоким содержанием меркаптанов, и именно она залегает глубже [5]. Нефти же тяжелые, высокосернистые, с более высокой долей тиофенов обычно располагаются ближе к поверхности Земли. Сомнительной представляется также вероятность разрушения нефтяных металлоорганических структур при повышении температуры с глубиной. Металлопорфирины являются устойчивыми, стабильными комплексами благодаря наличию сопряженной π -системы макроколец и центрального атома металла [1, 6]. В работе [3] отмечается, что ванадил- и никельпорфирины нефти более устойчивы к действию восстанавливающих компонентов нефти, чем другие металлокомплексы. Высокая термостабильность порфиринов обнаружена при высокотемпературной перегонке (482 С) горючих сланцев [10]. Термодинамические исследования [7] также подтверждают высокую термо- и бароустойчивость элементоорганических соединений.

Таким образом, объяснение вертикальной зональности нефтегазовых систем, основанное на предположении о деструкции нефти при погружении ее в более глубокие слои, не согласуется с представлениями о процессах, неизбежных при крекинге нефти, и условиях, необходимых для его протекания. Подход к объяснению вертикальной зональности может быть найден в рамках концепции, предполагающей существенный вклад в нефтегазообразование поликонденсационных превращений углеводородных газов (метана) восходящих эндогенных флюидов под воздействием других входящих в их состав компонентов. Один из возможных вариантов подобных преобразований предполагает реализацию конденсационного воздействия на эндогенные углеводородные газы элементной серы и металлов, входящих в состав глубинных флюидов [11, 12].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антина Е.В., Лебедева Н.Ш., Вьюгин А.И. Молекулярные комплексы порфиринов и металлопорфиринов // Координационная химия. 2001. Т. 27. № 10. С. 784—789.
2. Балицкий В.С., Балицкая Л.В., Пентелей С.В., Новикова М.А. Влияние крекинга сырой нефти на распределение углеводородов в земных недрах (по данным экспериментальных исследований) // Докл. РАН. 2012. Т. 442. № 6. С. 805—809.
3. Березин Б.Д., Ениколопан Н.С. Металлопорфирины. —М.: Наука, 1988.
4. Вассоевич Н.В., Лейфман Я.Б. Об оценке нефтематеринского потенциала // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 4. С. 884—887.
5. Герасимова Н.Н., Николаева Т.Л., Коваленко Е.Ю. и др. Распределение азот- и сераорганических соединений в нефтях юрского и палеозойского комплексов Западной Сибири // Нефтехимия. 2003. Т. 43. № 4. С. 266—272.
6. Гилинская Л.Г. Спектры ЭПР комплексов V (IV) и структура нефтяных порфиринов // Журнал структурной химии. 2008. Т. 49. № 2. С. 259—268.
7. Зубков В.С. Мантийная углеводородно-неорганическая модель образования золотых месторождений карлинского типа // Руды и металлы. 2001. № 1. С. 76—82.
8. Кочетков О.С., Алисиевич Л.Н., Гайдеев В.И., Юдин В.М. О путях формирования месторождений нефти и газа // Геология нефти и газа. 2000. № 5. С. 44—49.
9. Краюшкин В.А. К оценке перспектив нефтегазоносности осадочных толщ на больших глубинах / Условия нефте- и газообразования на больших глубинах. —М.: Недра, 1988. С. 216—220.
10. Кудельский А.В. Фундаментальные проблемы нефтегазовой гидрогеологии. —М.: ГЕОС, 2005.
11. Лурье М.А., Сторожева Л.Н., Курец И.З. О вкладе компонентов сырья в закоксовывание катализаторов гидропереработки // Кинетика и катализ. 2001. Т. 42. № 4. С. 604—608.
12. Лурье М.А., Шмидт Ф.К. О возможности абиогенного образования нефтегазовых систем // Отечественная геология. 2008. № 1. С. 10—18.
13. Лурье М.А., Шмидт Ф.К. Серосодержание, металлоносность, изотопия углерода и серы нефтей — геохимические показатели их генезиса // Отечественная геология. 2010. № 1. С. 62—66.
14. Нестеров И.И. Фундаментальные основы формирования залежей нефти и природных газов, их поисков, разведки и разработки // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 425—433.
15. Оболенцев Р.Д., Айвазов Б.В., Титова К.В. О роли элементарной серы в образовании сероводорода при нагревании нефти / Химия сера- и азоторганических соединений, содержащихся в нефтях и нефтепродуктах. —Уфа, 1958. С. 56—66.
16. Симонейт Б.Р.Т. Органическая геохимия водных систем при высоких температурах и повышенных давлениях: гидротермальная нефть. Основные направления геохимии. —М.: Наука, 1995.
17. Тихомиров В.И. Геолого-геохимические предпосылки сохранения залежей нефти на больших глубинах / Современные проблемы геологии нефти и газа. —М.: Научный мир, 2001. С. 146—152.
18. Эйгенсон А.С. О противостоянии двух концепций нефтегазообразования // Химия и технология топлив и масел. 1998. № 3. С. 3—5.
19. Domine F., Dessort D., Brevart O. Toward a new method of geochemical kinetic modeling: implication for the stability of crude oils // Org. Geochem. 1998. Vol. 28. № 9/10. Pp. 597—612.
20. Price L.C. Thermal stability of hydrocarbons in nature: limits, evidence, characteristics and possible controls // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. Vol. 57. Pp. 3261—3280.
21. Waples D.W. The kinetics of in-reservoir oil destruction and gas formation: constraints from experimental and empirical data from thermodynamics // Org. Geochem. 2000. Vol. 31. № 6. Pp. 553—575.

Азот и водород в кристаллах алмаза в аспекте геолого-генетических и прогнозно-поисковых проблем алмазных месторождений

Г.К.ХАЧАТРЯН (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Рассматривается содержание структурных примесей азота и водорода в алмазах из кимберлитов, лампроитов и метаморфических пород разных алмазоносных провинций. Показано, что алмазы, содержащие включения ультраосновной и эклогитовой ассоциаций, отличаются друг от друга по соотношению концентраций азотных А- и В-центров в кристаллах. Выявлена латеральная и вертикальная зональность в распределении алмазов с разной степенью агрегации азота в кристаллах. Все это используется при решении дискуссионных генетических проблем: источника вещества, условий кристаллизации алмаза, выбора геодинамической модели алмазообразования наиболее приемлемой из многих существующих. По степени агрегации и общему содержанию азота в кристаллах выделены разные популяции алмаза, которые предлагается использовать при прогнозно-поисковых исследованиях. Если в россыпях обнаружены популяции алмаза, не типичные для коренных источников исследуемого района, то есть основание для прогноза и поисков еще не выявленных кимберлитовых трубок.

Ключевые слова: алмаз, популяции, азотные, водородные центры, эклогитовая, перидотитовая ассоциации.

Хачатрян Галина Карленовна, khachatryan_g_k@mail.ru

Nitrogen and hydrogen in diamond crystals in aspect of geological and genetic and exploration problems of diamond deposits

G.K.KHACHATRYAN

Nitrogen and hydrogen impurity centers in diamonds from kimberlite, lamproite and metamorphosed sediment's rock from several diamondiferous provinces have been studied. Diamond with inclusions of eclogite and peridotite mineral associations are different by distribution of nitrogen in A- and B-centers in crystals. Their regional lateral and vertical spatial zonality have been demonstrated. The results may be used in solution of debatable genetic problems: diamond sources, crystallization conditions, choice of reasonable geodynamic models. Diamond populations founded on both nitrogen aggregation and total concentration in crystals have been put forward to forecast and searching work by diamond grain identification in placers, and to determine if they have arrived from known or unrevealed kimberlite pipes in the area.

Key words: diamond, population, nitrogen centers, hydrogen centers, eclogitic, peridotitic associations.

Генезис алмаза и закономерности локализации его месторождений до сих пор остаются дискуссионными. Существующие взгляды на эти проблемы рассмотрены ранее [5]. Определение глубин и, соответственно, давлений и температур, при которых образуются алмазы, опирается главным образом на данные экспериментов. Это, прежде всего, термодинамические параметры перехода графита в алмаз и параметры кристаллизации включенных в него минералов. Дискуссионной также остается природа перидотитовой и эклогитовой среды, в которой на глубине образуются алмазы. В последнее время все большее развитие получают представления о том, что алмазоносная среда соответствует субдуцированным, т.е. погруженным в мантию и вследствие этого метаморфизованным, слоям земной коры океанического типа [23, 30, 36, 37]. При таком подходе вполне допусти-

мо, что часть минералов, не имеющих признаков неравновесных соотношений с алмазом, нередко относимых на этом основании к парагенетичным, в действительности могла образоваться значительно раньше, до субдукции, в других условиях. Как отмечал А.В.Пейве, гипербазиты основания океанической земной коры, в т.ч. выведенные на уровень дна современных океанов, являются существенно более древними по сравнению с налегающими на них покровами базальтов. Иначе говоря, минеральные агрегаты алмазоносной вмещающей среды (гипербазиты, габброиды, базальтоиды, эклогиты) могли иметь разный возраст. С этих позиций объяснимо, почему возраст алмаза, определенный по минералам-узникам ультраосновной ассоциации, как правило, более древний по сравнению с возрастом, определенным по включениям эклогитовой ассоциации [5]. Вместе с

разновозрастными толщами ультраосновных и основных пород при субдукции могли быть погружены на глубину и присутствовавшие среди них источники вещества будущих алмазов. Следовательно, если алмазы являются компонентами протолита, позже превращенного в кимберлит или лампроит, то их правильнее называть не *ксеногенными* (чуждыми по происхождению), как это часто делается, а *протогенными* по отношению к кимберлитам или лампроитам.

Как отмечено выше, минералы протолита могут иметь возраст, не соответствующий времени и, соответственно, условиям алмазообразования. По этой причине одной из наиболее информативных характеристик условий роста кристаллов может служить распределение азота и водорода в кристаллической решетке алмаза, зависящее от температуры (совместно с давлением) и особенностей состава среды алмазообразования [25]. По этим свойствам алмазов можно судить, какая из минеральных ассоциаций, перидотитовая или эклогитовая, была расположена одна выше другой в глубинах Земли во время алмазообразования, что важно при реконструкции модели общей структуры и геодинамики алмазоносной геологической системы.

Проблема источника вещества алмаза. Относительно источника химических элементов, входящих в кристаллы алмаза, нет единой точки зрения. Большинство гипотез опирается на представления о мантийных флюидах, мигрирующих в мантии с очень больших глубин, как главным источнике углерода и заключенных в алмазе водорода, азота, сульфидов [31]. Доводами для таких утверждений служат представления о весьма больших давлениях, необходимых для кристаллизации алмаза, и достаточно узкий интервал изотопного состава углерода подавляющей массы алмазов, не свойственный ни карбонатам, ни органике. Такой углерод получил название «мантийный». При наличии вариаций изотопного состава он характеризуется резким пиком в области ^{13}C 4... 6‰ [7]. При рассмотрении концепции мантийной дегазации мало внимания уделяется присутствию азота в кристаллах алмаза.

В последние десятилетия все большее число исследователей обосновывает концепцию, согласно которой одним из основных источников алмаза являются углеводороды и минералы группы карбонатов, присутствующие в толщах земной коры, субдуцированных в архее и раннем протерозое на уровень современного фундамента платформ [23, 37]. При этом предлагаются разные возможные варианты реакций между углеводородами и оксидами углерода [23]. Следует подчеркнуть, что именно характерная для биомассы ассоциация углерода, азота и водорода при существенной доле легких изотопов углерода постоянно присутствует в алмазе. Это дополнительно доказывает то, что главным источником вещества алмаза служит сочетание углеводородов и иных компо-

нентов биогенного происхождения с карбонатной средой. Водород и азот входят в кристаллическую решетку алмаза. При этом азот образует разнообразные по строению (N , N_2 , N_4 вакансии) оптически активные центры. Общее содержание структурного азота в алмазе кимберлитов и лампроитов может достигать нескольких десятых долей процента, а в алмазах среди метаморфических пород — 1—3%. Такие большие концентрации азота в глубинах Земли трудно представить без участия биогенной массы. К этому следует добавить и весьма распространенное присутствие сульфидов в кристаллах алмаза. Как известно, современному накоплению сульфидов на глубоком дне океанов сопутствует развитие колоний животных.

Наличие органического вещества в осадочных породах докембрия обосновано в трудах С.А. и А.В. Сидоренко [19]. Весьма важно, что в непосредственной близости к Якутской алмазоносной провинции, а именно на Алданском щите, в иенгурской графитоносной серии выявлено около 2000 растительных и животных микроорганизмов, не имеющих аналогов в современном микромире (сине-зеленые водоросли, перидинеи, жгутиконосцы, тинтингоидеи и др.) [13]. Нередко в породах встречаются многоклеточные организмы размером в несколько сотен микронов. Одна их часть мумифицирована при очень медленном обезвоживании, другая сульфидизирована или графитизирована. Изотопный состав метаморфических графитов ^{13}C 25... 26‰. Возраст серии, представленной породами гранулитовой фации, по данным Pb-Sr и Th-Pb методов составляет порядка 4 млрд. лет.

Наличие в толщах архея и раннего протерозоя азотсодержащей органики (нитевые цианобактерии или сине-зеленые водоросли) можно наблюдать на примере замещения их железными рудами Курской магнитной аномалии и Кольского полуострова [20], а так же в породах комплекса Исуа возрастом 3,8 млрд. лет [34].

Модальный изотопный состав углерода в алмазах может быть результатом особой кинетики смешения в разных пропорциях углеводородов и CO_2 . Это показывают эксперименты по наращиванию кристаллов алмаза [15]. Для обоснования такого заключения сопоставим особенности кинетики с возможными вариациями изотопного состава при смешении биогенного углеводорода с CO_2 карбонатов (рис. 1). Считается, что в течение последних 3-х млрд. лет изотопные вариации углерода карбонатов были весьма невелики: 0 2‰ PDB [35]. Изотопный состав углерода древней биомассы, которая могла участвовать в рассматриваемых процессах, к сожалению, не известен. Для условных расчетов воспользуемся биомассой, которая присутствовала среди базальтового ложа более молодых относительно глубоководных бассейнов. В составе базальтоидных толщ, вмещающих си-

лурийские колчеданные месторождения на Урале, присутствуют кериты, слагающие реликтовые бактериальные «маты». Например, на месторождении Яман-Касы (Южный Урал) кериты со следами бактериоморфных нитей содержат углерод, водород и азот

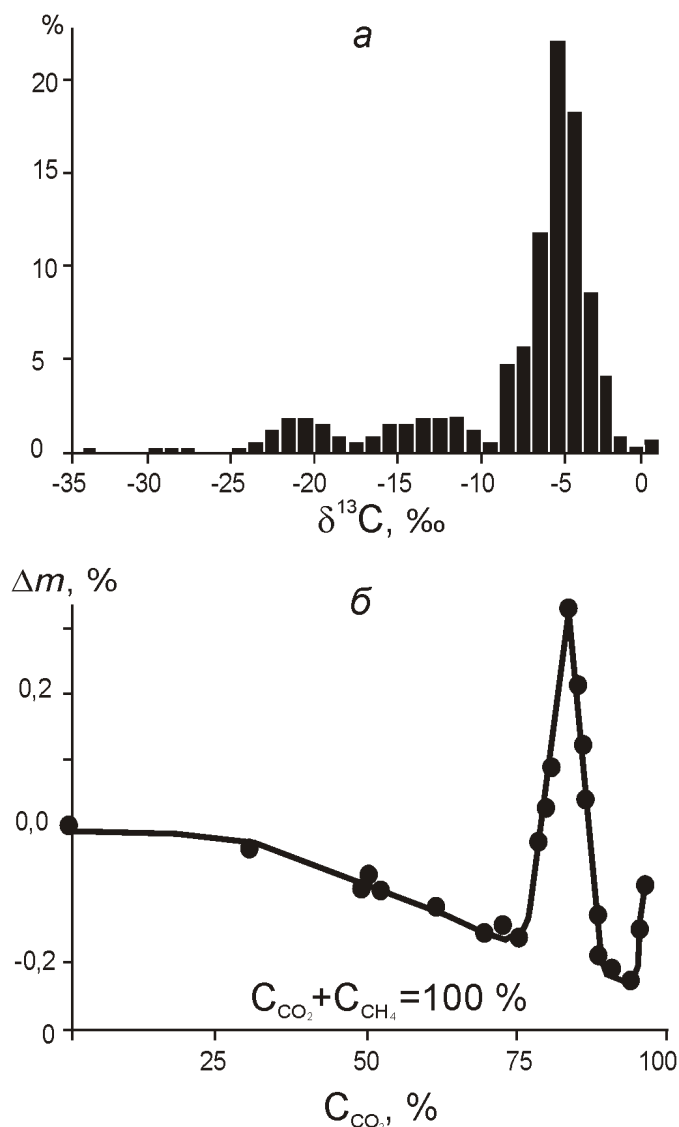


Рис. 1. Вариации ^{13}C в алмазах как функция смешения углерода из углеводородов и CO_2 карбонатов при их реакции:

a — вариации изотопного состава углерода алмазах по данным Э.М.Галимова и Ф.В.Каминского, пересчитанные на проценты от общего количества образцов [7]; *б* — график наращивания алмазных монокристаллов по реакции $\text{CH}_4 + \text{CO}_2 \rightarrow 2\text{C}_{\text{алм.}} + 2\text{H}_2\text{O}$ (условия: 910 С, 1,5 ч, катализатор K_2CO_3 , расход смеси — 1,3 л/ч); оригинальный график [15] перестроен автором при пересчете объемных процентов на весовые (точки на графике — результат одного или нескольких экспериментов и отражают приращение массы алмаза при определенных соотношениях CO_2 и CH_4 в смеси)

(89,44; 6,23 и 4,33% соответственно). Углерод имеет легкий изотопный состав (^{13}C 33‰) [17].

Значения ^{13}C в алмазах кимберлитов следуют из сопоставления условий синтеза по реакции $\text{CH}_4 + \text{CO}_2 \rightarrow 2\text{C}_{\text{алм.}} + 2\text{H}_2\text{O}$. В экспериментах, проведенных А.П.Руденко и И.И.Кулаковой [15], максимальное наращивание монокристалла происходит при объемных процентах, соответствующих весовым 13,5% CH_4 и 86,5% CO_2 (см. рис. 1, б). Если принять ^{13}C в CH_4 равным 33‰, а в CO_2 за 0‰, то при указанных процентных соотношениях в смеси углеродсодержащих газов значение ^{13}C составит 4,5‰, что близко к значению пика ^{13}C в алмазах из кимберлитов (см. рис. 1, а).

График кинетики нарастания поверхности алмаза в упомянутом эксперименте может быть сопоставлен с моделью восстановительной роли водорода для углерода карбонатной среды. Водород, находящийся в составе углеводородов, блокирует рост алмаза, так как, присоединяясь к углеродным атомам, препятствует их объединению в кристаллическую решетку. Пересыщение среды кристаллизации углеводородами приводит к тому, что много зародышей алмаза прекращают рост на этапе образования мелких алмазов. Подтверждением этому служит обратная взаимосвязь между размером кристаллов и концентрацией в них водородных центров, характерная для алмазов одной и той же трубки. Например, в трубке Мир среднее содержание водорода в кристаллах размерности 2–1 мм в несколько раз выше, чем в кристаллах крупнее 4 мм [24]. В трубках Золотицкого поля Архангельской области мелкие кристаллы 1–0,5 мм также обогащены водородом по сравнению с более крупными индивидами [33]. Примечательно, что многочисленные микроалмазы месторождения Кумды-Коль, образовавшиеся в пересыщенной углеводородами среде (апоосадочные метаморфические породы), характеризуются экстремально высокими концентрациями водородных центров [24]. Однако, при истощении среды углеводородами, восстанавливающими углерод CO_2 , рост кристаллов также замедляется или прекращается. Таким образом, в условиях избытка карбонатного материала водород углеводородов может являться регулятором формирования кристаллов алмаза.

Предположение об образовании алмаза за счет смешения углеводородов и угольной кислоты вполне согласуется с составом газовых примесей в природных алмазах. Так, в алмазах из трубок Якутии и Архангельской области главным компонентом включений всегда является угольная кислота [1]. Углеводороды (в основном метан) присутствуют в меньших количествах, а в некоторых кристаллах не обнаружены совсем. Это может быть обусловлено тем, что углеводороды полностью прореагировали с угольной кислотой, находящейся в избытке в среде кристаллизации алмаза.

Проведенные исследования микроалмазов из метаморфических толщ месторождения Кумды-Коль (Казахстан) позволили обнаружить примеси органических веществ, не входящих в кристаллическую решетку алмаза (рис. 2). В ИК-спектрах части проанализированных кристаллов кроме линий, обусловленных присутствием адсорбированной воды и структурных примесей азота и водорода, выявлен ряд дополнительных полос поглощения около 3383, 3269, 2966, 2915–2921, 2852–2840, 1634, 1422, 1389, 1328 см^{-1} (см. рис. 2, 1). Комбинации дополнительных пиков в спектрах алмазов этого месторождения, согласно литературным данным [9], обусловлены фазовыми примесями органических веществ. Так, группа линий около 3380, 3280, 1600, 1300 см^{-1} принадлежит к валентным () и деформационным () колебаниям N-H растворов солей аминов (производные аммиака). Другая группа линий около 2965, 2920, 2850–2840, 1430, 1360 см^{-1} связана с колебаниями метильной H_3C - и метиленовой H_2C -групп в предельных углеводородах. Согласно полученным предварительным данным, состав «газовых» примесей в алмазах из метаморфических пород, содержащих преимущественно органические соединения и воду, отличается от состава газообразных примесей в алмазах из кимберлитовых трубок, среди которых преобладает углекислый газ.

Проблема состава углеводородов в мантии ранее обсуждалась на основе непосредственного анализа их включений в алмазах и минералах-спутниках, а так же экспериментальных и теоретических данных. Например, И.И.Кулакова с соавторами [14], рассматривали полициклические ароматические углеводороды в минералах-спутниках алмаза и возможный механизм их образования. Ф.В.Каминский, И.И. Кулакова и А.И.Оглоблина [11] установили присутствие полициклических ароматических углеводородов в карбонадо и алмазе. В.С.Зубков [8] отмечал присутствие битумов (от асфальтитов до мальты) в кимберлитах Сибирской платформы (трубки Удачная, Мир и др.). Кроме того В.С.Зубков со ссылкой на М.В.Шестопалова (1938), приводил пример неоптерозойских офиолитов Оспинско-Китойского района (Восточный Саян), среди которых в углеродизированных зонах (мощность до 15 м, протяженность до 100 метров) обнаружены алмазы. Там же присутствуют магнетит, хромшпинелиды, ильменит, рутил, циркон, апатит, пирит, ряд самородных металлов (Fe, Zn, Cu, Ag, Pb), т.е. те образования, которые встречаются в разных обстановках в кристаллах алмаза.

В.С.Зубков, И.К.Карпов и их соавторы [8, 12] на основе термодинамических расчетов компонентного состава системы C-H показали, что в P - T условиях верхней мантии устойчивы в основном тяжелые алканы (ациклические углеводороды $\text{C}_n\text{H}_{2n+2}$). В зоне перехода к нижней мантии они сменяются полициклическими ароматическими углеводородами.

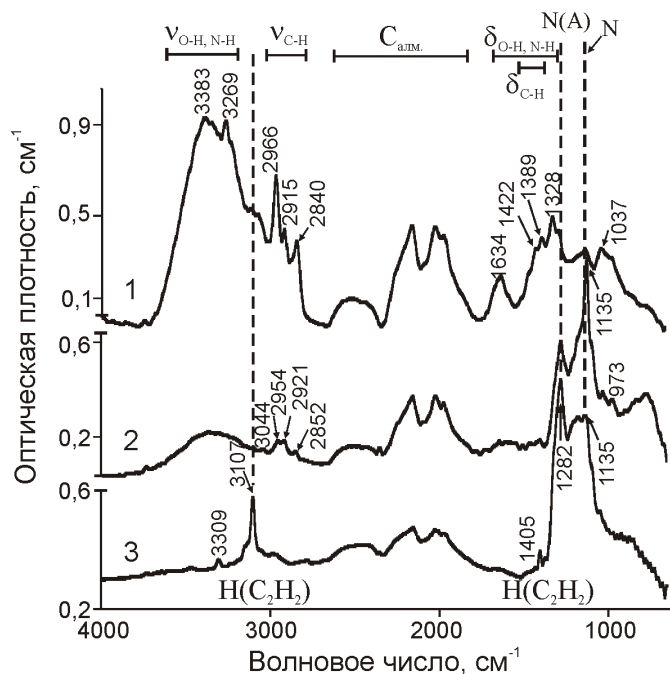


Рис. 2. Характерные ИК-спектры микроалмазов трех групп из метаморфических пород месторождения Кумды-Коль (Казахстан):

1, 2, 3 — ИК-спектры, отражающие основные разновидности спектров изученных кристаллов

Косвенное свидетельство органического источника вещества алмазов из кимберлитов и лампроитов — весьма неравномерное распределение или практически полное отсутствие алмазов в трубках. Как известно, трубки с промышленным содержанием алмазов составляют около 2%. Даже рядом расположенные трубки в соседних кустах, сложенные петрохимически сходными кимберлитами, резко различаются алмазонасностью: например, Айхал — крупное месторождение, а соседние трубки (Заря, Подтрапповая) практически пустые [6]. С одной стороны, такая неоднородность может быть обусловлена колониальным распределением биомассы в алмазоносном протолите. С другой, карбонатный источник может быть представлен мелкими обособлениями (капсулы), если, например, эклогитовая алмазоносная среда — продукт метаморфизма подушечных базальтов, в которых карбонат был в виде прокладок между подушками. Большее распространение азота и водорода в алмазах, связанных с обогащенными органикой метаморфизованными осадочными толщами (месторождение Кумды-Коль), служит еще одним обоснованием заимствования этих элементов из биогенной массы. Отсюда следует вывод, что ассоциация минералов-спутников, принадлежащих магматическим и метаморфическим породам, может быть критерием наличия P - T условий для образования алмазов, но в общем случае не является критерием продуктивности

ти среды, сходной по составу с алмазоносной. Временным критерием алмазоносности кимберлитов, в соответствии с правилом Клиффорда, должно служить присутствие следов древнейших (1 млрд. лет) высокобарических минералов.

Проблема условий кристаллизации алмаза.

Среди свойств алмаза, запечатленных в структурных дефектах кристаллов, наиболее информативны общее содержание и степень агрегации азота как показатели относительной температуры кристаллизации. Азот — самая распространенная изоморфная примесь в кристаллической решетке природных алмазов. Основные формы вхождения азота в алмаз — одиночные, спаренные и тетраэдрически сгруппированные атомы. Их обозначают соответственно как N-, A- и B-центры. Алмазы из кимберлитов и лампроитов как правило содержат азот в A- и B-формах при ничтожной (0,001%) доле N-формы. В кристаллах алмаза из метаморфических пород месторождения Кумды-Коль и подобных им преобладают N- и A-центры, а доля B-формы весьма мала.

На основе экспериментальных данных и использования уравнения Аррениуса проведены расчеты зависимости доли агрегированного азота в A- и B-формах, т.е. %NA [NA/(N+NA)] 100% и %NB [NB/(NB+NA)] 100%, от температуры, общего содержания азота в кристалле, а также от длительности его нахождения в определенных температурных условиях («условный возраст» алмаза) [38, 39]. Эти расчеты и построенные на их основе диаграммы [40] в настоящее время широко используются для оценки температуры алмазообразования.

Ранее автор данной публикации проанализировала распределение азота в нескольких тысячах кристаллов алмаза из 75 трубок и россыпей различных алмазоносных провинций Мира [26]. Было выделено шесть типов алмазных популяций, характеризующихся различными температурными условиями формирования и разным составом минеральных включений в кристаллах, относящихся к ультраосновной или эклогитовой ассоциациям. Характеристика распределения азотных центров в популяциях алмаза из месторождений различных алмазоносных провинций, районов и полей приведена в таблице. По сравнению с таблицей, опубликованной в работе [26], она дополнительно содержит новые авторские и литературные данные. Как видно из таблицы, низкоазотные алмазы популяций типа I характеризуются практически полной агрегацией азота %NB 85—95 и, следовательно, являются наиболее высокотемпературными по сравнению с популяциями других типов. Приняв условный возраст данных алмазов за 3 млрд. лет, получаем температуру кристаллизации порядка 1250 °C. Следовательно, можно заключить, что алмазы популяций типа I являются и самыми «глубинными» из всех рассматриваемых. Это подтверждается распространенностью в таких алмазах (район Джуи-

на в Бразилии, трубка Аргайл в Австралии) включений «сверхглубинных» минералов (мейджоритовый гранат, феррипериклаз, Mg-перовскит).

Популяции типов II и III характеризуются низкоазотными алмазами с разной степенью агрегации примеси. Для кристаллов популяций типа II, содержащих включения преимущественно эклогитовой ассоциации [26], степень агрегации азота и, следовательно, температура алмазообразования заметно выше, чем для кристаллов популяций типа III с включениями минералов ультрабазитов. По температуре формирования алмазы популяций типа III близки к среднеазотным кристаллам популяций типа VI с высокой степенью агрегации примеси, генезис которых не ясен. Помимо перечисленных выделяются еще два типа алмазных популяций: среднеазотная (IV) и высокоазотная (V), характеризующихся пониженной степенью агрегации азота в кристаллах. Данные по составу минеральных включений в алмазах популяций типов IV и V неоднозначны. Однако есть основания предполагать, что и те, и другие сформировались в эклогитовой среде [26]. При этом температура алмазообразования последовательно уменьшается от популяции III и VI к популяции IV и далее популяции V типов (рис. 3). Таким образом, алмазные популяции разных типов сформировались в разных средах и температурных условиях. По оценкам автора, разброс температур составил 200 °C и, соответственно, глубин до 80 км, исходя из наклона геотермы по работе [23].

Тенденции взаимосвязи типов примесей в алмазе с типами минеральных включений в алмазах разных популяций дают материал для более обоснованного суждения о модели геологической структуры среды алмазообразования. Так, среди алмазов кимберлитов и лампроитов земного шара выделяется лишь один тип популяций глубинных алмазов с включениями ультраосновной ассоциации и не менее двух типов популяций алмазов с включениями минералов эклогитовой ассоциации, различающихся между собой глубинами формирования (см. рис. 3). Наличие двух и более групп алмазов эклогитовой ассоциации, резко различающихся по общему содержанию азота, может быть обусловлено разным исходным содержанием примесей азота, углерода и водорода в базитовом слое земной коры, субдущированном в верхнюю мантию. В отличие от габброидов среди эффузивных базальтов океанической коры встречаются включения осадочных пород с азотсодержащим органическим веществом.

Наряду с азотными, водородные центры так же могут служить индикаторами условий образования алмаза. Благодаря своей высокой термической устойчивости, примесь водорода, захваченная алмазом непосредственно в процессе его кристаллизации, мало подвержена эпигенетическим преобразованиям. Согласно экспериментальным данным [16], в кристаллах алмаза с совершенной внутренней структурой

Характеристика кристаллов алмаза из трубок, россыпей и типы их популяций

Район, поле	Объект	<i>n</i>	<i>N</i> _{tot} , ppm	%NB	Тип популяции
<i>Восточно-Европейская платформа</i>					
Средний Урал	россыпи Койво-Вижайского района	44	958 99	26 10	IV
			474 61	52 18	(VI)
Северный Урал	россыпи Вишерского района	32	826 143	33 10	IV
Зимний Берег, Золотицкое поле	трубка Снегурочка	78	449 250	40 22	IV
	трубка им.Ломоносова	102	186 132	32 20	III
			892 159	19 11	(IV)
	трубка им.Карпинского-1	77	599 120	38 21	IV
			1365 145	23 8	(V)
	трубка Архангельская	39	1402 162	22 12	V
	трубка Поморская	159	1396 170	25 11	V
Зимний Берег, Верхотинское поле	трубка Волчья	57	146 101	29 23	III
			389 218	45 17	(IV)
	трубка им.Гриба	78	859 168	26 19	IV
			70 47	43 31	(III)
	трубка Юрасская	30	233 33	32 16	III
			857 142	30 12	IV
	трубка Степная	49	33 8	78 37	(II)
Терский Берег	трубка Ермаковская-7	31	112 89	70 32	II
<i>Сибирская платформа</i>					
Нижнеленский	россыпь Булкур	43	907 281	30 18	IV
			482 91	48 6	VI
Приленский	россыпь Конгломератовый	31	1537 97	27 15	(V)
			460 119	21 13	IV
			188 133	31 15	III
Анабарский	россыпь Верхнее Молодо	57	595 153	48 20	(VI)
			959 139	27 4	IV
	россыпь Холомолоох	17	1600 164	25 4	V
	россыпь Верхний Биллях	19	503 101	48 12	VI
	россыпь Средний Маят	81	430 120	51 15	VI
			1446 278	30 11	(V)
Мало-Ботуобинский	трубка Малокуонапская	60	732 111	19 15	IV
	трубка им.ХХIII съезда КПСС	62	752 118	19 5	IV
	трубка Спутник	34	589 110	26 10	IV
	трубка Интернациональная	57	743 114	24 4	IV
	трубка Мир	30	413 75	35 11	IV
	россыпь Солур	30	402 108	26±15	IV
	россыпь Ирелях	30	415 157	15±8	IV
	россыпь Горный	30	432 146	24 12	IV

Район, поле	Объект	<i>n</i>	<i>N_{tot}, ppm</i>	%NB	Тип популяции
Далдыно-Алакитский	трубка Зарница	36	203 123	31 19	III
			587 81	32 15	(IV)
	трубка Удачная	39	172 93	42 17	III
			688 131	28 14	(IV)
	трубка Айхал	35	133 44	38 10	III
	трубка Молодость-I		185 95	48 20	III
	трубка Сытыканская	32	184 104	38 18	III
	трубка Дальняя	35	122 70	41 19	III
	трубка Прогнозная	40	223 80	50 21	III
	трубка Краснопресненская	43	259 147	41 13	III
	трубка Комсомольская	39	242 103	40 17	III
			105 74	38 23	III
Среднеоленекский	трубка Юбилейная	90	486 187	25 20	(IV)
	трубка Ленинград	28	280 150	27 18	III
	россыпь Средняя Муна	30	221 96	41 34	III
			114 76	33 14	III
	россыпь Тюнг	30	515 100	33 19	(IV)
	трубка Заполярная	31	95 52	29 19	III
	трубка Поисковая	30	71 33	66 17	II
Африкано-Аравийская платформа					
Ботсвана	трубка Орапа*	118	175 88	66 10	II
			919 98	13 10	(IV)
	трубка Джваненг*	40	284 168	71 21	II
			850 200	24 12	(IV)
Поле Венеция, ЮАР	трубка Венеция*	271	175 125	66 21	II
			919 121	13 10	(IV)
Поле Претория, ЮАР	трубка Премьер*	131	161 136	70 22	II
			932 119	27 9	(IV)
Поле Постмасбург, ЮАР	трубка Финш*	89	59 27	34 12	III
Поле Ягерсфонтейн, ЮАР	трубка Робертс Виктор*	99	66 36	36 13	III
	трубка Ягерсфонтейн*	65	40 25	75 23	II
	трубка Коффифонтейн*	61	76 45	68 34	II
Гана	россыпь Биррим*	99	102 33	36 15	III
Намибия	россыпи Намибии*	56	382 266	71 43	II
Австралийская платформа					
Северные Территории	трубка Эктор*	47	148 80	32 21	III
Новый Южный Уэльс	россыпь Веллингтон*	112	687 214	60 29	VI
	россыпь Бингара*	75	399 242	60 34	VI
	россыпь Коуптон*	31	141 42	29 20	III
Западная Австралия	трубка Аргайл*	114	251 202	88 41	I

Район, поле	Объект	<i>n</i>	N _{tot} , ppm	%NB	Тип популяции
Северо-Американская платформа					
Северо-Западные Территории	трубка ДО-27	43	592 169	39 20	IV
	трубка Панда*	105	41 23	34 19	III
			363 215	85 39	(II)
	трубка Пойнт Лейк*	68	194 109	61 29	II
			811 99	11 3	(IV)
Онтарио	Вулканы Вава**	37	102 30	51 40	III
			419 30	24 30	(IV)
Альберта	трубка К-252*	113	122 95	79 55	II
			1504 236	29 13	(V)
Южно-Американская платформа					
Коромандель, Бразилия	россыпь Криминоза	32	504 119	57 9	VI
	россыпь Эспирито Санто	32	535 89	51 12	VI
	россыпь Грота до Пимпим	34	532 139	55 11	VI
	россыпь Имбе	32	504 131	63 11	VI
Южная Диамантина, Минас Жераис, Бразилия	россыпи р.Жекититонья с притоками и р.Абаете**	65	436 149	24 14	IV
			72 36	35 19	(III)
Северная Диамантина, Минас Жераис, Бразилия	россыпь Каете-Мирим**	12	521 189	19 8	IV
Лоскокитос, Венесуэла	россыпь Лоскокитос	52	778 143	67 12	VI
Гуаниамо, Венесуэла	Силлы Гуаниамо	51	768 180	69 19	VI
	россыпь Сентелла	40I	601 172	73 8	VI
	россыпь Чихуахуа	33	772 58	72 10	VI
	россыпь Куэбрада Гранде	40	802 70	70 8	VI
	россыпь Ринги-Ринги	33	692 67	63 3	VI
Джуина, Бразилия	россыпь Цикора	34	51 25	92 19	I
	россыпь Сорисо	36	31 15	87 11	I
	россыпь Сан Луис	31	93 21	92 12	I
	россыпь Вермело	33	111 29	90 21	I
Джуина, Бразилия	трубка Пандреа-1	59	65 55	92 14	I
	трубка Пандреа-2	106	61 45	91 12	I
	трубка Пандреа-3	53	53 35	90 14	I
	трубка Пандреа-6	85	56 38	89 13	I
	трубка Пандреа-7	60	47 36	90 17	I
	трубка Коллиер-4	60	78 35	67 19	I
	трубка Арипуана-1	60	69 44	85 12	I
Индостанская платформа					
Южная Индия	трубки группы Вайракарур	26	439 82	30 11	IV
			108 60	47 15	(III)
Восточная Индия	трубки группы Бехердих	16	669 197	36 8	IV
Хино-Корейская платформа					
Мьянма	россыпи Момейк и Зейндо *	114	736 136	32 19	IV

Примечание. *n* — число образцов; *N*_{tot} — среднее значение общего содержания азота и его среднеквадратическое отклонение в кристаллах данной популяции; %NB — среднее значение относительного содержания азота в В-форме и его среднеквадратическое отклонение; в графе «тип популяции» указаны основные и второстепенные (в скобках); по данным работ: * — [26], ** — [28, 29].

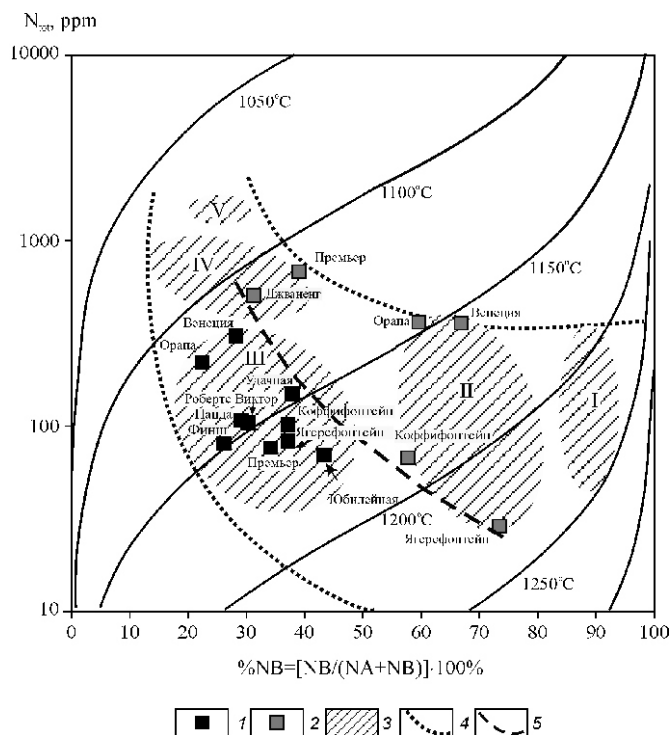


Рис. 3. Распределение алмазов с включениями ультраосновной и эклогитовой ассоциаций по общему содержанию и степени агрегации азота. С использованием литературных данных, обобщенных в работе [26]:

усредненные параметры распределения азота в алмазах с включениями: 1 — ультраосновной и 2 — эклогитовой ассоциаций; 3 — области алмазных популяций типов I—V; 4 — общие границы популяций; 5 — условная граница между алмазами ультраосновной и эклогитовой ассоциаций

(без признаков пластической деформации) водородные центры индифферентны к термическому воздействию вплоть до 2000 °C при времени отжига 2 часа и P 7 ГПа. С другой стороны, одиночные азотные атомы (N-центры) в сходных условиях эксперимента трансформируются, образуя пары — A-центры [7, 21]. Это обусловлено значительно большей прочностью связей C-H по сравнению с ординарными связями C-N. Различие свойств водородных и азотных центров в алмазе обусловлено их химической природой. Атом азота, близкий по свойствам к атому углерода, в алмазной кристаллической решетке изоморфно замещает углерод, образуя разнообразные по строению центры. В отличие от этого, водород в структуре алмаза образует лишь один вид дефектов, представленных C_2H_2 -центрами. Структурный водород, согласно данным ИК-спектроскопии, присоединен к атомам, имеющим двойную углеродную связь [22, 41]. По мнению Е.В.Соболева атомы водорода соединены с двумя соседними атомами углерода

НС СН, образуя так называемые виниленовые группы [22], по данным работы [41] атомы водорода

соединены с одним из двух углеродных атомов H_2C-C (винилиденовая группа).

В генетическом аспекте водородные центры в алмазе мало изучены. Впервые этот вопрос был рассмотрен автором ранее [3, 32]. В результате изучения более тысячи кристаллов различного габитуса и около ста ориентированных алмазных пластин установлена взаимосвязь между концентрацией водородных центров и формами роста кристаллов. Кристаллы и отдельные их зоны с волокнистым строением, обусловленным нормальным механизмом роста, обладают повышенной концентрацией водородных центров. В отличие от этого, послойно-октаэдрические формы роста характеризуются более низким (на 1—2 порядка) содержанием водородных центров. Такое распределение водорода в алмазах объяснимо, если принять допущение, что углеводороды алмазообразующей среды одновременно являются и источниками вещества алмаза, и источниками водородных центров в алмазе. Действительно, повышение содержания углеводородов с одной стороны приводит к пересыщению системы углеродом и, как следствие этого, образованию алмазов с волокнистым строением, а с другой — к увеличению концентрации водородных центров в алмазе.

С позиций теории роста кристаллов, примесь может активно влиять на механизм и форму роста алмаза. Примесь водорода в форме углеводородной молекулы или радикала, химически адсорбированная кристаллом, является «чужеродной» алмазу. Концентрируясь на поверхности кристалла, она блокирует послойное разрастание октаэдрической грани вплоть до его полного прекращения. При высоких содержаниях водорода в пересыщенной углеводородами системе, послойный рост кристалла может смениться нормальным. Это характерно, например, для округлых алмазов трубки им.Карпинского-I [32]. При значительно более высокой концентрации углеводородов нормальный рост кристалла может прекратиться на начальной стадии. Как следствие происходит образование большого числа микрористаллов, подобных алмазам месторождения Кумды-Коль. Таким образом данные по распределению водородных центров в природных кристаллах алмаза свидетельствуют о том, что наиболее вероятным источником структурного водорода в алмазе служат углеводороды, а не вода или химически инертная молекула H_2 .

Несмотря на разную кристаллохимическую сущность примесей водорода и азота, в природных кристаллах алмаза они почти всегда сосуществуют [25]. В отдельных случаях отмечается линейная положительная корреляция концентраций азотных и водородных центров, как например, в алмазах из трубок и россыпей Бразилии района Джуина, изученных автором (см. таблицу). В целом положительная корреляция между азотом и водородом в природных кристаллах алмаза носит более сложный нелинейный характер [25].

ИК-спектроскопическое изучение распределения структурных и фазовых примесей в нескольких десятках микроалмазов из месторождения Кумды-Коль позволило исследовать механизм и оценить температурный режим формирования водородных центров в этих кристаллах.

По характеру ИК-спектров изученных кристаллов размером 0,05—0,1 мм среди них можно выделить три группы (см. рис. 2): 1) представлена серо-зелеными и серовато-желтыми полупрозрачными индивидами кубического габитуса и неопределенной формы, характеризуется присутствием значительных концентраций фазовых примесей воды, предельных углеводородов и азотсодержащей органики (амины, соли аминов) и пониженным содержанием структурного азота (преимущественно в форме N-центров). Структурный водород в алмазах данной группы не зафиксирован (см. рис. 2, 1); 2) представлена главным образом полупрозрачными скелетными кристаллами желтого цвета, отличается от первой более значительной концентрацией азотных центров и, одновременно, более низким содержанием фазовых примесей, представленных в основном предельными углеводородами (см. рис. 2, 2). Водородные центры в кристаллах не зафиксированы; 3) состоит из прозрачных желтых кубических, октаэдрических и комбинационных кристаллов, содержит структурные примеси азота в А- и N-формах (NA N) и водорода (C_2H_2) при отсутствии значимых концентраций фазовых примесей предельных углеводородов и азотсодержащей органики (см. рис. 2, 3).

Наблюдаемое распределение структурных и фазовых примесей в кристаллах трех групп может быть объяснено следующим образом. В составе кристаллов первой группы преобладают фазовые примеси, содержащиеся в среде кристаллизации — предельные углеводороды, азотсодержащую органику, воду. Практическое отсутствие структурных примесей в этих кристаллах, по-видимому, обусловлено тем, что температура среды недостаточна для вхождения водорода и азота в решетку алмаза. Вероятно, кристаллы второй группы, характеризующиеся значительной концентрацией одиночных замещающих углерод азотных атомов, образовались при более высоких температурах, чем кристаллы первой группы. По оценкам В.Р.Тэйлора с соавторами [38] температура формирования кумдыкольских кристаллов, содержащих преимущественно азотные N-центры, составляет около 750 С. По-видимому данная температура еще недостаточна для образования водородных центров в алмазах второй группы. Дальнейшее повышение температуры приводит к тому, что и азот, и водород входят в кристаллическую решетку алмаза, в результате чего образуются кристаллы третьей группы. Согласно работе [38], температура их формирования составляет 950 С.

Таким образом, водородные центры в кумдыкольских алмазах образуются при относительно высокой

температуре (порядка 950 С и выше) одновременно с азотом в А-форме. Об этом свидетельствует четкая положительная корреляция ($R^2 0,73$) концентраций водородных и азотных А-центров (рис. 4) Основным источником структурной примеси водорода в алмазах из метаморфических пород (Кумды-Коль), так же как и в алмазах из кимберлитов и лампроитов, служат углеводороды.

Вероятной моделью формирования водородных центров H_2C С является присоединение метиленовых групп ($H_2C<$), образовавшихся при дегидрогенизации предельных углеводородов, к углеродным атомам растущей грани кристалла алмаза.

Азот в кристаллах алмаза в аспекте геологических проблем. Рассмотренные примесные центры в алмазе использовались для решения проблем на минеральном уровне. Однако общие статистические данные о распределении популяций алмаза с разной степенью агрегации азота могут дать информацию об особенностях глубинной структуры алмазоносной провинции и служить одним из доводов при выборе геодинамической модели региональной алмазоносной системы.

Для суждения об общих закономерностях или преобладающей позиции гипербазитов относительно эк-

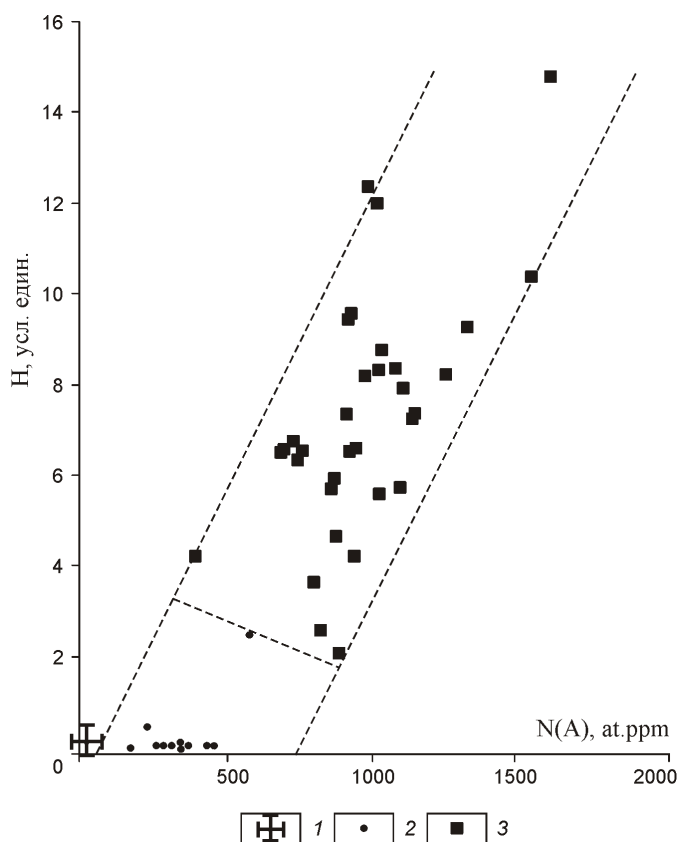


Рис. 4. Корреляция содержаний водородных и азотных А-центров в трех группах микрокристаллов алмаза из метаморфических пород месторождения Кумды-Коль:

1—3 — кристаллы соответственно номерам групп

логитов, вмещающих на глубине алмазы, а также об изменчивости температуры в пространстве необходим статистически представительный материал. Из диаграммы (см. рис. 3) следуют две важные особенности распределения азота в алмазах. Во-первых, выделяются как минимум две группы алмазов эклогитовой ассоциации. В одной из групп содержания азота сопоставимы с содержаниями азота в алмазах перидотитовой ассоциации, а в другой значительно их превосходят. Во-вторых, в разных алмазоносных провинциях при равном содержании азота в кристаллах степень его агрегации заметно выше в алмазах эклогитовой ассоциации, по сравнению с перидотитовой [26]. Это согласуется с представлениями о слоистой структуре алмазоносной мантии. Так как при фиксированном общем содержании азота в кристаллах степень его агрегации коррелирует с температурой и давлением, то можно заключить, что в глубинной структуре отмеченных провинций эклогитовые (апобазитовые) слои находились ниже перидотитовых. Подобная ситуация рассматривается в разных структурных и геодинамических моделях. Для выбора наиболее предпочтительной из них необходимо привлечение дополнительных данных, и в первую очередь — латеральной зональности распределения популяций алмаза совместно с общей минерагенической зональностью провинции.

Залегание эклогитов под гипербазитами в литосферной мантии ранее рассматривалось в модели, предложенной С.Хаггерти [31]. При этом указывалось, что эклогиты не могли быть получены путем частичного плавления безводного гранатового лерцолита при очень высоких давлениях. По мнению С.Хаггерти, возникновение эклогитов могло происходить на ранних стадиях развития архейской коры и литосферы, когда выплавленные базальты переходили в результате метаморфизма в эклогиты с последующей их гравитационной отсадкой. Возраст сопутствующих алмазов считается близким возрасту самих эклогитов. Образование алмаза регулировалось фугитивностью кислорода в комплексе летучих (H_2O и CO_2), выделяющегося при плавлении гранатового лерцолита. Субдукционная природа эклогитов С.Хаггерти не рассматривалась, как и структурные формы, в которых реализовался механизм их гравитационной отсадки.

В отличие от представлений С.Хаггерти залегание эклогитового глубинного слоя мантии под перидотитовым слоем может рассматриваться как следствие субдукции земной коры. В конечном итоге не метаморфизм приводит к гравитационной отсадке базитовой части литосферы, а погружение базитов в зоне субдукции приводит к их метаморфизму, превращению в эклогиты. В субдукционной концепции формирования алмазоносной среды (протолита для кимберлитов и лампроитов) в литературе обсуждаются две модели. Одна из них рассматривает погружение

базальтоидных слоев земной коры по классической модели тектоники плит, а именно в виде слэба (пластина) под действием силы тяжести. Наиболее подробно эта модель описана О.Г.Сорохтиным в работе [23]. Подъем кимберлита в виде трубок по этой модели берет начало в мантии с глубин около 250 км. Другая модель, предложенная А.Н.Барышевым [2], рассматривает субдукцию как краевой эффект ячейки конвекции или адвекции. При этом погружение базитового и гипербазитового слоев литосферы осуществляется не в виде слэба, а в виде сжатой синклинали. Если перидотиты и базиты, превращенные при метаморфизме в эклогиты, принадлежали единой офиолитовой ассоциации, в которой гипербазиты первоначально находились в ее основании, то в синклиналеобразной зоне субдукции эта ассоциация присутствует как в нормальном, так и в перевернутом залегании. В ядре субдуцированной синклинали погруженные базитовые слои находятся в состоянии метастабильной гравитационной неустойчивости по отношению к гипербазитам (например, гранатовым лерцолитам). Значительно позже, чем происходит алмазообразование, неустойчивость реализуется в подъем алмазоносной среды при увеличении наклона и соответственно вертикальной мощности слоя меньшей плотности в смыкающем крыле флексуры. Подъем алмазоносной среды осуществляется в виде фрактальной системы, в которой на крупном волнообразном поднятии вырастает серия мелких, а далее на мелком — серия еще более мелких, в конечном итоге, представляющих кимберлитовые трубки. Таким образом, вторая субдукционная модель, в отличие от первой, предлагает естественные причины доставки фрагментов глубинной алмазоносной среды к земной поверхности.

Дополнительным материалом для характеристики латеральных особенностей строения алмазоносной провинции в общей ее геологической модели может служить зональное распределение популяций алмаза. Для Сибирской платформы оно рассмотрено автором в работе [26]. Ранее Ф.В.Каминский на Сибирской платформе выявил зональность в размещении алмазов различного габитуса, а также различных по составу кимберлитовых и родственных кимберлитам пород [10].

Распределение типов популяций алмаза в плане алмазоносной провинции Якутии показано на рис. 5. Популяции алмаза с наибольшей степенью агрегации азота, которые для Сибири являются наиболее высокотемпературными, встречаются в Муно-Тюнгском районе (трубка Поисковая). Эта территория совпадает с резким возрастанием (до 57 км) вертикальной мощности кристаллической земной коры, отмеченной в работе [18]. Увеличение мощности коры при сопутствующем подъеме геотермы (судя по степени агрегированности азота в алмазе) может свидетельствовать о компенсационном подъеме плотных глубинных нагретых масс, в т.ч. астеносферы, т.е. со-

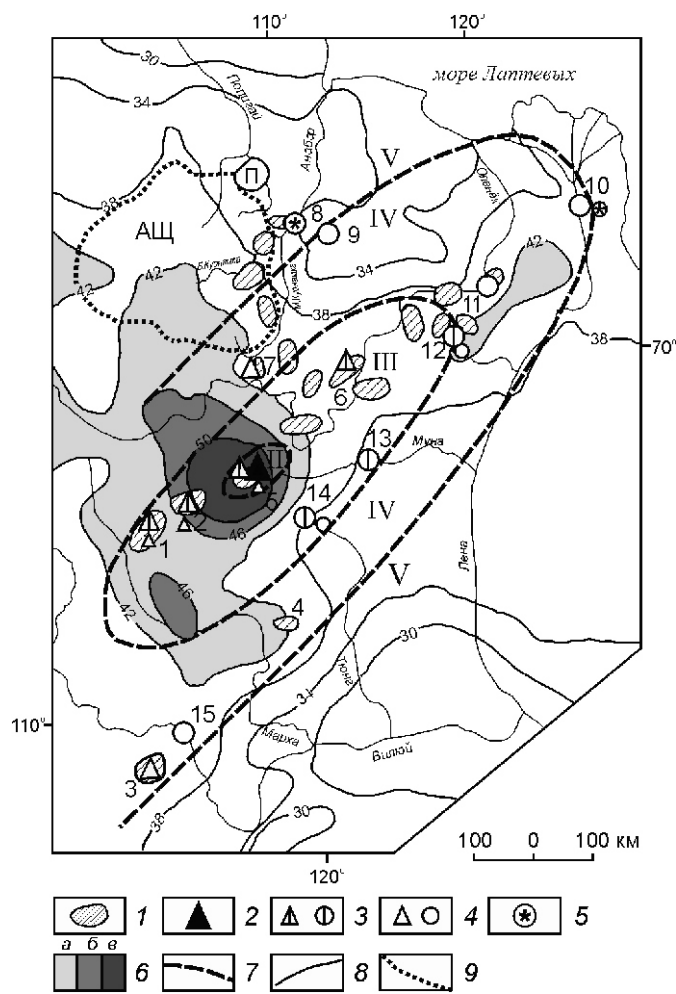


Рис. 5. Зональное размещение популяций алмаза и мощность кристаллической земной коры Якутии:

1 — контуры известных кимберлитовых полей; типы популяций алмаза в трубках кимберлитовых полей (треугольники) и россыпях (кружки): 2 — II, 3 — III, 4 — IV, 5 — V типы (крупный знак — главная популяция, мелкий — второстепенная); 6 — области с мощностью литосферы (в км): а — 42—46, б — 46—50, в — 50; 7 — контуры областей (зон) с разными типами главных популяций алмаза; 8 — изопакеты кристаллической земной коры по работе [18]; 9 — контур Анабарского щита (АЩ); П — Попигайская структура взрывных брекчий; кимберлитовые поля, рассмотренные автором: 1 — Алаakit-Мархинское, 2 — Далдынское, 3 — Мирнинское, 4 — Накынское, 5 — Мунское, 6 — Укуитское (Восточно-Укуитское), 7 — Куранахское; поля россыпей: 8 — Нижнезбеляхское, 9 — Верхнезбеляхское, 10 — Нижнеленское, 11 — Кютюнгинское, 12 — Молодо-Далдынское, 13 — Среднемунское, 14 — Верхнетюнское, 15 — Ботуобинско-Вилуйское

четание максимальных температур на глубине с областью проседания земной коры может отражать подъем глубинных масс большой плотности, сопровождаемый просадкой литосферы за счет оттока промежуточных масс. Это соответствует модели ман-

тийного диапиризма или «плюмообразования», т.е. восходящему потоку в центральной части конвективной (адвективной) ячей. Такая картина не согласуется с упомянутой выше моделью С.Хаггерти, в которой центр алмазоносной провинции характеризуется опусканием геотермы и астеносферы.

Итак, пространственная вертикальная и латеральная зональность в распределении алмазных популяций дают материал для обоснования геологической модели алмазообразования в фундаменте древних платформ. Алмазоносный протолит образуется за счет субдупирования толщ земной коры, стремящихся к центру ячейистого мантийного диапира в виде краевой опрокинутой синклинали.

Вместе с тем особенности петрохимического состава среды могут отражать ее позицию в общей первичной зональности геологических формаций с разным присутствием органики, которое непосредственно не наблюдается в алмазоносных глубинных толщах Земли. На это могут указывать косвенные данные. Например, для Архангельской алмазоносной провинции О.А.Богатиков и его соавторы установили по минералам-спутникам, что эколгитовая (базитовая) среда сопровождается большей алмазоносностью, если содержание в ней TiO_2 ограничено (как правило 2%) [4]. Причины такой зависимости могут быть различны. С позиции субдукционного происхождения базитов алмазоносной среды одно из возможных объяснений отмеченной закономерности — разное содержание органики в базальтоидных формациях. Как показали исследования Е.П.Ширая [27], в бассейнах прошлого базальты в однородной толеит-базальтовой формации более обогащены титаном по сравнению с базальтами риолит-базальтовой формации. Толеит-базальтовая формация характеризуется более глубоководными условиями и большей удаленностью от берега, а, следовательно, меньшим относительным содержанием биомассы по сравнению с риолит-базальтовой. При таком подходе содержание титана в кимберлитах можно рассматривать как косвенный критерий алмазоносности.

Азот и водород в кристаллах алмаза в прогнозно-поисковом аспекте. Данные по содержанию структурных примесей азота и водорода в алмазах представляют интерес не только в генетическом плане, но и с точки зрения решения прогнозно-поисковых задач. Это обусловлено тем, что распределение азотных и водородных центров в кристаллах служит типоморфной характеристикой алмаза, т.е. позволяет идентифицировать группы кристаллов из разных объектов. На основе этого по свойствам алмазов из россыпей можно получить информацию об их коренных источниках, что по существу является разновидностью шлихоминералогического метода поисков.

Несмотря на то, что находки алмазов в россыпях являются прямым признаком алмазоносного объекта, далеко не всегда они свидетельствуют о наличии в

исследуемом районе новой, еще не выявленной трубки. В районах с известными проявлениями россыпной и коренной алмазности этот вывод может быть сделан на основе сопоставления соответствующих алмазов из россыпей и имеющих коренных источников. Например, в Муно-Тюнгском районе Якутии алмазы россыпи среднего течения р.Муна представлены преимущественно популяцией типа III, что сближает их с кристаллами полупромышленной трубки Заполярная, расположенной в верховьях р.Муна (см. таблицу и рис. 5). В связи с этим можно предполагать, что кристаллы трубки Заполярная и ей подобных, могли послужить коренным источником алмазов из россыпей среднего течения р.Муна.

Кристаллы алмаза из россыпи верховьев р.Тюнг представлены двумя популяциями: главной низкоазотной (тип III) и высокоазотной (тип IV). Высокоазотная популяция не встречена среди алмазов из других россыпей и известных трубок Муно-Тюнгского района (см. таблицу и рис. 5). Это позволяет прогнозировать в бассейне р.Тюнг наличие новой кимберлитовой трубки, содержащей алмазы популяций типа IV.

Иная картина наблюдается в бассейне р.Малая Ботубоя (правый приток р.Вилуй) в отношении алмазов из трубки Мир и россыпей Ирелях, Солур и Горный. Все сопоставляемые кристаллы представлены популяциями типа IV и в основном сходны между собой (см. таблицу и рис. 5). Таким образом, данные по распределению азота в алмазах не указывают на наличие в рассматриваемом районе еще не выявленной алмазности трубки.

В ряде районов, например, на Северо-Востоке Якутии имеются богатые россыпи алмаза при неустановленных высокопродуктивных коренных источниках, питающих эти россыпи. Наличие «аномальных», не свойственных данному району популяций алмаза, позволяет прогнозировать в Лено-Анабарском междуречье несколько локальных источников алмаза кимберлитового или лампроитового типов. Как видно из таблицы и рис. 5, в россыпях Северо-Востока Якутии повсеместно присутствуют «фоновые» популяции типов V и VI. Помимо этого в россыпи Верхнее Молодо (левобережье р.Лена) автором установлена алмазная популяция типа III, широко распространенная в трубках Центральной Якутии (главным образом в Далдыно-Алакитском районе). Это позволяет предположить наличие в верховьях р.Молодо новой кимберлитовой трубки с алмазами, подобными алмазам Далдыно-Алакита (см. таблицу и рис. 5).

Среди алмазов из россыпей рек Маят, Биллях и Эбелях правобережья р.Анабар «аномальная» популяция алмаза типа IV выявлена в верховьях р.Маят, что указывает на существование локального коренного источника, подобного трубке Малокуонапская Анабарского или трубкам Мало-Ботубобинского районов Якутии.

Как было показано автором [3, 32], распределение примесей азота и водорода в кристаллах взаимосвязано с характером их внутреннего строения, которое может быть послойно-октаэдрическим, волокнистым и комбинированным (слои – волокна). При этом повышенные концентрации водорода, сопровождающиеся относительно низкими содержаниями азота в агрегированной форме (В-центры), указывают на волокнистое или зонально-секториальное внутреннее строение кристаллов, присущее алмазам низкого ювелирного качества. Таким образом на основе изучения распределения примесных центров в выборке кристаллов из россыпи можно предварительно судить о качестве алмазов их коренного источника. Как было замечено Е.В.Соболевым [21] все известные алмазы-гиганты массой несколько сотен карат являются «безазотными». На основании этого повышенное содержание «безазотных» индивидов в алмазах россыпи позволяет ожидать, что в еще не выявленных трубках будут встречены крупные кристаллы.

Итак, свойства алмаза, запечатленные, прежде всего, в примесях и дефектах его кристаллической решетки совместно с тектоническими и геолого-структурными особенностями локализации алмазных месторождений позволяют сделать заключение об очень длительной истории их формирования. В этой истории, по крайней мере, главная часть алмазов кристаллизовалась в субдуцированных толщах задолго до кимберлитового магматизма. Данные по распределению азота и водорода в кристаллах с учетом особенностей изотопного состава углерода позволяют в качестве главного источника алмаза считать смешение биогенной массы с вмещающим ее карбонатом. Колониальное размещение биогенной массы в протолите может быть одной из основных причин чрезвычайно разного содержания алмазов, вплоть до их отсутствия, в рядом расположенных трубках.

Автор благодарит Ф.В.Каминского, О.Д.Захарченко, В.А.Печникова, Н.Н.Зинчука, В.И.Коптиля, А.В.Герасимчука, В.К.Гаранина за предоставление кристаллов алмаза для исследований, А.Н.Барышева за консультации и обсуждение вопросов, связанных с геодинамикой алмазоносных систем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бартошинский З.В., Бекеша С.Н., Винниченко Т.Ф. и др. Газовые примеси в алмазах Якутии // Минералогический сборник Львовского ун-та. 1987. № 47. Вып. 1. С. 25—32.
2. Барышев А.Н. Периодическое размещение алмазоносных систем и смежные проблемы геологии алмазов // Отечественная геология. 2006. № 6. С. 20—35.
3. Блинова Г.К. Структурные примеси как индикаторы механизма роста природных кристаллов алмаза // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294. № 4. С. 868—871.
4. Богатиков О.А., Кононова В.А., Каргин А.В., Носова А.А. Петролого-геохимические критерии формирования месторождений алмаза в кимберлитах // Мат-лы XXI Междунар. науч. конф. «Фундаментальные про-

- блемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении». —М., 2010.
5. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). —М.: ЗАО «Геоинформ-марк», 2000.
 6. Ваганов В.И. Проблемы методологии прогнозирования сверхкрупных коренных месторождений алмазов // Руды и металлы. 2005. № 6. С. 5—16.
 7. Геология и генезис алмазных месторождений / Под ред. Б.М.Зубарева. —М., 1989.
 8. Зубков В.С. Рудная минерализация в нафтидах // Отечественная геология. 2010. № 3. С. 60—66.
 9. Казицына Л.А., Куплетская Н.Б. Применение УФ-, ИК- и ЯМР-спектроскопии в органической химии. —М.: Высшая школа, 1971.
 10. Каминский Ф.В. Зональность размещения кимберлитовых (разнофациальных) и родственных им пород на Сибирской платформе // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204. № 4. С. 1187—1190.
 11. Каминский Ф.В., Кулакова И.И., Оглоблина А.И. О полициклических ароматических углеводородах в карбонадо и алмазе // Докл. АН СССР. 1985. Т. 283. № 4. С. 985—988.
 12. Карпов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н., Бычинский В.А. Ремейк термодинамической модели системы С-Н Э.Б.Чекалюка // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 222—225.
 13. Кошевой В.В., Ройзенман Ф.М. Микроорганизмы в архейских графитовых породах Алданского щита // Известия вузов. 1989. Геология и разведка. № 6. С. 18—24.
 14. Кулакова И.И., Оглоблина А.И., Руденко А.П. и др. Полициклические ароматические углеводороды в минералах-спутниках алмаза и возможный механизм их образования // ДАН СССР. 1982. Т. 267. № 6. С. 1458—1460.
 15. Кулакова И.И. Работы профессора Александра Прокофьевича Руденко в области химии углерода // Синергетика. Тр. конференции «Самоорганизация и синергетика». Т. 8. —М., 2006. С. 50—65.
 16. Куприянов И.Н., Пальянов Ю.Н., Шацкий П.С. и др. Исследование трансформации водородсодержащих центров в алмазе при высоких *P-T* параметрах // Докл. РАН. 2006. Т. 406. № 2. С. 230—235.
 17. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). —Миасс: Геотур, 1999.
 18. Ротман А.Я., Манаков А.В. Петрология, геотектоника и алмазоносность кимберлитовой формации Сибири // Смирновский сборник. 2007. Фонд им.акад.В.И.Смирнова. —М., 2007. С.155—182.
 19. Сидоренко С.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 277. —М.: Наука, 1975.
 20. Сиротин В.И., Жабин А.В. О биологических формах в породах архея и раннего протерозоя Курской магнитной аномалии и Кольского полуострова // Докл. РАН. 2008. Т. 419. № 3. С. 378—380.
 21. Соболев Е.В. Тверже алмаза. —Новосибирск: Наука, 1989.
 22. Соболев Е.В., Лисойван В.И. Примесные центры в алмазах // Тезисы VIII отчетной науч. конф. —Новосибирск, 1971. С. 60—61.
 23. Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов. —М.: Наука, 2004.
 24. Хачатрян Г.К. Типоморфизм алмазов Якутии по данным ИК-спектроскопии / Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА». Современное состояние, перспективы, решения. —Мирный, 2003. С. 322—326.
 25. Хачатрян Г.К. Азотные и водородные центры в алмазе, их генетическая информативность и значение для решения прогнозно-поисковых задач // Руды и металлы. 2009. № 4. С. 73—80.
 26. Хачатрян Г.К. Типизация алмазов из кимберлитов и лампроитов по распределению азотных центров в кристаллах // Руды и металлы. 2010. № 2. С. 46—60.
 27. Ширай Е.П. Вулканогенные формации медноколчеданных районов (сравнительный анализ формаций как основы прогнозирования медноколчеданных месторождений) // Автореф. дис....д-ра геол.-минер. наук. —М., 1981.
 28. Chaves M.L.S.C., Karfunkel J., Hoppe A., Hoover D.B. Diamonds from the Espinhaco Range (Minas Gerais, Brazil) and their redistribution through the geological record // Journal of South American Earth Sciences. 2001. Vol. 14. № 3. Pp. 277—289.
 29. De Stefano A., Lefebvre N., Kopylova M., Enigmatic diamonds in Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa Southern Ontario, Canada // Contr. Mineral Petrol. 2006. Vol. 151. Pp. 153—173.
 30. Eldridge C.S., Compstone W., Williams I.S., et. al. Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation // Nature. 1991. Vol. 353. Pp. 649—653.
 31. Haggerty S.E. Diamond genesis in a multiply model // Nature. 1986. Vol. 320. Pp. 34—38.
 32. Kaminsky F.V., Khachatryan G.K. The relationship between the distribution of the nitrogen impurity centres in diamond crystals and their internal structure and mechanism of growth // Lithos. 2004. Vol. 77. № 1—4. Pp. 255—271.
 33. Khachatryan G.K., Kaminsky F.V. «Equilibrium» and «non-equilibrium» diamonds from deposits in the East European platform, as revealed by infrared absorption data // Canad. Mineral. 2003. Vol. 41. Pp. 171—184.
 34. Rollinson H. Early Earth systems: A geochemical approach. Oxford; Carlton: Backwell Publ. 2007.
 35. Schidlowski M. Application of stable carbon isotopes to early biochemical evolution on Earth // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1987. Vol. 15. Pp. 47—72.
 36. Schulze D.J., Valley J.S., Viljoen K.S., Spicuzza M.J. Oxygen isotope composition of mantle eclogites // 8th International Kimberlite Conference Long Abstract. Victoria. Canada. 2003. 0188.
 37. Sharp W.E. A plate tectonic origin for diamond-bearing kimberlites // Earth Planet. Sci. Lett. 1974. Vol. 21. Pp. 351—354.
 38. Taylor W.R., Canil D., Milledge H.J. Kinetics of Ib to IaA nitrogen aggregation in diamonds // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. Vol. 60. Pp. 4725—4733.
 39. Taylor W.R., Jaques L.A., Ridd M. Nitrogen-defect aggregation characteristics of Australian diamonds: Time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds // Amer. Miner. 1990. Vol. 75. Pp. 1290—1310.
 40. Taylor W.R., Gurney J.J., Milledge H.J. Nitrogen aggregation and cathodoluminescence characteristics of diamond from the Point Lake kimberlite pipe, Slave province. NWT. Canada In: Sixth Internat. Kimberlite Conf. Extended Abstr. —Novosibirsk, 1995. Pp. 614—616.
 41. Woods G.S., Collins A.T. Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in Type I diamonds // J. Phys. Chem. Solids. 1983. Vol. 44. № 5. Pp. 471—475.

Особенности распределения рудных и редкоземельных элементов в породах и рудах Шерловогорского оловополиметаллического месторождения (Забайкальский край)

Б.Н.АБРАМОВ (Институт природных ресурсов, экологии и криологии Сибирского отделения (ИПРЭК СО) РАН; 672014, г. Чита, ул. Недорезова, д. 16а, а/я 521)

На Шерловогорском оловополиметаллическом месторождении выделены две минеральные ассоциации: кварц-турмалиновая и сульфидная. В сульфидной ассоциации TR 15,47 г/т; содержания Zn достигают 21,8%; As 9,3%; Pb 2,1%; Cu 15,7%. В рудах кварц-турмалиновой ассоциации TR 167,60 г/т; As 5,1%; Pb 4%; Zn 1%. Распределение редкоземельных элементов показывает наличие европиевого минимума в рудоносных кварцевых порфирах и кварц-турмалиновых метасоматитах. Отличия в распределении рудных и редкоземельных элементов в рассматриваемых ассоциациях указывают на разные источники их образования.

Ключевые слова: Шерловогорское месторождение, рудные и редкоземельные элементы.

Абрамов Баир Намжилович, b_abramov@mail.ru

Peculiarities of distribution ore and rare-earth elements in rocks and ores of the Sherlovogorsky tin-polymetallic deposit (Transbaikalian region)

B.N.ABRAMOV

On the Sherlovogorsky tin-polymetallic deposits are allocated two mineral associations: quartz-tourmalinic and sulphidic. In the last the sums rare-earth elements makes TR 15,47 г/т; contents Zn achieve 21,8%; As 9,3%; Pb 2,1%; Cu 15,7%. In ores of quartz-tourmalinic association TR 167,60 г/т; As 5,1%; Pb 4%; Zn 1%. REE distribution shows presence a europium minimum in ore-bearing quartz porphyries and quartz-tourmalinic metasomatites. Differences in distribution ore and rare-earth elements in considered associations specify different sources of their formation.

Key words: the Sherlovogorsky deposit, ore and rare-earth elements.

Шерловогорское оловополиметаллическое месторождение расположено в зоне Восточно-Агинского глубинного разлома, разделяющего Агинскую и Аргунскую структурно-формационные зоны Восточного Забайкалья. В пределах Шерловогорского рудного поля основные рудоконтролирующие тектонические структуры представлены системой меридиональных и северо-восточных разломов. На Шерловогорском месторождении выделены два основных рудных участка — Сопка Большая и Восточное полиметаллическое поле (рис. 1). Основные оловянные рудные залежи участка Сопка Большая, приуроченные к флюидно-эксплозивным брекчиям в интрузии кварцевых порфиров, практически полностью отработаны. Тело брекчий — перевернутый конус, вытянутый вдоль меридионального разлома, длиной 230 м, шириной 80 м. Вершина конуса уходит на глубину до 230 м. Обломки и цемент брекчий представлены в основном кварцевыми порфирами. Размер обломков 1—3 см, цемента 1,0—0,3 мм. Цемент брекчий кварц-турмалинового состава. В обломках встречаются граниты, гранит-порфиры, диориты. С востока к участку Сопка Большая примыкает участок Восточное полиметаллическое поле, характеризующийся повышенными содержаниями свинца и цинка [4] (см. рис. 1).

На участке Сопка Большая оловорудная минерализация локализована в штокверковых зонах северо-

восточного и меридионального направлений. Размеры штокверков по длинной оси достигают 940 м, по короткой — 400 м. Содержание олова — от сотых долей до первых единиц процента. Касситерит в рудных зонах тонковкрапленный и неравномерно распределен. Отложение олова в штокверке сопровождалось турмалинизацией, окварцеванием и сульфидизацией. На месторождении встречаются участки метасоматически измененных пород кварц-турмалинового состава.

При отработке месторождения промышленными считались руды с содержанием Sn 0,1%. Участки с такими содержаниями носили прерывистый характер и тяготели к зонам тектонических нарушений.

Восточное полиметаллическое поле характеризуется повышенными содержаниями Pb и Zn. Длина рудной залежи 1800 м, ширина 500 м, глубина до 80 м. Главные рудные минералы — галенит и сфалерит. Концентрации этих минералов увеличиваются вблизи контакта кварцевых порфиров с палеозойскими интрузиями основного состава. Оловянная минерализация здесь представлена, преимущественно, мелкорассеянной вкрапленностью касситерита, жилами и прожилками касситерита [9]. Наиболее распространенные рудные минералы — арсенопирит, халькопирит, сфалерит, пирит, реже марказит, пирротин, галенит, ильменит, касситерит. Редкие мине-

ралы — висмутин, блёклая руда, тетрадимит, леллингит. Вторичные рудные минералы представлены гидроксидами железа, скородитом, ковелином, азурином, гидроксидами железа, церусситом.

На Шерловогорском месторождении выделяются две минеральные ассоциации: турмалин-сульфидная (наиболее ранняя) и сульфидная [4]. Турмалин-сульфидная ассоциация локализуется в зоне меридио-

нального разлома и представлена кварцем, турмалином, топазом, флюоритом, касситеритом, арсенопиритом и пиритом. Повышенные содержания касситерита приурочены к взрывным брекчиям. Основные промышленные концентрации олова связаны с данной ассоциацией. В восточной части участка Сопка Большая наблюдается наложение полиметаллической минерализации на оловянную.

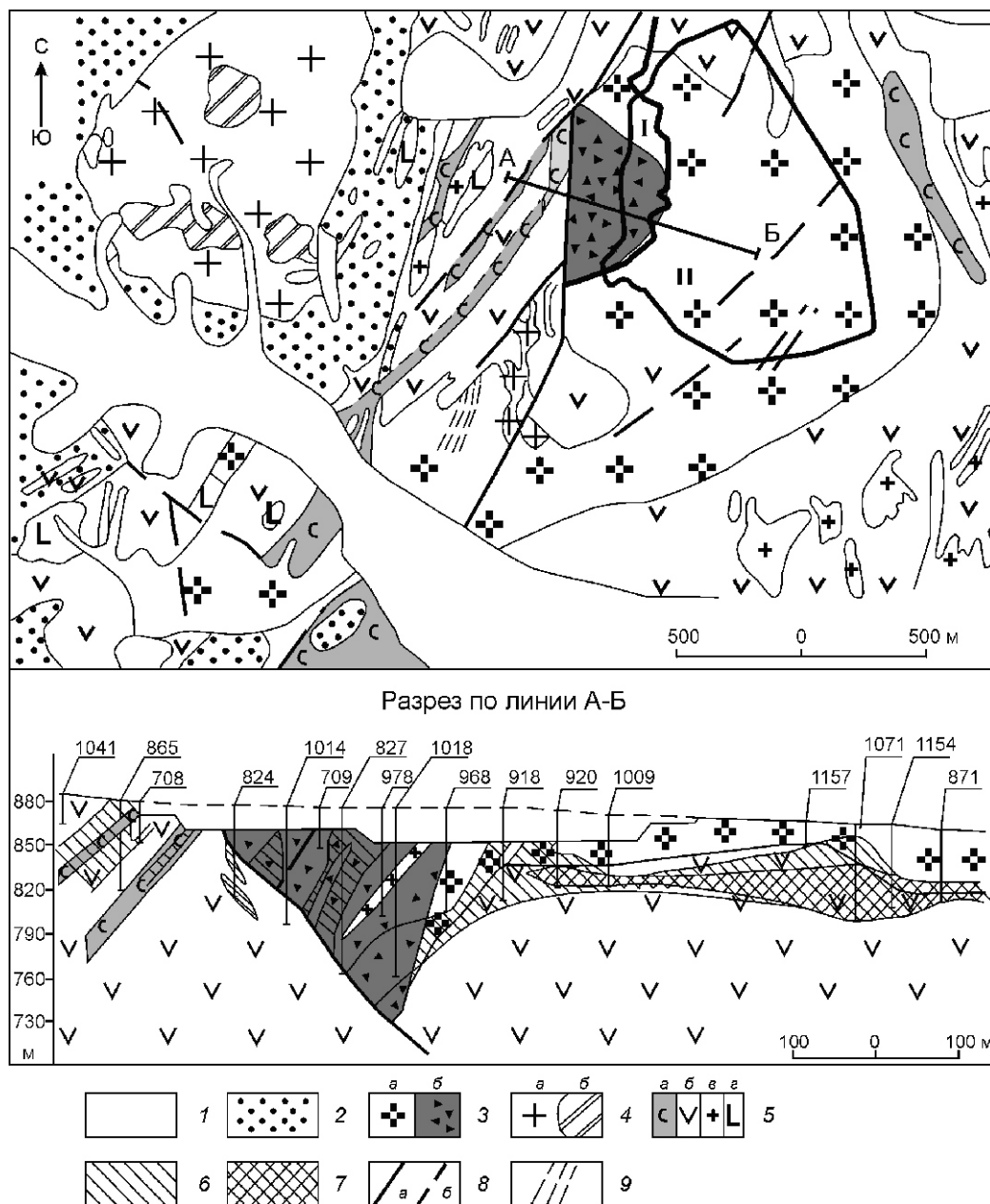


Рис. 1. Схема геологического строения Шерловогорского оловополиметаллического месторождения (построена с использованием данных В.А.Гущина, 1981) и геологический разрез по линии А-Б:

1 — четвертичные отложения; 2 — каменноугольная песчано-сланцевая толща; интрузии: 3 — меловые: а — кварцевые порфиры и б — взрывные брекчии, 4 — юрские кукульбейского комплекса (Шерловогорский массив), граниты: а — мелкозернистые и б — крупнозернистые порфировидные; 5 — палеозойские: а — серпентиниты, б — диориты, в — плагиограниты, г — пирокластические и эффузивные породы; участки с промышленными содержаниями полезного компонента: б — олова, 7 — полиметаллов; 8 — тектонические нарушения: а — достоверные и б — предполагаемые; 9 — зоны трещиноватости; рудные участки Шерловогорского месторождения: I — Сопка Большая, II — Восточное полиметаллическое поле; цифры на разрезе — номера скважин

Сульфидная ассоциация отмечена преимущественно в пределах Восточного полиметаллического поля и представлена касситеритом, арсенопиритом, пиротином, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом, блёклой рудой, марказитом.

Оловорудная минерализация связана с процессами формирования кварцевых порфиров, которые залегают среди палеозойских диоритовых порфиров и по форме представляют собой асимметричный лакколит, наклоненный на восток под углом 70—80°. Мощность лакколита в западной части 200 м, в восточной — 1500 м. Абсолютный возраст кварцевых порфиров — 136—153 млн. лет, что соответствует поздней юре—раннему мелу [6]. Предшествующие исследователи описали кварцевые порфиры как онгониты, являющиеся поздними дифференциатами редкометалльных интрузий [2]. Для выявления степени дифференциации магматических очагов гранитов, к числу наиболее используемых значений относится Rb/Sr. Установлено, что Rb/Sr 0,3 характерно для примитивных гранитов, Rb/Sr 0,3 — для всех редкометалльных и дифференцированных гранитов I и S-типов [8]. Анализ Rb/Sr указывает на то, что в районе месторождения наиболее дифференцированные — магматические источники кварцевых порфиров Сопка Большая, где значения этих соотношений изменяются от 10,65 до 16,85. Менее дифференцированные — магматические источники юрских гранитов кукульбейского комплекса (табл. 1).

Наиболее информативные характеристики степени дифференциации очагов интрузивных образований и их источников — редкоземельные элементы. Онгониты характеризуются резко пониженными значениями европиевого минимума [8]. Распределение редкоземельных элементов в породах Шерловогорского месторождения показывает наличие низких значений европиевого минимума как в безрудных, так и в рудоносных кварцевых порфирах, кварцево-турмалиновых метасоматитах (табл. 2, рис. 2). Кварцевые порфиры с наложенной свинцово-цинковой минерализацией характеризуются повышенными содержаниями суммы редкоземельных элементов (ΣTR 167,60) и тяжелых лантаноидов ($\Sigma \text{Gd-Lu}$ 64,60), кварцевые порфиры с оловянной минерализацией — низкими содержаниями редкоземельных элементов (ΣTR 15,47; $\Sigma \text{Gd-Lu}$ 4,40). Это свидетельствует о том, что источники оловянной и свинцово-цинковой минерализаций разные.

Кварц-турмалиновые метасоматиты Шерловогорского месторождения характеризуются пониженными значениями европиевого минимума. Аналогично подобным образованиям в оловорудных месторождениях Дальнего Востока это можно объяснить тем, что турмалины поздних низкотемпературных гидротермальных стадий рудного процесса имеют отрицательную европиевую аномалию [3].

Основные рудные минералы Шерловогорского месторождения — носители ряда рассеянных элементов. В мономинеральных фракциях установлены In, Ga, Cd, Sc, Nb, Bi, Ag, Au и др. (табл. 3). В оловянном концентрате при содержании Pb >1% отмечались содержания Ag до 120,6 г/т, Au 0,4 г/т. В кварц-турмалиновых метасоматитах авторы публикации выявили содержания Au до 3,6 г/т (данные атомно-адсорбционного анализа), при этом среднее содержание Au 0,28 г/т (n 13).

Анализ диаграммы Rb—(Y Nb) свидетельствует о формировании кварцевых порфиров и гранитов Шерловогорской интрузии в континентальной обстановке [1] (рис. 3).

Геохимические особенности руд турмалин-сульфидной и сульфидной ассоциаций различные (см. таблицы 3, 4). Изучение соотношений рудных минералов свидетельствует о более позднем наложенном характере сульфидной ассоциации относительно руд турмалин-сульфидной. В породах турмалин-сульфидной ассоциации преобладают руды с повышенными содержаниями олова, в породах сульфидной ассоциации — руды с повышенными содержаниями цинка, реже свинца.

Корреляционный анализ свидетельствует о том, что в рудах турмалин-сульфидной ассоциации существуют относительно тесные связи Sn с As, B; Zn с As, Ba, Co, Mn. Подобная связь Sn с B свидетельствует о том, что оловянная минерализация связана с образованием флюидно-эксплозивных брекчий, в которых кварц-турмалиновая минерализация — основная составляющая цемента.

В рудах сульфидной ассоциации существуют тесные корреляционные связи ($r = 0,5$) Sn с Cd, Bi, Ba; Pb с As, Co, Zr; Zn с Cd. Свинец и цинк не образует между собой и оловом тесных корреляционных связей. Это можно объяснить тем, что оловянное и полиметаллическое оруденения образованы в различных условиях и имеют разные источники. Кроме того, в турмалинах верхних и нижних горизонтов месторождения различные значения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$. Выявлено, что в турмалине из кварцевых порфиров верхних горизонтов месторождения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ составляет 0,2, тогда как в турмалине из диоритовых порфиров нижних горизонтов это отношение 0,07, что свидетельствует о более восстановительной обстановке образования турмалина в нижних горизонтах месторождения [5].

Руды кварц-турмалиновой и сульфидной ассоциаций характеризуются повышенными содержаниями ряда элементов. Так в рудах кварц-турмалиновой ассоциации содержания As 5,1%; Pb 4%; Zn 1%, в рудах сульфидной ассоциации концентрации Zn 21,8%; As 9,3%; Pb 2,1%; Cu 15,7% (см. таблицы 3, 4).

Рудам сульфидной ассоциации свойственны повышенные концентрации редкоземельных элементов (ΣTR 167,60), рудам кварц-турмалиновой — низкие

1. Содержания петрогенных компонентов (в %), редких и рудных элементов (в г/т) в интрузивных образованиях Шерлово-горского оловополиметаллического месторождения

Компоненты	Пробы						
	425	426	427	432А	433	464-1	465
SiO ₂	73,00	77,40	73,70	76,80	74,80	46,60	55,70
TiO ₂	0,14	0,07	0,09	0,02	0,02	1,19	1,03
Al ₂ O ₃	12,50	12,05	12,00	13,80	13,50	14,10	12,80
Fe ₂ O ₃	0,44	0,25	0,26	0,83	0,90	2,12	0,05
FeO	1,37	1,21	2,34	0,39	0,82	11,52	11,00
MnO	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04	0,87	0,20
MgO	0,17	0,07	0,08	0,40	0,13	5,18	5,18
CaO	1,13	0,39	0,78	0,25	0,50	6,35	6,28
Na ₂ O ₃	3,30	0,25	2,28	0,08	2,24	2,91	2,85
K ₂ O	5,54	6,32	5,63	3,87	4,48	0,83	1,00
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,14	0,12
ППП	1,45	1,75	2,00	2,64	1,75	6,34	4,00
	99,10	99,83	99,24	99,11	99,16	99,15	100,16
Zn	79	69	415	419	650	2740	300
W		350	390	200	390		
As	196	175	210	17	13	29	22
Pb	34	266	59	160	965	110	68
Rb	324	490	390	290	330	27	91
Sr	49	29	28	8	31	290	210
Y	47	31	50	60	51	23	19
Zr	147	110	136	59	106	58	46
Nb	29	17	28	39	82	1,3	1,7
Mo	1,5	1,2					
Sn	5,7	16	10	112	71	23	210
Sb		3,4		20	34	16	3
Ba	195	184	150	230	200	170	71
La	44	30	49			5	
Ce	93	63	100	6	6	13	9
Rb/Sr	6,61	16,89	13,93	36,25	10,65	0,09	0,43

Примечание. Анализы выполнены в Геологическом институте СО РАН г.Улан-Удэ; анализы на редкие и рудные элементы — рентген-флуоресцентным методом (аналитик Б.Ж.Жалсараев); силикатные анализы — стандартным методом (аналитик А.А.Цыренова); пробы: 425 — гранит кукульбейского комплекса, J₃; 426—433 — кварцевые порфиры, K₁; 464-1—465 — диоритовые порфиры; пустые строки — содержания ниже порога чувствительности анализа.

(TR 15,47). Руды кварц-турмалиновой ассоциации обладают повышенными содержаниями олова, а сульфидной — повышенными содержаниями цинка,

реже свинца. Кроме этого, корреляционные связи между элементами в рудах кварц-турмалиновой и сульфидной ассоциаций существенно различные.

2. Содержания редкоземельных элементов в основных типах пород Шерловогорского оловополиметаллического месторождения (в г/т)

Компоненты	Пробы							
	464-1	465	417	469	432-A	433	433-1	433-2
La	5,00	5,50	5,00	9,40	1,70	3,65	25,00	2,30
Ce	10,8	10,50	5,00	24,3	4,30	3,00	49,90	4,80
Pr	1,50	1,50	7,90	3,10	1,50	1,60	4,50	1,50
Nd	5,82	6,10	4,45	12,80	3,50	1,50	21,50	1,60
Sm	1,50	1,50	1,40	5,00	1,70	0,70		0,80
Eu	0,52	0,63	0,14	0,14	0,08	0,07	1,70	0,07
Gd	2,45	2,50	4,45	8,60	2,90	1,70	16,20	0,60
Tb	0,30	0,40	1,20	1,70	0,60	0,52	3,00	0,30
Dy	2,60	2,60	9,40	11,60	4,00	4,15	18,90	1,00
Ho	0,55	0,57	2,60	2,35	0,95	1,00	4,00	0,25
Er	1,60	1,75	8,10	8,20	2,70	3,40	10,80	0,86
Tm	0,21	0,28	1,40	1,08	0,42	0,58	1,20	0,14
Yb	1,40	1,50	9,60	8,00	2,90	3,80	9,60	1,10
Lu	0,22	0,26	1,50	1,20	0,42	0,55	1,30	0,15
Y	17,00	16,50	71,40	94,70	28,00	33,90	112,00	6,80
(La/Lu) _n	2,32	2,16	0,34	0,80	0,41	0,68	1,96	1,56
Gd-Lu	9,33	9,86	38,25	42,73	14,89	15,70	64,60	4,40
TR	34,47	35,59	62,14	97,47	27,674	26,22	167,60	15,47
Eu/Eu	0,82	0,99	0,17	0,06	0,11	0,20		0,31

Примечание. 464-1, 465 — диориты; 469, 417 — кварц-турмалиновые метасоматиты; 432A, 433 — кварцевые порфиры; 433-1(Zn), 433-2(Sn) — кварцевые порфиры с рудной минерализацией; анализы выполнены ISP-AES методом в аналитическом центре Геологического института СО РАН, г.Улан-Удэ.

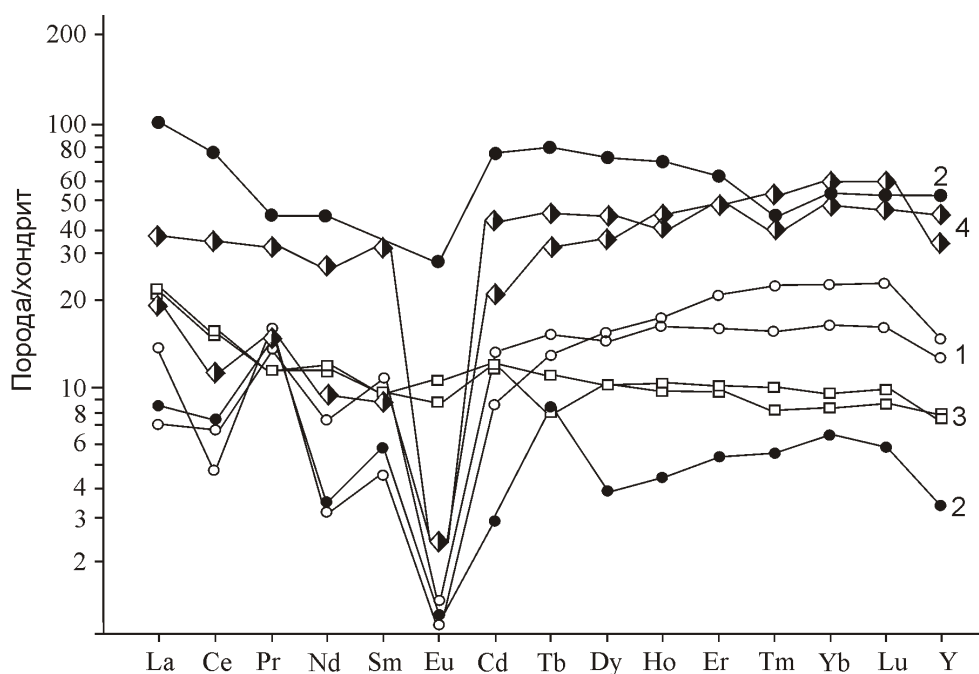


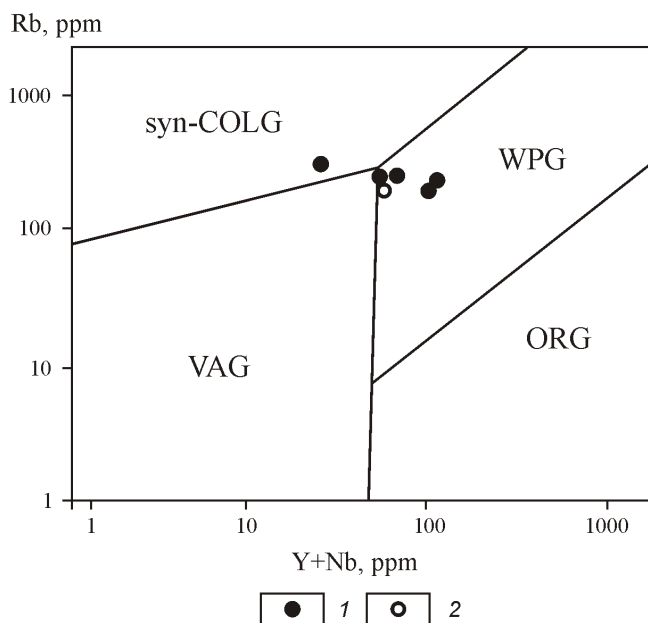
Рис. 2. Спайдер-диаграмма распределения редкоземельных элементов в породах Шерловогорского оловополиметаллического месторождения:

кварцевые порфиры: 1 — безрудные, 2 — рудоносные, 3 — диориты, 4 — кварц-турмалиновые образования

3. Содержания элементов в рудах кварц-турмалиновой ассоциации (в г/т)

Элементы	Пробы								
	408-9	414	415	433-1	433-2	433-3	466	466-1	466-1A
Zn	1650	56	55	3200	310	8300	2,6%	1,0%	5980
W			400	900					
As	3800	450	1110	5000	4400	7300	3,7%	1390	5,1%
Pb	790	1500	710	600	680	580	290	4,0%	370
Rb	36	50	80	52	83	66			13
ISr	160	42	44	420	27	530	29		23
Y	62	28	34	120	11	260	13		6
Zr	280	67	70	28	37	120	33		63
Nb	20	29	32	8,2	4,2	8	2	10	
Mo	8		2	15		24			
Ag	85	3	2				7	156	6
Cd	63						170	18	33
In							140		
Sn	200	2650	1150	43	5100	56	280	3060	420
Sb	150	61	110	170		370	690	1580	1140
Ba	2150	120	180	9000	160	3150			31
La		9	18					20	5
Ce	62	35	67	30	6	18	5	43	14
Cu	750			1700	5760	880	2350	3150	450
Au	0,006	0,007		0,005			0,05	0,05	0,05

Примечание. Анализы выполнены в аналитическом центре Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ рентген-флуоресцентным методом; аналитик Б.Ж.Жалсараев; 466, 466-1, 466-1A — взрывчатые вещества с наложенной полиметаллической минерализацией; содержания золота определены сцинтилляционным методом; аналитик Б.Н.Балданжапов, ЗабНИИ, г. Чита; пустые строки — содержания ниже порога чувствительности анализа.



4. Содержания элементов в рудах сульфидной ассоциации (в г/т)

Элементы	Пробы								
	417	469	465-1	466-1А	468-1	470-2	471	474-1	475-3
Zn	150	180	780	5980	14,5%	21,8%	300	140	41
As	380	31	11,7%	5,1%	280	9,3%	5,8%	200	85
Pb	560	120	700	370	7050	2,1%	930	550	24
Rb	7	13		13				6	87
Sr	130	20	44	23				91	250
Y	83	120		6				32	28
Zr	130	52	136	63	37	37		110	68
Nb	66	54	9		14	26		18	6
Mo	2				5			2	
Ag	4	2,3	14	6	47	80	6090	13	
Cd		1,2	9	33	1150	2200		1,6	
Sn	160	150	1890	420	2800	1,2%	7,3%	155	9
Sb	16	80	430	1140	24	760	5270	42	5
Ba	12	25	54	31			20	66	260
La		13		5			30	6	23
Ce	5	29	10	14			59	13	43
Cu		100		450	9800	1,2%	15,7%	310	
Au	0,10	0,01	0,02	0,09	0,10	0,05	0,03	0,12	3,3

Примечание. 417, 469, 474-1, 475-3 — кварц-турмалиновые метасоматиты; остальные пробы — руды сульфидной ассоциации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов Б.Н.* Условия формирования и рудоносность флюидно-эксплозивных брекчий Шерловогорского оловополиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье) // Вестник Томского Государственного университета. 2011. № 345. С. 195—199.
2. *Антинин В.С., Гайворонский Б.А., Сапожников В.П.* и др. Онгониты Шерловогорского района (Восточное Забайкалье) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 1. С. 228—232.
3. *Бортников Н.С., Гореликова Н.В.* и др. Редкоземельные элементы в турмалине и хлорите оловоносных ассоциаций: факторы, контролирующие фракционирование РЗЭ в гидротермальных системах // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 6. С. 507—525.
4. *Гайворонский Б.А.* Шерловогорское месторождение // Месторождения Забайкалья. —М.: Геоинформмарк, 1993. Т.1. Кн. 1. С. 130—133.
5. *Доломанова Е.И.* Свинцово-цинковая минерализация на некоторых касситерит-кварцевых сульфидных месторождениях Восточного Забайкалья / Тр. ИГЕМ. 1963. Вып. 83. С. 468—505.
6. *Духовский А.А.* и др. Объемное геологическое картирование редкометалльных рудных районов. —М.: Недра, 1981.
7. *Козлов В.Д.* Редкоземельные элементы как индикаторы источников рудного вещества, степени дифференциации и рудоносности интрузий редкометалльных гранитов (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 1. С. 38—53.
8. *Костицын Ю.А.* Накопление редких элементов в гранитах // Природа. 2000. № 2. С. 26—34.
9. *Кулагашев А.И.* О магматогенных брекчиях Шерловой горы и связанной с ними рудной минерализации // Мат-лы III научной конференции ЗабНИИ. —Чита, 1968. С. 60—71.
10. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Petrol. 1984. Vol. 25. Pp. 956—983.

Путь органического углерода океанических осадков в процессе формирования геологических структур Восточной Азии

И.Ф.САВЧЕНКО (ФГБУН Институт Геологии и Природопользования (ИГиП) ДВО РАН; 675000, г.Благовещенск, пер.Релочный, д.1); Н.И.БЕЛОЗЕРОВ (ФГБУН Амурский научный центр (АмурНЦ) ДВО РАН; 675000, г.Благовещенск, пер.Релочный, д. 1)

Процесс накопления и перераспределения органического вещества пелагических осадков рассматривается в контексте возникновения условий глубокой его переработки в зоне субдукции и миграции твердых, жидких и газообразных продуктов в процессе формирования геологических структур. Подсчет потенциальных ресурсов, генерированных из органического вещества океанических осадков, углеводородов позволяет считать недра Восточной Азии перспективным регионом нефтегазоносности.

Ключевые слова: органическое вещество, каустобиолиты, субдукция, конвекция, эволюция, литосфера, фотосинтез, нефтегазоносность.

Савченко Илья Федорович, sav@ascnet.ru

Белозеров Николай Иванович, nibic@rambler.ru

Way of organic carbon of oceanic sediments in the process of geological structures formation in the Eastern part of Asia

I.F.SAVCHENKO, N.I.BELOZYOROV

The process of the accumulation and redistribution of organic matter of pelagic sediments in context of appearance of conditions of its deep processing in subduction and migration of solid, liquid and gaseous products in the process of formation of geologic structures is considered. Calculation of potential resources of hydrocarbons generated from organic matter of oceanic sediments allows to consider the Earth's interior of eastern Asia to be the perspective region of oil-and-gas presence.

Key words: organic matter, caustobioliths, subduction, convection, photosynthesis, oil and gas content.

Фотосинтез на Земле появился сначала в морях и океанах около 3,5 млрд.лет назад, кислородная атмосфера сформировалась 2,6 млрд.лет назад [14]. Наземная растительность распространилась на рубеже силурийского и девонского периодов (400—420 млн.лет). При фотосинтезе на каждый моль потребленного углекислого газа (CO_2) выделяется моль кислорода (O_2). В настоящее время объем кислорода в атмосфере около 21%, что свидетельствует о депонировании части синтезированного органического вещества в анаэробных, недоступных для окисления условиях, в основном в океанических и континентальных осадках. За время кислородной атмосферы в акваториях океанов накопилось около $1,6 \cdot 10^{18}$ т органического вещества морских осадков при скорости 0,3 Гт $\text{C}_{\text{орг}}/\text{год}$ [11]. В атмосфере содержится около $1,07 \cdot 10^{15}$ т кислорода, т.е. примерно в 620 раз меньше, чем в уравнениях фотосинтеза и дыхания. Следовательно кислород кроме разложения органического вещества участвует в других глобальных процессах. Произведенному органическому веществу морских осадков $1,6 \cdot 10^{18}$ т соответствует толща около 2,5 км. Таких осадочных толщ на дне океана нет. Это несоответствие объясняет теория тектоники плит, предусматривающая конвективный теплообмен между оболочками Земли, поглощение океанической

коры вместе с органическим веществом осадков в зонах субдукции и коллизий и образование океанической коры в зонах спрединга [5, 8].

За время существования фотосинтеза и формирования пелагических осадков в обменные процессы между оболочками Земли были вовлечены большие массы разнообразных органических веществ, которые существенным образом повлияли на геологические процессы и явились источником углеродосодержащих веществ. Изучению масштабов этого явления и результатов до сих пор уделяется недостаточно внимания.

С целью детализации этого геологического процесса авторы данной публикации рассмотрели путь следования органического углерода океанических осадков с момента накопления органического вещества, транспортировки в зоны субдукции и коллизии, условия температурного разложения и миграции твердых, жидких и газообразных продуктов в процессе формирования геологических структур восточного сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса. Структурные единицы пояса, сформированные на протяжении описываемого времени, показаны на рисунке.

Органическое вещество в осадочных породах — это биомасса растений и животных, не использован-

ная продуцентами и консументами, и выпавшая в осадок. Свойства и химический состав органического вещества в геологических осадках определяются типом среды. Органическое вещество морских океанических осадков представлено в основном сапропелями, в которых массовая доля (до 70—80%) липидов и белков с высоким содержанием водорода, угле-

рода, азота. В органическом веществе континентальных осадков больше лигнина и целлюлозы (80—90%). Для наземной растительности атомное соотношение $H/C_{орг}$ составляет 1,0—1,5, а для океанической органики — 1,7—1,9 [10].

В породах восточного сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса органическое ве-

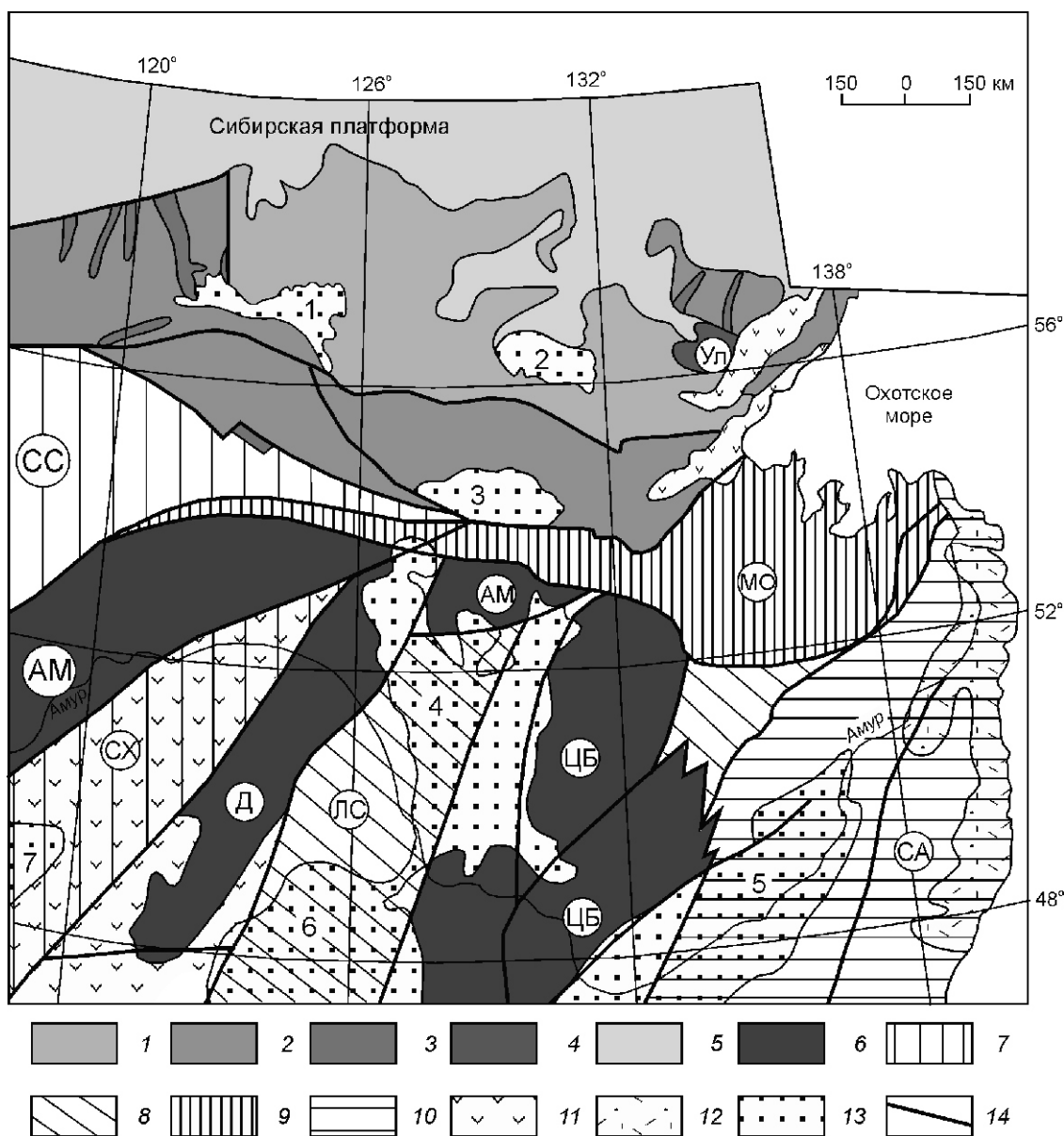


Схема основных структурных элементов восточного сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса. По материалам А.Н.Диденко и др. [4]:

1 — мезозойско-архейские континентальные блоки; 2 — блоки неоархейских и палеопротерозойских метаморфических пород; 3 — зеленокаменные пояса Алдано-Станового щита; 4 — палеопротерозойские рифты (Ул-Уланский); 5 — рифей-палеозойский плат форменный чехол; 6 — микроконтиненты с докембрийским фундаментом (АМ — Аргуно-Мамынский, Д — Дягдачи, ЦБ — Цзямусы-Бурейский); орогенные пояса: 7 — каледонские (СС — Селенга-Становой, СХ — Северо-Хинганский), 8 — герцинские (ЛС — Луныцян-Селемджинский), 9 — позднегерцинско-индосинийские (МО — Монголо-Охотский), 10 — киммерийские (СА — Сихотэ-Алиньский); вулканические пояса: 11 — мезозойские, 12 — позднемезозойско-кайнозойские; 13 — мезозойско-кайнозойские терригенные впадины: 1 — Чульманская, 2 — Токинская, 3 — Верхне-Зейская, 4 — Амуро-Зейская, 5 — Средне-Амурская, 6 — Сунляо, 7 — Хайлар; 14 — основные разломы

щество представлено: графитами, углеродистыми сланцами, антрацитами, каменными и бурыми углями, торфами. Проявления нефти и газа отмечены в Зейско-Бурейском бассейне [2, 3, 6,]. По происхождению графит- и углеродсодержащие породы (черные сланцы) относятся к океаническим (морским) формациям, остальные (каустобиолиты угольного ряда) — к континентальным.

Цель данной публикации — изучение условий накопления, эволюции и перераспределения органического вещества, а также оценка потенциальных ресурсов, генерированных из него веществ — графита, протонефти и газа. Глубокий метаморфизм органического вещества возможен при высоких температурах, давлениях (P - T условия) и отсутствии кислорода. Такие условия обычны для глубинных областей Земли, куда погружаются океанские плиты с осадками органического вещества. Для акваторий континентальных окраин характерен прогрев подошвы осадочного чехла, что не может привести к глубокому преобразованию и разложению органического вещества из-за относительно малых глубин и недостаточных P - T условий.

Цель исследования может быть достигнута при использовании естественно-исторического подхода, применения элементов палеорекопструкций или их стадий, анализа имеющихся моделей конвективных ячеек земной коры, геодинамических схем обстановок субдукции и коллизии.

Океанические осадки попадают в глубинные недра благодаря процессам субдукции и коллизии. При субдукции и коллизии органическое вещество с океанской плитой пододвигаются под континентальную или субконтинентальную кору, мощность которой достигает 35—50 км. Субдуцируемая кора опускается от фронта субдукции под углом 45—75° и следует в область зоны Бенъофа, где может достигать глубин 250—700 км. Существенным для результата метаморфизма органического вещества морских осадков (сапропеля) является достижение ими температур глубокого пиролиза 600—800 °C и более, при которых массовая доля графита 10—20%, жидких углеводородов 60—70%, газа 15% и воды 5—8% [20].

Исследуя глубинные критерии процессов нефтегазообразования С.Ф.Труфанова и Р.Н.Мурогова [18] установили, что на Тюменской сверхглубокой скв.СГ-6 главная фаза нефтеобразования, определенная по методу термогазохроматографии (ТГХ), на глубине 6,25 км превышает 600 °C, а замеренная температура на этой глубине 190 °C. Исследователи указывают на большой температурный диапазон генерации нефти и газа: разрыв связей С—С, С=C, С=C из продуктов уплотненного вещества растительного происхождения совершается при T 465 °C; связей С—О вещества животного происхождения — при T 460—650 °C; разрушение двух частей хлорофилла — при T 700—900 °C. Такие температуры при выяв-

ленном геотермальном градиенте для скв.СГ-6 должны находиться на глубинах более 10,0; 10,5; 14,5; 15,6; 20,2 км соответственно. Глубокий метаморфизм органического вещества с выделением графита должен протекать при P 400 МПа и T 800—1200 °C, что соответствует 18,2—27,0 км.

Учитывая приведенные данные, авторы считают, что органическое вещество седиментационных бассейнов континентов и окраинных морей не могло генерировать нефть, газ и графит и не рассматривают их территории как источники углеводородов и графита в исследуемом регионе, хотя в них могут располагаться ловушки нефти и газа.

Основные этапы геологической эволюции региона. Геологическую эволюцию региона изучали многие исследователи [1, 4, 6, 9, 13, 17]. Важный результат указанных работ — установление факта разобщенного существования в докембрийский период Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов с активными континентальными окраинами и Амурской микроплиты Амурского супертеррейна, разделенных океаническими бассейнами. Коллизия этих палеоконтинентов в мезозое привела к формированию восточного сектора Монголо-Охотской складчатой области. Морские границы Амурского континента по Г.Л.Кирилловой [6] пересекали верховья рек Бурея, Селемджа и Амгунь. Удская губа проникала далеко на запад к долине р.Гиллой, а преобладающее движение плит и островодужных систем было северо-западным.

Тектономагматические события, связанные с субдукцией океанической плиты под Джугджуро-Становой, Селенгино-Становой супертеррейны и Амурскую микроплиту, охотоморский спрединг, смена режимов активных континентальных окраин на пассивные, аккреция островодужных систем привели к коллизии террейнов, разделенных прежде океаническими бассейнами. Коллаж террейнов предположительно начался в палеозое, уверенно в девоне и закончился в мезозое. На структурный план позднего рифея наложился мезозойские комплексы, которые образовывались в условиях активных континентальных окраин и коллизии, связанных с закрытием Монголо-Охотского океана. Это привело к региональному постколлизийному магматизму и метаморфизму, эксгумации ранее сформировавшихся слоев коры. Не исключено, что в субдукцию активных окраин вовлекалась часть органических осадков терригенного происхождения в виде стока органики рек и прилегающих к океану склонов.

Из выявленных геодинамических событий, приведших к формированию геологического строения региона, необходимо отметить несколько «реперных» временных интервалов (этапов), важных для оценки образования массы органического вещества, а также возможный выход из них продуктов термического метаморфизма.

Доколлизийный этап формирования. М.И.Кузьмин с соавторами [8] реконструировали Монголо-Охотский пояс для девонского времени, когда комплексы, составляющие его в настоящее время, находились на громадном расстоянии друг от друга. Однако в работе [9] А.М.Ларин с коллегами указали на приращение Селенгино-Станового супертеррейна (куда входит система Тукурингра-Джагды) к Сибирскому палеоконтиненту в позднем девоне. А.М.Мазукабзов и другие исследователи (2010), а также авторы работы [13] считают, что коллаж террейнов Монголо-Охотского орогенного пояса был более продолжительным — от позднего рифея до позднего палеозоя. В эксгумированных толщах осадочных пород раннего и позднего архея и протерозоя обнаружены графитосодержащие руды в зонах сочленения Джугджуро-Станового, Селенгино-Станового и Амурского супертеррейнов друг с другом и прилегающими к ним формациями [3]. Геологический возраст проявлений графита на западном фланге Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов ранне- и позднеархейский, восточнее моложе — ранний протерозой (Аимкан)—кембрий (Буринский массив) [21]. Однако в работах [9, 17] указано на преобладание пород протерозоя 2,63—1,2 млрд.лет. Это дает основание считать, что субдукционный механизм вовлечения органического вещества океанической коры в обменные процессы между оболочками Земли в исследуемом секторе продолжался 245 млн.лет: начался в венде (650 млн.лет) и длился до начала девонского периода (405 млн.лет). Протерозойские и кембрийские графиты «явились» на поверхность в результате извлечения при коллизии в конце юры или начале мела, так как эксгумированные толщи перекрыты нижнемеловыми отложениями.

Коллизийный этап — это время активного формирования складчатой области. Он длился 271 млн.лет: начался в девонском периоде фанерозоя (405 млн.лет) и закончился в раннем мелу (134 млн.лет).

В этот отрезок геологического времени на западном фланге Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов возникают активные континентальные окраины, субдукции и коллизии. Для этого отрезка геологического времени важным является нахождение массивов, образовавших складчатый пояс в северных умеренных и приэкваторных широтах, благоприятных для морских фототрофов, увеличения первичной продуктивности и отложения органических осадков. Подходящее географическое положение акваторий между континентами прослеживается со времени развития Палеозойского океана и распада суперконтинента Родиния [19]. Формирование складчатой области в средней юре, раннем мелу ознаменовалось началом сокращения Монголо-Охотского океана, присоединением островных дуг к южной окраине Селенгино-Станового супертеррейна в интервале 176—134 млн.лет. На рубе-

же 160 млн.лет начало активных континентальных окраин Желтулакского «залива», который окончательно закрылся в нижнем мелу (136—134 млн.лет). К Амурской микроплите с востока присоединились островодужные фрагменты Сихотэ-Алиня, а с юга происходили коллизийные события с Северокитайским континентом [6].

Постколлизийный этап формирования охватывает промежуток времени 134—110 млн.лет. К концу этого этапа восточный сектор Монголо-Охотской складчатой области приобретает облик, близкий к современному, однако сопровождается магматической активностью на северной и восточной границах Амурского супертеррейна [17].

Количество органического вещества, поступившее в отложения описываемого региона на доколлизийном этапе. Как уже сказано, накопление органических осадков в морях и океанах началось с возникновения фотосинтезирующих организмов (цианобактерии) и появления кислородной атмосферы (2,6 млрд.лет) [14]. На суше растительность появилась в силуре, а в девоне и каменноугольном периоде растения расселились по всем континентам. Если принять, что участие органического вещества в осадках относится к раннему протерозою (2,6 млрд.лет), то, исходя из изложенного представления о геологической эволюции геоструктур (в соответствии с теорией тектоники плит) можно рассчитать количество органического вещества, поступившее в глубинные слои супертеррейнов в доколлизийный период и количество продуктов, полученных в результате его глубокой термальной переработки.

Р.Н.Нигматуллин в работе [11] оценивает величину ежегодного накопления $C_{\text{орг}}$ в океане в $0,83 \text{ т/км}^2$ акватории или $1,68 \text{ т/км}^2$ сапропеля [10]. Длительность накопления пелагических осадков в ложе океана в доколлизийный период оценивается неоднозначно. Авторы приняли в расчете наиболее доказанные промежутки от верхнего венда до нижнего девона, равные 245 млн.лет. За это время в океанических бассейнах на широтах 30 [9, 15, 16, 19] должно накопиться $411,6 \cdot 10^6 \text{ т/км}^2$ сапропеля. Продолжительность режима активных континентальных окраин в девонский период Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов, Амурской микроплиты 35 млн.лет [9], ширина поглощенной плиты акватории при скорости субдукции 6 см/год 2100 км. Минимальная масса органического вещества океанических осадков, прошедших под указанные супертеррейны и Амурскую микроплиту составляет $864,3 \cdot 10^9 \text{ т}$ океанического сапропеля на каждый погонный километр. Средняя ширина Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов на западном фланге 175 км, следовательно, концентрация поглощенного сапропеля в этом секторе $2,45 \cdot 10^9 \text{ т/км}^2$. При термическом разложении сапропеля на глубинах 25—35 км должны образоваться:

графит — $367 \cdot 10^6$ т/км², конденсируемые нефтепродукты — около $1592 \cdot 10^6$ т/км²; вода пиролиза — около $123 \cdot 10^6$ т/км²; газ пиролиза сапропеля — $367 \cdot 10^6$ т/км² или $460 \cdot 10^9$ м³/км².

При движении океанической плиты к зоне Беньофа графит остается аутигенным и следует в зону спрединга. Конденсируемые и неконденсируемые флюиды термической деструкции покидают погружающуюся океаническую кору при прогреве ее до температуры 650—900 С, т.е. на глубинах 25—35 км. Эти флюиды образуют восходящий поток к подошве континентальной коры, часть их конденсируется, а неконденсируемые флюиды — природный газ и неуглеводородные компоненты включаются в общий процесс дегазации Земли. При встрече надежного флюидоупора и пород-коллекторов в осадочном чехле и кристаллическом фундаменте могут образовываться месторождения нефти и газа.

Оценить накопление и преобразование органического вещества можно также при палеорекострукции формирования аутигенного графитового материала в осадочных толщах. На рассматриваемом отрезке Монголо-Охотской складчатой области известен ряд рудопоявлений графита (Имангра, Черничное, Илин-Салинское, Брусничное, Аимкан, Дамбукинское) [3]; в Буреинском массиве черносланцевые породы известны в Мельгинском, Кимканском и Сутарском тектонических блоках, здесь имеется крупнейшее Союзное месторождение с содержанием графита 7—28% [21].

Палеорекострукция количества сапропеля в осадках по сохранившимся отложениям графита проведена для месторождений Имангра и Союзное. На месторождении Имангра толща залежи мощностью до 300 м содержит в среднем 6% графита. При плотности сланцев 3,1 т/м³ и $C_{орг}$ 6% получим концентрацию графита $55,8 \cdot 10^6$ т/км². Если выход графита при разложении сапропелей 15%, то удельная концентрация органического вещества исходных осадков будет равна $372,0 \cdot 10^6$ т/км². На месторождении Союзное по аналогичному расчету получим $1765 \cdot 10^6$ т/км² исходного сапропеля. Приведенные данные о концентрации ресурсов, рассчитанные по скорости накопления сапропеля и по ресурсам графита, можно считать близкими, учтена только часть графита. Следовательно, способ подсчета ресурсов органического вещества по скорости и времени седиментации можно считать достоверным.

Органическое вещество океанических осадков в коллизионный период. Коллизия террейнов привела к формированию складчато-покровных поясов. Скорость накопления сапропеля в проливах увеличилась до 2,9 т/км² в год за счет стока органического вещества с водосборов побережья [15].

Выражением зон столкновения являются тектонические покровы (шарьяжи), офиолиты, проявления высокотемпературного метаморфизма, а также экс-

гумация высокометаморфизованных пород в пределах шовных зон [2, 9, 13].

В коллизионный период, начало которого относится к раннему девону, пелагические осадки погружались в глубинные горизонты Земли в результате субдукционных и коллизионных процессов. Вектор аккреционно-коллизионных событий был направлен от западных границ к восточному флангу. В этом же направлении происходила активизация магматизма Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического комплекса [17]. Продолжительность этого периода около 271 млн.лет. При принятых условиях накопления органического вещества осадков их концентрация составит $785,9 \cdot 10^6$ т/км² акватории.

Океаническая кора при коллизии погружается под континентальную под углом 10—30°. При погружении происходит прогрев ее от 1—2 С до температуры метаморфизма, т.е. 460—650 и 800—1200 С [20]. Температура коры на глубине 50 км должна достигать 1520—1900 С, а давление превышать 2500 МПа. Из органического вещества при глубоком пиролизе (1200 С и выше) выделяются CH_4 , CO_2 , H_2S , N_2 , NH_3 , а также соединения жидких углеводородов — кислоты, фенолы, спирты, эфиры, смолисто-асфальтеновые вещества, которые входят в состав нефти. Из массы органического вещества осадков после глубокого термического метаморфизма должно остаться не менее 10% графита, т.е. углерода аутентичного минеральной части осадков (обычно сланцев). Другая, флюидная часть, мигрирует из места метаморфизма в направлении снижения пластового давления. В соответствующих условиях температур и давлений, жидкие углеводороды и вода конденсируются и образуют скопления. Неконденсируемые газы при отсутствии флюидоупора улетучиваются, а при наличии — образуют залежи иногда в несколько этажей. Конденсация углеводородов должна происходить при пластовых температурах ниже температуры конденсации (кипения), т.е. в интервале 150—350 С, что для Зейско-Бурейской впадины соответствует глубинам 4—9 км.

Для определения суммарных ресурсов органического вещества примем длину всех зон коллизии исследуемого сектора Монголо-Охотской складчатой области в 2300 км. При ширине поглощения плит 280 км площадь поглощенной океанической коры составит 650 тыс.км². Расчеты, проведенные исходя из скорости поэтапного разнонаправленного движения плит Изанаги, Кулы и Тихоокеанской в 0,107—0,207 м/год [5] за интервал 140—136 млн.лет [9], дают суммарную площадь поглощения океанической коры 700—1150 тыс.км². Так как исследуемая территория занимает 750 тыс.км², остановимся на площади поглощения в 650 тыс.км².

Выход продуктов термической деструкции органического вещества в коллизионный период приведен в таблице.

Виды ресурсов	Площадь, тыс.км ²	Удельная концентрация, 10 ⁶ т/км ²	Масса ресурсов, 10 ¹² т
Исходное органическое вещество осадков	650	785,9	510,8
Протонефть	650	510,8	332,0
Газ	650	117,9 (151,2 10 ⁹ м ³)	76,6 (98,2 10 ¹⁵ м ³)
Графит	650	117,9	76,6

Как уже сказано, если графит и твердые соединения углерода не покидают среды преобразования осадков, то не исключено, что из субдуцируемых в рифее и венде органических веществ океанических осадков под Джугджуро-Становой супертеррейн впоследствии могли образоваться алмазы в диапире Якутского погребенного поднятия. Можно сделать допущение, что вещество субдуцируемой коры с углеродом графита может следовать из зоны Беньофа (дайвинга) в зону спрединга. Эта существенная составляющая пути органического углерода имеет принципиальное значение для генерации углеводородов на больших глубинах. Так, Н.С.Никольский [12] термодинамическими расчетами показал возможность образования углеводородов из графита во флюидной системе Н-С-О. Особенно эффективна генерация СН₄ в присутствии оливина и муассанит-кварца при P 1000 МПа и T 400—1000 С, а генерация Н₂ при T 800—1200 С, т.е. в условиях больших глубин [12, 20].

Путь углерода в подвижных соединениях следует искать в каналах дегазации и коллекторах осадочного чехла и кристаллического фундамента континентальной и субконтинентальной коры, особенно под надежными флюидоупорами. Экономические требования нефтегазовой промышленности к месторождениям [7] определяются в 1 млн.т условного топлива ресурсов на глубинах 4,4—6 км на 1 км² площади (0,7—0,95 млн.т нефти). Для месторождений газа приемлем дебит скважин глубиной 6 км равный 300 тыс.м³/сутки за 15 лет эксплуатации, что равно добыче около 165 10⁹ м³ с 1 км² месторождения. Сравнение промышленных требований к месторождениям и возможных ресурсов углеводородов показывает, что в недрах восточного Тукурингра-Станового сектора Монголо-Охотского подвижного пояса восточной части Азии вполне вероятно нахождение промышленных месторождений нефти и природного газа.

Из материалов статьи можно сделать выводы о том, что анализ геодинамических событий при формировании геологических структур Восточной части Азии позволил установить самое широкое участие органического вещества океанических осадков в генезисе этих структур. Синтез органического веще-

ства осадков достигал 1,68 т/км² акватории ($S_{орг}$ 0,83 т на 1 км² в год). После появления растительных покровов на суше (верхний силур) отложения органического вещества в прибрежных частях океана и проливах увеличилось за счет стока с континентов до 2,9 т/км² в год. Основной механизм поступления органического вещества в земные недра — явления субдукции и коллизии. При субдукции океаническая кора вместе с органическим веществом осадков следует в зону Беньофа, область верхней мантии. При погружении в зону Беньофа органическое вещество осадков попадает в условия высоких температур и давлений, проходит стадии термического метаморфизма на глубинах до 50 км. Конденсируемые флюиды и неконденсируемые газы мигрируют к подошве континентальной коры, фильтруются через ее толщу, конденсируются в соответствующих условиях и накапливаются в ловушках с надежным флюидоупором. Углерод в твердой фазе (10—15% органического вещества) включается в глобальную конвекцию, продвигаясь к зонам спрединга. При длительности осадконакопления 200—270 млн.лет ресурсы органического углерода в твердой фазе (графит, сажа), поступающие в процессе глобальной конвекции, могут достигать концентрации 117,9 млн.т/км² субдуцируемой плиты.

В отличие от субдукции, при коллизионных обстановках океаническая плита продвигается под континентальную, где на границе подошвы континентальной коры и кровли океанической коры происходит их консолидация при высоких значениях температур и давлений. Однако все продукты термического метаморфизма остаются в контуре континента, благодаря чему обнаруживаются эксгумированные толщи графитоносных пород

Высокая удельная плотность органического вещества (411,6 10⁶ т/км² в доколлизийный период и 785,9 10⁶ т/км² в коллизийный) должна была привести к высокой удельной концентрации продуктов его метаморфизма (нефть, газ и графит). Компильтивные материалы по геодинамическим событиям на границе доколлизийного периода не дают оснований убедительно освещать судьбу продуктов метаморфизма органического вещества в Тукурин-

гра-Становом секторе восточной части Азии. На сохранность как конденсатов, так и газов в сильной степени сказывались процессы орогенеза, о влиянии которых на транспорт углеводородов пока мало известно. В связи с этим, можно уверенно говорить о ресурсах метаморфизма органического вещества и углеводородов коллизионного этапа. Ресурсы их исчисляются: протонефти в 332, графита и газа по 76,6 трлн.т. Выявление ресурсов нефти и газа — вопрос времени. Залегание на глубинах 4—6 км затрудняет поиски, но эксплуатация таких месторождений экономически целесообразна.

Анализ осадконакопления и геодинамических событий показывает, что нефть и газ могли образоваться только из пелагических осадков поглощаемой океанической коры, так как высокие температуры и давления, необходимые для глубокого метаморфизма органического вещества, могли возникнуть только при субдукционных и коллизионных процессах и погружении океанической коры на глубины до 50 км.

Территория восточного сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса, таким образом, весьма перспективна на обнаружение здесь месторождений нефти и газа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артеменко Т.В., Сорокин А.П.* Новые подходы к оценке перспектив нефтегазоносности // Проблемы геологической и минерагенической корреляции в сопредельных территориях России, Китая и Монголии / Тр. VI междунар. симпоз. и Чтений памяти акад.С.С.Смирнова. Чита. 11—15 октября 2005. —Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН. 2005. С. 179—182.
2. *Богданов Н.А., Филатова Н.И.* Строение и геодинамика формирования активных окраин континентов // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 18. № 5. С. 9—23.
3. *Васильев И.А., Капанин В.П., Ковтонок Г.П.* и др. Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков. —Благовещенск, 2000.
4. *Диденко А.И., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф.* и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. —Владивосток: Дальнаука, 2010.
5. *Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. —М.: Наука, 1983.
6. *Кириллова Г.Л.* Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62—82.
7. *Коротков Б.С., Коротков С.Б.* Формирование залежей природного газа на больших глубинах // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь / Мат-лы всерос. конф. с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения акад.П.Н.Кропоткина. 18—22 октября 2010. —М.: ГЕОС, 2010. С. 249—251.
8. *Кузьмин М.И., Корольков А.Т., Дриль С.И., Коваленко С.Н.* Историческая геология с основами тектоники плит и металлогении. —Иркутск, 2000.
9. *Ларин А.М., Великославинский С.Д., Котов А.Б.* и др. Тектономагматическая эволюция Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов центрально-азиатского складчатого пояса // Сб. докладов всерос. науч. конф. «Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии». 16—18 июня 2010. —Благовещенск: Изд-во ИГиП ДВО РАН, С. 25—26.
10. *Маркова К., Велев В., Петрова Р.* Гуминовые кислоты современных осадков Черного моря // Гуминовые вещества в биосфере. —М.: Наука, 1993. С. 66—72.
11. *Нигматуллин Р.Н.* Океан: климат, ресурсы, природные катастрофы // Вестник РАН. 2010. Т. 8. № 8. С. 3—11.
12. *Никольский Н.С.* Равновесный состав флюидной фазы системы Н-С-О, бедной углеродом // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 6. С. 139—142.
13. *Парфенов Л.М., Березин Н.А., Ханчук А.И.* и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7—41.
14. *Розанов А.Ю.* Когда появилась жизнь // Вестник РАН. 2010. Т. 8. № 8. С. 675—694.
15. *Савченко И.Ф.* Обмен веществом между биосферой и оболочками Земли в фанерозое // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь / Мат-лы всерос. конф. с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения акад.П.Н.Кропоткина. 18—22 октября 2010. —М.: ГЕОС, 2010. С. 485—489.
16. *Савченко И.Ф.* Органические источники глубинных углеводородов северных окраин Амурской литосферной плиты. Минерагения Северо-Восточной Азии / Мат-лы II всерос. науч.-практич. конф. —Улан-Удэ: ЭКОС. 2011. С. 146—147.
17. *Сорокин А.А., Понамарчук В.А., Травин А.В., Сальникова Е.Б.* Корреляция позднемезозойского магматизма северной окраины амурского супертеррейна // Сб. докл. всерос. науч. конф. «Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии». 16—18 июня 2010. —Благовещенск: Изд-во ИГиП ДВО РАН, С. 237—238.
18. *Труфанова С.Ф., Мурогова Р.Н.* Газогеохимические критерии глубинности процессов нефтегазообразования // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь / Мат-лы всерос. конф. с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения акад.П.Н.Кропоткина. 18—22 октября 2010. —М., 2010. С. 580—583.
19. *Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.* Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5—28.
20. *Химия природных энергоносителей и углеродных материалов: учеб. пособие.* —М., 1998.
21. *Черепанов А.А.* Крупнейшее месторождение графита Союзное // Сб. докладов Всерос. науч. конф. «Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии». 16—18 июня 2010. —Благовещенск. С. 136—138.

Формирование подземных резервуаров в криолитозоне Сибирской платформы, пригодных для удаления жидких токсичных отходов

А.В.ДРОЗДОВ (Институт «Якутнипроалмаз» АК «АЛРОСА»; Республика Саха (Якутия), г.Мирный, ул.Ленина, д.39),
В.Ф.ПОПОВ (Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова; 677000, г.Якутск, ул.Кулаковского, д. 50)

Рассмотрены палеоклиматические и структурно-тектонические условия формирования благоприятных криогидрогеологических структур (подземные резервуары) для захоронения промстоков на Сибирской платформе. Основная ёмкость природных резервуаров для закачки сточных вод приурочена к региональным тектонически нарушенным интервалам криолитозоны, которые обладают повышенными фильтрационно-ёмкостными свойствами пород.

Ключевые слова: криолитозона, многолетнемерзлые породы, подземные резервуары, разрывные тектонические структуры.

Дроздов Александр Викторович, DrozdovAV@alrosa.ru

Попов Владимир Федорович, pvf_grf@rambler.ru

Formation in the Siberian platform cryolite zone of underground reservoirs suitable for removal of liquid toxic waste

A.V.DROZDOV, V.F.POPOV

The paper covers paleoclimatic and structural-tectonic conditions of forming favorable cryohydrogeological structures (underground reservoirs) for burying industrial effluents at the Siberian platform. Basic capacity of natural reservoirs for industrial effluents pumping in is confined to regional tectonic disturbed intervals of the cryolithozone, which possess increased filtering-capacitance features of ores.

Key words: cryolithozone, permafrost, underground reservoirs, discontinuous tectonic structures.

Отечественная и мировая практика показала огромную значимость благоприятных подземных структур или их участков в качестве природных резервуаров для ликвидации жидких отходов. В настоящее время изучается возможность использования криогенных пород и водоносных горизонтов криолитозоны для удаления различных промышленных стоков, которая зависит от региональных мерзлотно-гидрогеологических условий, определяющих закрытость подземного резервуара, характера обмена подземных и поверхностных вод, фильтрационно-ёмкостных свойств поглощающего интервала, а также мощности и проницаемости пород перекрывающего мерзлого экрана. Наиболее благоприятные для закачки промстоков — водоносные горизонты или мерзлые структуры, изолированные от влияния поверхностных факторов и приуроченные к зонам тектонических нарушений и интервалам застойного режима подземных вод. Развитие на Сибирской платформе мощной толщи многолетнемерзлых пород, обладающей экраняющими свойствами от верхней, наиболее незащищенной зоны интенсивного водообмена и играющей роль своеобразной «покрышки», позволяет учитывать и использовать этот естественный благоприятный

фактор в природоохранных направлениях [4, 5].

Эволюция криолитозоны на платформе связана, в первую очередь, с существующим на определенном временном этапе климатом и внутриземным тепловым потоком. Начало промерзания пород осадочного чехла датируется по последним данным 3 млн.лет [8]. Изменение климатических условий приводило к трансформации основных параметров криогенных толщ, в частности, их температуры и мощности. Считается, что современная криолитозона региона сформировалась в позднем плейстоцене в результате последнего сартанского похолодания [1]. В тот период масштабы распространения мерзлых пород на платформе и их мощности имели существенно большие значения. Одновременно с изменением палеотемпературных условий происходило преобразование подземной гидросферы, связанное с криометаморфическим циклом формирования подземных вод.

Согласно современным представлениям, полученным в ходе изучения Байкальской палеоклиматической летописи по донным отложениям [2], мерзлотное развитие в Восточной Сибири определяется тремя криогенными эпохами, в которых существовали не-

однократно повторяющиеся этапы холодных (криохроны) и теплых (термохроны) периодов [8]. Периодам криохрон были свойственны температуры воздуха ниже современных на 10—12 °С, при которых формировалась мощная толща многолетнемерзлых пород. Этапы термохрон отличались теплым климатом, обеспечивающим полную деградацию криогенных толщ, сформированных в предыдущую эпоху похолоданий. Следует отметить, что только в неоплейстоцене (800—0 тыс. лет) выделено 21 эпох криохрон и 20 термохрон. Это может служить прямым доказательством повторяющегося процесса «промерзания—протаивания» горных пород с последующим изменением их состояния и проницаемости. Знакопеременные температурные воздействия на горный массив приводят к значительному увеличению фильтрационно-ёмкостных показателей пород. Экспериментальные исследования подтверждают, что при многократном циклическом воздействии процесса «замораживания—оттаивания» на скальные осадочные толщ происходит снижение их прочности с увеличением трещиноватости отложений до полной их дезинтеграции [7].

Глобальное охлаждение земных недр в конце неогена существенным образом отражалось на условиях питания, движения и разгрузки подземных вод. Общеизвестно, что отложения, расположенные как в подошвенной части, так и внутри мерзлого яруса криолитозоны, обладают повышенными коллекторскими свойствами из-за развития здесь интенсивной криогенной трещиноватости пород. Многоэтапные и повторяющиеся процессы изменения фазового состояния влаги в толщах пород на границе раздела «многолетнемерзлые породы—талый слой» привели к нарушению их сплошности с образованием зон дезинтеграции, которые встречаются практически во всех районах криолитозоны. Часто в данных интервалах наблюдаются значительные газовыделения из микрозалежей, обладающих давлением до 0,4—0,6 МПа и образованных за счет перехода части растворенных газов в свободные. При вскрытии таких зон повсеместно происходят выбросы спонтанного газа. Масштабная деградация криолитозоны в послесартанский период создала благоприятные условия для плавления льдов в коллекторах подошвенной части многолетнемерзлых пород, снижения напоров в подмерзлотном горизонте и формирования природных резервуаров, обладающих повышенными фильтрационно-ёмкостными свойствами. Водообильность подмерзлотного горизонта изменяется в широких пределах, поэтому с учетом мощности, перекрывающей толщ многолетнемерзлых пород в определенных районах, этот водонасыщенный интервал можно использовать для удаления в него сточных вод.

Охарактеризуем существовавшие гидродинамические зоны подземной гидросферы в платформенных условиях до начала криогенного преобразования

толщ. Как известно, в верхних частях разреза происходил свободный водообмен, который развивался в зависимости от геолого-структурных, литологических и других особенностей горных массивов, а также существующего рельефа. В целом глубина залегания местного базиса эрозии определяла мощность интервала интенсивного водообмена. На большей части платформы вниз по разрезу существовали зоны пресных и соленых вод, сменяющиеся зоной распространения рассолов (рис. 1). Массивы горных пород, расположенные выше местных базисов эрозии, т.е. днищ водотоков, являлись зоной активного водообмена. По мере углубления в осадочном чехле подземной гидросферы происходила смена переходного режима фильтрации на застойный.

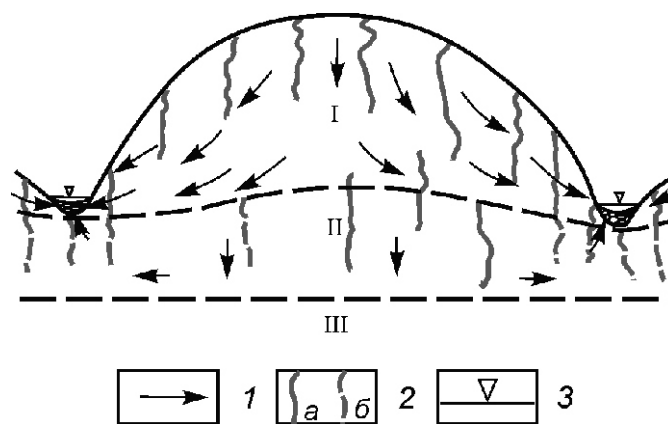


Рис. 1. Схема гидродинамических зон горного массива до начала промерзания:

1 — направление движения воды; 2 — трещины: а — открытые, б — частично закольматированные; 3 — уровень воды в водоеме; зоны водообмена: I — активного, II — пассивного, III — затрудненного

Особой промытостью и повышенными фильтрационными свойствами пород обладали зоны тектонических нарушений, узлы их пересечений, а также приконтактные участки вмещающих пород с магматическими образованиями разных форм и состава (базальты, долериты, кимберлиты и др.). Например, изучение химического состава и минерализации подземных льдов на сопряжении структурообразующих разломов Далдынского кимберлитового поля показало, что соленасыщенность пород на соответствующих глубинах ниже, чем в другой, более спокойной геолого-структурной обстановке [4]. Минерализация подмерзлотных вод здесь в 2,0—2,5 раза ниже, чем в среднем по площади. В этом же районе на Киенгском полигоне закачки дренажных вод Удачнинского горнообогатительного комбината проведена оценка общей соленасыщенности пород по водным вытяжкам. Характер распределения солей в разрезе наглядно свидетельствует о том, что в зоне свободного водообмена

практически вся толща была хорошо промытой (рис. 2). Среднее значение общей засоленности пород 0,35%. Ниже по разрезу содержания солей увеличиваются в 2,0—2,5 раза, при максимальных значениях до 1,6%. При этом в содержаниях сульфат-иона отмечаются наиболее резкие скачки, вероятно, связанные с наличием в разрезе гипса и ангидрита. Ниже подошвы многолетнемерзлых пород общее солесодержание существенно снижается, хотя ее величина больше, чем в верхних интервалах.

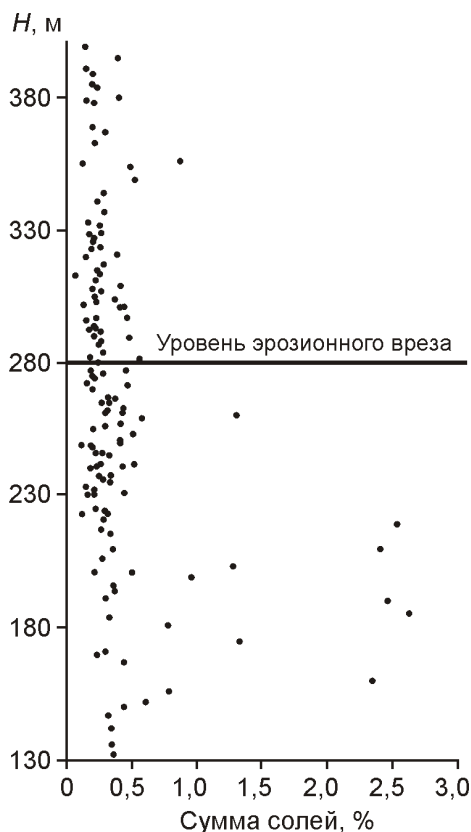


Рис. 2. Засоленность пород на Киенгском полигоне Удачнинского горнообогатительного комбината по данным водных вытяжек

В пониженных долинных участках происходила аккумуляция вынесенного подземными водами мелкодисперсного материала с частичной или полной коагуляцией трещинных коллекторов. Проведенные исследования в долинах рек выявили незначительную проницаемость мерзлой толщи, но следует отметить, что при бурении ряда скважин с применением соленой воды отмечались случаи полного поглощения промывочной жидкости. Изучение керна материала на таких участках показало наличие трещинного льда, хотя его во вскрываемом разрезе значительно меньше по сравнению с прилегающими площадями. Однако встречаются зоны, где толщина ледяных прослоев достаточно большая. Например, скв. 78 (Октябрьский полигон Удачнинского горнообогатительного комбината) вскрыла жилу льда

мощностью около 3 м. Во льду наблюдалось большое количество пузырьков воздуха. Вероятно, эта скважина выявила тектоническое нарушение, где происходила достаточно интенсивная фильтрация подземных вод и осуществлялся активный водообмен подземной и поверхностной гидросфер.

В периоды похолоданий (криохрон) для основной части платформы на участках активного водообмена происходило полное промерзание пресных подземных вод с изменением термо- и гидродинамического состояния пород. Трещины, каверны и поры, являющиеся путями фильтрации, заполнялись льдом, а отложения превращались в монолитные блоки (криогенные водоупоры). Только вблизи крупных водотоков на определенных участках оставались таликовые зоны, где происходила и существует локальная разгрузка подземных вод. При этом формирование криогенного строения промерзающих массивов зависело от литолого-петрографического состава, характера трещиноватости, степени выветрелости и влажности пород, а также от конкретной структурно-тектонической обстановки, существовавшей к моменту промерзания толщ. В зоне затрудненного водообмена (горизонты существования соленых вод и рассолов) происходило изменение общего гидродинамического режима с охлаждением подземной гидросферы. По мере промерзания верхней части осадочного чехла водообмен подземных вод с поверхностной гидросферой прекращался, а характер передачи гидростатического давления существенно менялся.

Долгое время считалось, что мерзлый ярус криолитозоны является непреодолимым барьером на пути мигрирующих газов. Однако в настоящее время доказано, что в криогенных толщах протекают принципиально те же процессы (диффузия, фильтрация, дифференциация, сорбция), что и в районах с положительной температурой. Б.М.Зимаков (1966) на основе экспериментальных данных отмечал резкое увеличение газопроницаемости пород, особенно глинистых, с переходом в них воды в твердую фазу. Безусловно, многолетнемерзлые породы оказывают определенное затормаживающее влияние на характер миграционных процессов, в т.ч. и на перемещение в них углеводородных газов, искажая нормальное геохимическое поле. Влияние низких температур сказывается на сорбционных и диффузионно-фильтрационных свойствах горных пород и переходе части газов в кристаллогидратную (твердую) форму. Часть газов, особенно на границе многолетнемерзлых пород и подмерзлотного водоносного горизонта (зоны) и ниже, при соответствующих термобарических условиях перешла в газогидратное состояние, что и наблюдается на разных объектах исследований в регионе. Таким образом, создался еще один барьер для более свободного движения газов вверх, хотя их определенная часть продолжает мигрировать по тектоническим зонам и накапливаться в верхних интер-

валах геологического разреза. Существуют надежные предпосылки и фактический опыт использования приповерхностных газогеохимических съемок (в т.ч. снеговая) для выделения проницаемых зон в многолетнемерзлых породах на отдельных объектах криолитозоны. Так, на Октябрьском полигоне (Удачинский горнообогатительный комбинат) была проведена газовая съемка по приповерхностным отложениям вкрест простираения основной тектонической нарушенности на участке, подтвердившая наличие проницаемых линейных структур мощностью до 600 м. Аналогичная ситуация наблюдалась на полигоне обратной закачки дренажных вод карьера Мир, где выполнена геохимическая съемка по снеговому покрову, подтвердившая наличие путей миграции газов из нижележащих толщ и, следовательно, проницаемых коллекторов в верхней части криолитозоны.

Общеизвестно, что при формировании многолетнемерзлых пород нижний фронт отрицательных температур продвигался субпараллельно дневной поверхности, примерно повторяя ее конфигурацию. В настоящее время выдвинуто много версий природы и механизма миграции влаги в промерзающих породах. Рассмотренные механизмы касались в основном рыхлых несвязанных и прочносвязанных грунтов. Вместе с тем ряд существующих проблем, связанных с миграцией влаги в скальных криогенных массивах, обладающих гетерогенно-блоковым строением, неоднородностью физико-механических, теплофизических и других свойств, остаются недостаточно раскрытыми. Это, в первую очередь, касается вопросов взаимодействия движущихся сил миграции воды с деформациями пород, удельными силами, гео- и гидростатическими давлениями.

В районах сплошного распространения многолетнемерзлых пород подмерзлотные воды чаще всего являются напорными, хотя величина этого напора нередко оказывается весьма низкой. По существующим представлениям, дефицит напоров связан с ухудшением условий питания подземных вод региона. Исследования, выполненные в пределах платформы показали, что отметки пьезометрических уровней в водонасыщенных толщах нередко оказываются ниже уровня моря, а дефицит пластового давления — явление, типичное для верхних подмерзлотных горизонтов. Основная причина этого явления — поршневой эффект, связанный с динамикой развития мерзлой зоны. Аномально низкие пластовые давления подмерзлотных вод — характерная особенность ряда криоартезианских бассейнов платформы, обусловленная их криогенезом. Наиболее ярко этот показатель проявляется в Якутском бассейне. По данным В.Т.Балобаева (1991) мерзлые толщи этого региона нестационарны и протаивают снизу, переводя подземный лед в воду. В подобных криогидрогеологических структурах платформы, где протаивание происходит снизу, существует дефицит напора. Под

многолетнемерзлыми породами возникает региональное снижение давления подмерзлотных вод, которое не восполняется иссякшим латеральным напором из-за удаленности краевых областей питания и наличия очагов и зон разгрузки. В районах криолитозоны, где существуют пресные или слабосоленые подмерзлотные воды, положение нижней границы яруса многолетнемерзлых пород в периоды похолоданий-потеплений широко изменялось по сравнению с разрезами, содержащими соленые воды и рассолы. Поэтому для данных территорий Сибирской платформы характерен дефицит напоров в подмерзлотных горизонтах, а, следовательно, и повышенная ёмкость потенциального подмерзлотного природного резервуара.

Как уже рассмотрено, многоэтапные криогенные процессы на границе раздела «многолетнемерзлые породы — подмерзлотный горизонт» создали зону повышенной трещиноватости в осадочных толщах и в магматических телах, которая встречается практически во всех районах криолитозоны [3—5]. Водообильность и мощность подмерзлотного горизонта изменяется в широких пределах, поэтому с учетом экранирующих свойств перекрывающей толщи многолетнемерзлых пород в определенных районах платформы этот водонасыщенный интервал используется для захоронения промышленных стоков на полигонах [5]. Использование тектонически нарушенных участков (зон) осадочного чехла в разных интервалах криогенных областей для захоронения промстоков считается несколько противоречащим требованиям, предъявляемым к геологической среде. Но как показывает многолетний опыт на разных месторождениях Сибирской платформы, использование таких участков для удаления дренажных рассолов вполне приемлемое и перспективное направление. Так, выбор участков криогидрогеологической среды в Западной Якутии подразделениями АК «АЛРОСА» и последующее строительство полигонов захоронения с высокой приемистостью скважин связан главным образом с существующей трещинной пустотностью и проницаемостью пород, которые зависят, в первую очередь, от структурно-тектонических условий криогенных массивов [4, 5].

По зонам глубинных тектонических нарушений в различных районах криолитозоны наблюдается повышенный внутриземной тепловой поток. Так, в восточной и северо-восточной части Среднеботуобинского нефтегазового месторождения, имеющего блоковое строение, по зоне тектонических дислокаций отмечается область повышенных температур (14...15 °C) с геотермическим градиентом до 0,9—0,96 °C/100 м. Наибольшие температурные значения отмечаются в скважинах, пройденных по самой разломной зоне или вблизи нее. Повышенная тепловая активность разрывных дислокаций может быть обусловлена на данных глубинах конвективным переносом тепла за счет движения рассолов при

происходящих миграционных процессах в межблоковом пространстве осадочного чехла. Расчеты приведенных давлений по месторождению подтверждают это предположение. Выявленные температурные аномалии в криогенном ярусе на Киенгском полигоне (Удачинский горнообогатительный комбинат) и Ботуобинском участке закачки (Нюрбинский горнообогатительный комбинат) позволяют установить вероятную сохранность реликтовых температурных показателей пород, связанных с изменением климата в эпохи потеплений, или с тепломассообменом в тектонически активных теплопроводящих зонах.

Следует подчеркнуть, что в условиях древних платформ редко встречаются достаточно однородные литолого-фациальные комплексы отложений с характерным составом и коллекторскими свойствами пород. Разнонаправленные исследования показывают, что осадочные образования неоднородны в фильтрационно-ёмкостном плане, как правило, по латерали и вертикали на всех уровнях, начиная от микроучастка и, заканчивая крупным флюидонасыщенным бассейном. По аналогии с нефтегазовыми залежами в осадочных комплексах могут существовать благоприятные природные ловушки (резервуары) разных типов. Каждый генетический тип потенциального резервуара отличается закономерностями размещения в подземном пространстве, развитием пород-коллекторов и экранирующих толщ. Следует отметить, что не для каждого района перспективной может быть любая из выделяемых геологических или криогидрогеологических структур, и не всегда применим метод аналогии. Поэтому подход к выбору благоприятного подземного объекта, используемого для захоронения жидких отходов, должен быть индивидуальный как по показателям природной геологической среды, так и удаляемым промышленным стокам.

При рассмотрении структурно-тектонических факторов в формировании подземных резервуаров нельзя обойтись без тектонофизических построений в последовательности и этапности эволюции разноранговых дизъюнктивных элементов. Разрывные нарушения всегда играли существенную роль в развитии различных геологических структур и формировании фильтрационно-ёмкостных свойств пород. Анализируя местоположение и кинематику разломов, можно восстановить динамику процессов, протекавших в той или иной геологической обстановке, расшифровать особенности развития структур и проницаемых зон в пространстве и времени. Для выявления древних, омоложенных и вновь образованных разрывных нарушений, используют ряд характерных признаков их активизаций. На этой основе разрывные нарушения подразделялись в зависимости от набора и показателей характерных признаков.

Для определения значимости разломов в геологической структуре в качестве критерия выбирается параметр длины — их масштабность. Такой подход по-

зволяет установить корреляционные зависимости между длиной и амплитудой смещения по разрыву, шириной зоны его влияния и глубиной проникновения в земную кору. Поэтому разломные зоны разделяют по критерию масштабности. Большинство генеральных дизъюнктивов платформы — древние. Они контролируют строение и развитие тектонических структур в чехле. В большинстве случаев наибольший интерес представляют новообразованные элементы разрывной тектоники. К ним относятся локальные дизъюнктивы, которые обычно имеют небольшую длину и входят в зону динамического влияния разлома древнего заложения и регионального значения. Другие многочисленные локальные разрывы опережают генеральные и региональные разломы и входят в области их динамического влияния. Изучение характеристик активных разломов позволяет сделать выводы о дальнейшей их перспективности для решения существующих задач поисков перспективных криогидрогеологических структур.

Необходимо отметить, что неотектоническая активизация платформенных областей — резонансно-тектоническая, наведенная со стороны окружающих горных поднятий. Новейшие структуры платформенного типа в значительной степени подчинены общему простиранию границ орогенов. Орогенез в горных областях и повышенная неотектоническая активность в прилегающих платформенных структурах происходят под воздействием одних и тех же геодинамических сил. Следовательно, платформенные структуры — это области постепенного затухания современной и новейшей тектонической активности, связанной с орогенезом приконтактных горных областей. Например, Мало-Ботуобинский район расположен на юге Западной Якутии в области умеренных неотектонических поднятий с суммарными амплитудами до 500 м. Его близкое расположение к активным неотектоническим структурам Байкальской рифтовой зоны проявилось в развитии довольно густой сетки новейших разрывных нарушений регионального плана, которые трассируются в северном направлении (рис. 3). Кроме разломов преобладающих простираний здесь отмечаются и дизъюнктивы субдолготного направления меньшей протяженности.

Геодинамические процессы, происходящие в земной коре, сложные и зависят от множества факторов, действия которых в разных по активности тектонических структурах проявляются различно. При этом следует принимать во внимание некоторые геологические показатели геодинамических процессов: градиент новейших вертикальных тектонических движений, плотность разломов, амплитуда новейших тектонических движений. При подсчете плотности разломов используются разломы различного ранга, активизированные в кайнозой. Активность разломов определяется по смещению в разрывных зонах осадочных комплексов молодых отложений, по приспособ-

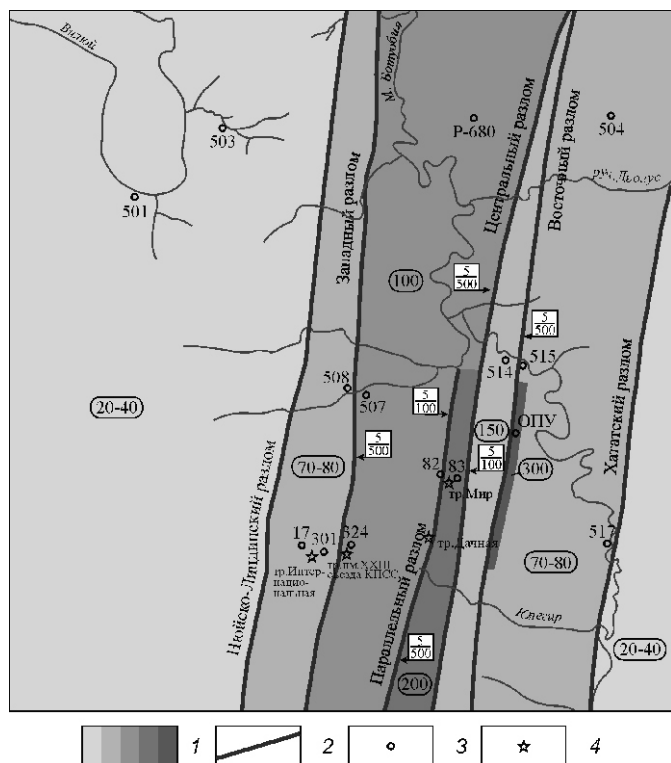


Рис. 3. Геофильтрационная схема подмерзлотного водоносного комплекса в Мало-Ботубинском районе:

1 — блоки пород, обладающие близкими по значениям фильтрационными свойствами, цифры — коэффициенты водопроницаемости, K_m , м²/сут; 2 — субмеридиональные разломные зоны; 3 — гидрогеологическая скважина; 4 — кимберлитовая трубка; фильтрационные показатели центральной части разломных зон (числитель — коэффициент водопроницаемости, м²/сут, знаменатель — мощность зоны, м)

соблению элементов рельефа и гидросети к направлениям дислокаций, степень их выраженности на аэрокосмоснимках. Близкие по величине значений разрывы объединяются в классы с разной плотностью. Один из важнейших показателей геодинамического процесса — контрастность вертикальных тектонических движений, количественным выражением которой является градиент скоростей. Он характеризует изменение скорости с расстоянием за временной интервал неотектонического этапа.

Таким образом, эволюция структурно-тектонической обстановки и температурного режима верхних частей геосферы Земли привела к кардинальному изменению термодинамического состояния и свойств пород криолитозоны, нарушению гидродинамического режима подземных вод. На определенных площадях Сибирской платформы в толщах многолетнемерзлых пород выше и ниже отметок эрозионного вреза до уровня подмерзлотного водоносного гори-

зонта образовалась естественная пустотность коллекторов, заполненных газовоздушной смесью. В основном эти коллекторы приурочены к трещинной нарушенности толщ, величина которой изменяется в широком диапазоне и напрямую зависит от структурно-тектонических особенностей горных массивов. Их ёмкость является одной из составных частей общей полезной пустотности многолетнемерзлых пород и определяет в начальный период эксплуатации полигонов закачки преобладающее направление миграции сброшенных вод. Основа формирования и существования подземных резервуаров в криолитозоне Сибирского региона — седиментационные, палео-гидрогеологические, геокриологические, морфо-структурные особенности породных массивов; неотектонический, структурно-геологический фактор возникновения и распределения трещинно-пустотного пространства в толщах пород; наличие перекрывающего непроницаемого экрана или буферного водоносного горизонта; гидродинамический и температурный режим на перспективных объектах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ в рамках проекта № 2010-218-01-001 «Создание комплексной экологически безопасной инновационной технологии добычи и переработки алмазосодержащих руд в условиях Крайнего Севера», выполняемого с участием АК «АЛРОСА» (ЗАО) и ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. — Новосибирск: Наука, 1991.
2. Вильямс Д.Ф., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., и др. Комплексные исследования позднемиоцен-плейстоценовых донных отложений озера Байкал — основа палеоклиматических реконструкций и диатомовой биостратификации // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1. С. 35—47.
3. Вожов В.И., Сурнин А.И. Закономерности распространения многолетнемерзлых пород на Сибирской платформе // Гидрогеология нефтегазоносных областей Сибирской платформы. — Новосибирск, 1982. С. 5—18.
4. Дроздов А.В. Захоронение дренажных рассолов в многолетнемерзлых породах (на примере криолитозоны Сибирской платформы). — Иркутск, 2007.
5. Дроздов А.В. Природные и техноприродные резервуары промышленных стоков в криолитозоне (на примере Якутской части Сибирской платформы). — Якутск, 2011.
6. Зимаков Б.М. Влияние геологических условий на газонасыщенность угольных пластов месторождений Печорского бассейна // Изв. вузов. Геология и разведка. 1961. № 7. С. 78—92.
7. Курилко А.С. Экспериментальные исследования влияния циклов замораживания-оттаивания на физико-механические свойства горных пород. — Якутск, 2004.
8. Фотиев С.М. Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (сообщение 2) // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 2. С. 3—26.

Фосфаты в современном мире, к итогам международной конференции «Фосфаты 2012» в Марокко

Ю.А.КИПЕРМАН, Э.Л.ШКОЛЬНИК, О.Н.ПАНИН (Московский филиал ФГУНПП «Росгеолфонд» «Научный центр ВИЭМС»; 129366, г.Москва, Ракетный бульвар, д. 13, корп. 2)

Очередная, четвертая научная конференция, состоявшаяся в конце марта 2012 г. в Марокко, вблизи крупнейших в мире фосфоритовых месторождений, привлекла внимание 500 ученых и специалистов из 45 стран всех континентов [12].

Информационно-исследовательскому центру CRU Group (Великобритания) — традиционному организатору этих конференций, позиционирующему себя как ведущий мировой аналитик в области фосфатов, впервые удалось организовать мероприятие за пределами Европы.

Конференция прошла под девизом — новые знания, новые технологии и политическая воля для поддержания устойчивого развития фосфатной отрасли, укрепления продовольственной безопасности, улучшения экологических стандартов жизни и преодоления бедности.

Итоги конференции можно охарактеризовать по следующим направлениям:

1. Ресурсы фосфатного сырья мира и перспективы освоения сырьевой базы.

2. Технологические инновации в облагораживании фосфатного сырья для наращивания его использования в производстве минеральных удобрений, технических и пищевых фосфатов.

3. Спрос и предложение на мировом рынке фосфатного сырья и минеральных удобрений.

4. Ситуация с производством технических (промышленных) и пищевых фосфатов.

5. Крупнейший производитель фосфатов в мире — Марокканская королевская компания ОСР, стратегия развития до 2020 г.

6. Оценка положения с фосфатной сырьевой базой и производством фосфорных удобрений в России.

1. Ресурсы фосфатного сырья мира и перспективы освоения сырьевой базы. На конференции признали, что мировой ресурсный потенциал фосфатов в целом достаточен для наращивания производства фосфатного сырья в объемах, удовлетворяющих потребности производства минеральных удобрений, технических фосфатов, элементарного фосфора, термической фосфатной кислоты, фосфорных солей и пищевых фосфатов.

Отмечено появление на мировом рынке новых производителей фосфатного сырья — Саудовской

Аравии и Австралии, готовых в 2012—2013 гг. к поставкам соответственно 1000 и 600 тыс.т. высококачественного фосфатного сырья.

Большой интерес на конференции вызвал доклад о разведке и начале промышленной добычи фосфатов на шельфе Намибии [11].

С 1950-х годов в изучение этих шельфовых фосфоритов внесли заметный вклад отечественные исследователи (Ю.М.Сенин, Е.М.Емельянов, Г.Н.Батулин) и зарубежные специалисты [1, 2, 4, 5, 6, 7].

В рассматриваемом регионе фосфориты развиты широко — от Анголы до Южно-Африканской Республики в пределах зоны действия Бенгельского течения на глубинах 60 — 250 м. Здесь отчетливо выделяются участки дна с содержаниями в поверхностных осадках P_2O_5 8—20%. Основной участок с содержанием P_2O_5 20% начинается южнее порта Уолфиш Бей и прослеживается к югу на расстоянии примерно 200—250 км при ширине 30—35 км. Он окружен площадями с более низкими содержаниями фосфора в осадках. Согласно палеонтологическим данным и определениям по изотопам стронция возраст фосфоритов плиоцен-плейстоценовый [1].

Разведочное бурение перспективных фосфатоносных площадей со средним содержанием P_2O_5 8% осуществлялось с судна «Христофор Колумб». Поднятый керн опробовался отсеком крупных раковин организмов класса 2,5 мм. Грубый материал сепарировался и истирался, а тонкий раковинный отделялся. Тонкий ил отбрасывался, истиралась мелкая органика.

Ресурсный потенциал Намибии по оценке Намибийской фосфатной компании следующий: измеренные запасы — 4 млн.т, содержание P_2O_5 20,5%; предварительно оцененные — 20 млн.т, содержание P_2O_5 20,1%; предполагаемые — 1608 млн.т, содержание P_2O_5 19%. Прогнозные ресурсы — 1832 млн.т руды.

Начало добычи — II кв. 2013 г. Строительство обогатительной фабрики — III кв. 2012 г.—II кв. 2013 г.

Предельная глубина отработки — 235 м. Начальное производство — 1 млн.т/год, к 2016 г. — 3 млн.т/год.

Судно «Христофор Колумб» производительностью до 25 тыс.т/час пульпы за 3 часа полностью заполняет ёмкости и направляется к берегу. Драгируемый материал, содержащий P_2O_5 18—20%, складывается на берегу, отсеивается крупная фракция ракуш-

ки, а мелкая фракция поступает на обогатительную фабрику, находящуюся на расстоянии 25 км.

На обогатительной фабрике осуществляется фракционирование, тонкий материал (шлам) направляется в отходы, при этом уменьшается содержание органического материала. В результате получают концентрат, содержащий P_2O_5 28%, который транспортируется в порт Валвисбей в 4 км от фабрики.

Концентрат стоимостью в пределах 60 долл/т предназначается для экспорта. Для сравнения цена марокканских концентратов, содержащих P_2O_5 32% — 150—200 долл/т.

Несомненно, у этого проекта большие перспективы — морские фосфаты станут важной составляющей минерально-сырьевой базы. Их ресурсы на шельфе и в верхней части континентального склона оцениваются в 7,5 млрд.т P_2O_5 , что составляет 10,5% мирового фосфатного потенциала.

Выполненные исследования показали, что добыча фосфоритов на шельфах континентов технически возможна и экономически доступна.

Вместе с тем, начало добычи морских фосфоритов не затронуло комплексной оценки фосфоритоносного шельфа Намибии. Речь идет о скоплениях алмазов высокого качества, известных с начала XX в., обнаруженных частично на тех же участках шельфа, где и фосфориты [8]. И в прежних работах по изучению фосфоритоносности, и в последних данных о начале промышленной разработки фосфоритов об этом не упоминается. А ведь в этом месте работают до пяти специализированных судов. Алмазный потенциал оценивается миллионами карат весьма высокого качества, а максимальные концентрации их на шельфе отчасти совпадают с районами распространения фосфоритов с повышенным содержанием P_2O_5 [1, 9, 10]. Источник поступления алмазов на шельф — продукты разрушения кимберлитовых трубок в основном из центральной части ЮАР и частично с территории Намибии, сносимые реками, временными потоками, ветрами на шельф. Можно предположить, что при добыче фосфоритов на отдельных площадях могут также извлекаться и алмазы, запасы которых вероятно пополняются новыми поступлениями с континента. При комплексной отработке стоимость этих полезных ископаемых может быть снижена.

Следует также обратить внимание и на известные данные о присутствии в морских фосфоритах Намибии золота, платины, отчасти рения, осмия [2, 3], которые могут поступать совместно с алмазами на шельф, поскольку в ЮАР имеются крупнейшие месторождения этих элементов.

Специальный доклад был посвящен фосфоритам Ирака [13], в изучении которых с 1960 г. весомый вклад внесли специалисты СССР из Техноэкспорта.

В Ираке выявлено 27 фосфоритоносных участков. Все они находятся на западе страны, у границ с Сирией и Иорданией. Здесь оценено 7 месторождений.

Наиболее детально разведано бурением до глубины 250 м месторождение Акашат, которое разрабатывается с 1983 г. В связи с военными действиями добыча была остановлена, и сейчас восстанавливаются мощности по производству фосфатных удобрений. Месторождение приурочено к мел-эоценовым отложениям, мощность пластов руды до 10 м со средним содержанием P_2O_5 21,47%. Разведанные запасы 430 млн.т. На остальных месторождениях проведены поисковые и оценочные работы. Общий ресурсный потенциал оценивается в 9,5млрд.т руды. Таким образом, Ирак обладает крупной сырьевой базой для развития производства фосфатных удобрений. Заслуживает внимания ураноносность иракских фосфоритов. Сырьевая тематика марокканской конференции завершилась докладом о современных глобальных материальных потоках фосфора в процессах разведки, добычи, обогащения, переработки, потребления и утилизации (повторного использования) по состоянию на 2010 г.

Выяснено, что из 27 млн.т ежегодно погашаемых запасов фосфора 9 млн.т попадают в отходы горно-промышленного комплекса и связанных с ним перерабатывающих производств. Порядка 15 млн.т. фосфора в год выносятся в результате ветровой и почвенной эрозии, теряется с урожаем. И только 18 млн.т используется в сельском и лесном хозяйстве, животноводстве, остальной фосфор оказывается в сфере функционального потребления людей и в отходах их жизнедеятельности.

Возвращаясь к рассмотрению глобальных материальных потоков фосфора, необходимо отметить, что это полезное ископаемое оказалось как ни одно другое благодатным для применения нового трансдисциплинарного подхода, разрабатываемого в Федеральном технологическом институте в Цюрихе.

2. Технологические инновации в облагораживании фосфатного сырья для наращивания его использования в производстве минеральных удобрений, технических и пищевых фосфатов. Качество фосфатного сырья в мире уже не одно десятилетие ухудшается. Соотношение высококачественных и низкоккачественных сортов сырьевой фосфатной продукции за период 1975—2010 гг. снизилось с отношения 1:8 до 1:20. Это вызвано не только снижением содержания P_2O_5 в разрабатываемых рудах, но и увеличением содержания вредных примесей Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MgO .

Озвученные на конференции предложения, касающиеся оценки технологичности фосфатов по соотношению Fe_2O_3 Al_2O_3 MgO и полезного компонента, способов удаления этих вредных оксидов из ЭФК — это по существу продолжение технологических новаций, начатых и активно продвигавшихся еще в СССР и в настоящее время оставленных без внимания в России.

3. Спрос и предложение на мировом рынке фосфатного сырья и минеральных удобрений. Произ-

водство фосфатного сырья в мире с 1992 по 2011 гг. возросло на 35%, достигнув 194 млн.т., т.е. годовой прирост составил около 2%. Увеличение производства с 59 до 164 млн.т за 20 лет связано в основном с ростом внутреннего потребления.

В Российской Федерации нет ни роста производства фосфатного сырья, ни роста его внутреннего потребления. Доля нашей страны в мировом производстве фосфатного сырья снизилась с 10 до 5%, экспорт апатитового концентрата — с 5 до 0,5 млн.т (в 2011 г.), а экспорт удобрений пропорционально возрос.

Рост мирового производства обеспечил, прежде всего, Китай: его доля возросла с 16 до 35%, а производство фосфатного сырья с 1992 г. утроилось и достигло 75 млн.т.

Экспорт сырья с 2001 г. снизился с 5 до 0,8 млн.т, тогда как экспорт удобрений вырос с 1998 г. в 10 раз и составил P_2O_5 3,5 млн.т.

Прогнозируется, что с 2010 по 2015 гг. мощности по производству фосфатного сырья возрастут на 26%. Половина этого роста ожидается в Африке, на 5 млн.т возрастут производственные мощности фосфатного сырья в Латинской Америке, Восточной и Западной Азии, возможно, Океании. В Китае прирост мощностей составит 10% мирового, тогда как в 2000—2010 гг. — 95%. В США прогнозируется снижение собственного производства.

Новые экспортно-ориентированные мощности появятся в Перу, Австралии, Казахстане, Намибии и Сенегале. Число стран-производителей уже возросло с 28 до 37, что успокаивает противников монополизации. Основная ориентация — на производство и экспорт конечной продукции с высокой добавленной стоимостью вблизи мест добычи.

Цены на фосфорное сырье в 2006 г. с 50 долл/т, через резкий подъем до 250 долл/т в кризисном 2008 г., опустились до 100 долл/т в 2009 г., а с 2010 г. вновь начался устойчивый рост до 200 долл/т (в январе 2012 г.).

Так как цены на фосфатное сырье следуют за ценами на диамонийфосфат (ДАР) и в январе 2012 г. они составили 200 долл/т, то при прогнозируемом снижении экспорта в Индию и при росте экспортных мощностей диамонийфосфата цены к январю 2013 г. упадут до 150 долл/т, а еще через год могут вновь немного подрасти.

В глобальной оценке рынка фосфатного сырья предполагается на ближайшие годы следующая структура распределения по направлениям переработки: сыромолотые фосфаты (аналог отечественной фосмуки) — 5 млн.т; производство экстракционной фосфорной кислоты (ЭФК) — 146 млн.т; простой и тройной суперфосфат — 30 млн.т; технические фосфаты — 4 млн.т.

Как видно из приведенных данных около 80% фосфатного сырья расходуются на производство экстракционной фосфорной кислоты и удобрений на ее основе.

Мировое потребление минеральных удобрений в 1990—2010 гг. возросло с 137 млн.т до 171,4 млн.т питательных веществ NPK, в т.ч. по странам (в млн.т): Китай — с 27,1 до 51, Индия — с 12,5 до 28, США — с 18,4 до 21,4, Бразилия — с 3,2 до 10,1.

Мировое потребление фосфорсодержащих минеральных удобрений в 2010 г. составило 39,8 млн.т P_2O_5 , в т.ч. по странам (в %): Китай — 29,4, Индия — 20,1, США — 10, Бразилия — 8,5, Россия — 1—2.

Перспективы мирового фосфатного рынка оцениваются как благоприятные. В 2012 г. производство возрастет на 2%, торговля на 1%, цены хотя и снизятся, но останутся достаточно высокими.

Прогнозируется рекордный объем производства экстракционной фосфорной кислоты — 41,5 млн.т. В США в ближайшей перспективе прогнозируется увеличение спроса на диамонийфосфат и моноаммонийфосфат (МАР) на 2—3% ежегодно.

Для стран ЕС готовится закон об удобрениях, ужесточающий содержание токсичных компонентов, до следующих значений (в мг/кг сухого вещества): As — 60, Cd — 3, Cr — 2, Hg — 2, Ni — 120, Pb — 150. В настоящее время законопроект обсуждается в отдельных странах ЕС, а в 2013 г. предполагается внести его на рассмотрение Европарламента.

4. Ситуация с производством технических (промышленных) и пищевых фосфатов. В последнее пятилетие производство таких фосфатов уменьшилось с 600 до 360 тыс.т за счет снижения спроса на детергенты (35% мирового спроса) на 1 млн.т. В конце 90-х годов XX в. производство фосфорных солей и пищевых фосфатов на базе элементарного фосфора и термической фосфатной кислоты сменилось получением технических и пищевых фосфатов из очищенной экстракционной фосфорной кислоты. Это означает, что ранее связываемое с электротермией производство промышленных и пищевых фосфатов, становится возможным при производстве удобрений.

Несмотря на существующие и возможные новые ограничения по применению консервантов и увлечение западной диетой, такие мировые бренды как Кока-кола, Пепси-кола все же сохраняют перспективы роста потребления пищевых фосфатов. Однако усиливается роль фитазы-энзима, применяемого пока в США и Европе в качестве заменителя пищевых фосфатов и фактора возможного снижения спроса на них.

Металлофосфаты в обозримой перспективе останутся конкурентоспособными, но есть тенденции их замены на не содержащие фосфор продукты, в аналогичной ситуации и фосфатные соединения для очистки воды.

Высока вероятность замены фосфорсодержащих зубных паст и эмалей на кремнийсодержащие соединения, не оказывающие абразивного воздействия. В целом по техническим и пищевым фосфатам прогнозируется устойчивый рост, за исключением сферы моющих средств, зубных паст и эмалей.

Определилась новая сфера потребления фосфатов — литий-фосфорные батареи, использующие литий-металлофосфаты (LMP) железа, марганца, кобальта, никеля и др.

Преимущество литий-металлофосфатов в том, что автомобили, оснащенные LMP батареями повышенной ёмкости, имеют больший запас хода по сравнению с литий-ионными батареями. Для производства таких батарей необходима особо чистая фосфорная кислота. Рынок литий-металл-фосфатов имеет большой потенциал роста.

5. Крупнейший производитель фосфатов в мире — Марокканская королевская компания ОСР, стратегия развития до 2020 г. Королевская фосфатная компания Марокко-ОСР — важнейшая составляющая экономики страны: 24% ее экспорта — 5,2 млрд.долл или 1/4 мирового экспорта фосфатов, а это и свыше 20 тыс. рабочих мест. Сырьевая база ОСР крупнейшая в мире. Добыча и производство сырья имеет 90-летнюю историю, 45 лет постоянного совершенствования производства удобрений и экстракционной фосфорной кислоты.

В составе ОСР — три горнообогатительных комплекса: Хурибга, Гантур (Юсуфия, Бенгерир) и Фосбукраа; два перерабатывающих комплекса — Жорф Ласфар и Сафи; четыре порта отгрузки — Жорф Ласфар, Сафи, Лааюн, Касабланка.

Масштабы производства компании впечатляют: производство высококачественного фосфоритового концентрата, содержащего P_2O_5 32% — 26,6 млн.т/г, фосфорной кислоты — 4 млн.т P_2O_5 , фосфорсодержащих минеральных удобрений 3,713 млн.т P_2O_5 в т.ч. 2,104 млн.т диамонийфосфата, 0,825 млн.т моноаммонийфосфата, 0,784 млн.т тройного суперфосфата (TSP). Порядка 40% фосфоритового концентрата, 46% минеральных удобрений, 60% фосфорной кислоты экспортируется.

Амбициозные стратегические планы ОСР предусматривают инвестирование 15 млрд.долл до 2020 г. для ввода в эксплуатацию 4 новых горнообогатительных комплексов: в Хурибге — 3 и в Гантуре — 1. Это позволит увеличить производство концентрата с 26,6 до 55 млн.т/г., удобрений — с 3,7 до 10 млн.т P_2O_5 , добиться снижения себестоимости продукции на 30—40% за счет сокращения транспортных затрат заменой железнодорожного транспорта на трубопроводный протяженностью 235 км от Хурибги до перерабатывающего комплекса Жорф Ласфар.

По данным Международного агентства по атомной энергии из марокканских фосфоритов попутно извлекается U. Его ресурсы весьма значительны, поэтому комплексная оценка фосфоритов весьма актуальна. Информация [3] о присутствии в небольших содержаниях Au и Ag в фосфоритах Марокко не должна остаться без внимания в свете новейших данных отечественных специалистов (каменный материал и идея Э.Л.Школьника, аналитические исследования

В.И.Рождествой, Я.Н.Ревенко, ИГИП ДВО РАН) по золотоносности североафриканских фосфоритов. Установлено присутствие Au и Ag в фосфоритах: Египта в районах Сафага и Куссейра в Красноморской зоне; в долине р.Нил и в оазисе Дахла, а также в фосфоритах месторождений Хурибга Марокко и Таиба Сенегала.

В фосфоритах Хурибги — Au до 18,8 г/т, хотя преобладающие содержания до 1 г/т, а в разных пластах Таибы 0,07—10,1 г/т. Содержания Ag обычно до 1 г/т. Повсеместно проба золота очень высокая.

Относительно происхождения золота в фосфоритах Египта мнения исследователей расходятся. Так, В.И.Рождествой на основе повышенной примеси хлора в золоте полагает, что накопление Au в фосфоритах связано с процессами абсорбции (объемного поглощения) растворенных форм, вероятнее всего, хлоридных, фосфатным веществом, а выделение частиц самородного золота определяется процессами перекристаллизации, трансформации поликомпонентных фосфатных отложений. Э.Л.Школьник полагает, что присутствие повышенных содержаний в золоте Si_2O , отражает первичное развитие металла в кварцевых жилах докембрия региона, где со времен фараонов разрабатывались золоторудные месторождения.

Важно подчеркнуть, что и на территории нашей страны уже много лет привлекает внимание золотоносность фосфоритов Русской платформы, а в Бурятии, где ведется разведка в коре выветривания Харанорского золотофосфатного месторождения, уже получены первые запасы в несколько тонн металла.

Так что комплексность отечественных фосфоритов может активизировать их освоение, повысив инвестиционную привлекательность производства местных удобрений — фосмуки и фосмелиорантов.

6. Оценка положения с фосфатной сырьевой базой и производством фосфатных удобрений в России. Сравнение и анализ на основе итогов конференции в Марокко. Анализ материалов прошедшей конференции со всей очевидностью показал, что Российская Федерация утратила место одной из ведущих фосфатных держав мира, которое занимал Советский Союз. В мировом потреблении фосфатов доля России оказывается в пределах 1—2%. А сам фосфор — этот по образному выражению академика А.Е.Ферсмана «элемент жизни и мысли» — не относится к приоритетным полезным ископаемым.

В отличие от ведущих фосфатных держав отечественная фосфатная сырьевая база не развивается. Производство апатитового концентрата в ОАО «Апатит» и ОАО «Ковдорский ГОК» остановилось на уровне 9—9,5 млн.т/г., что меньше, чем в 1980-е годы. Горнообогатительные комплексы на фосфоритовых месторождениях Подмоскovie, Ленинградской и Кировской областей законсервированы.

Производство фосфорсодержащих минеральных удобрений ориентировано в основном на экспорт,

так как внутреннее их потребление ограничено, что грозит потерей плодородия пахотных земель, значительная часть которых уже выведена из оборота.

Марокканская конференция наглядно продемонстрировала стремление многих стран мира активизировать производство фосфорных удобрений, вовлекая в разработку новые месторождения. И становится понятным, что, не развивая отечественную фосфатную отрасль, мы обрекаем себя на ухудшение продовольственной базы страны.

В этой ситуации интенсификация производства фосфорных удобрений, с вовлечением в освоение комплексных месторождений, позволит решить многие из существующих проблем. Необходима разработка программного документа по развитию минерально-сырьевой базы агропромышленного комплекса, включающего: предложения по лицензированию фосфоритовых месторождений нераспределенного фонда для производства местных фосфорсодержащих минеральных удобрений и фосмелиорантов преимущественно в Нечерноземье, а также в Сибирском и Дальневосточном федеральных округах; актуализацию оценки запасов ценных попутных компонентов в фосфатном сырье и отходах его переработки с целью перехода на использование месторождений комплексных фосфорсодержащих руд; рекомендации по направлению технологических исследований по повышению качества фосфорной кислоты для производства новых видов продукции; предложения по повышению экологической чистоты фосфатного сырья и удобрений и продвижению на зарубежные рынки; рекомендации по совершенствованию законодательного регулирования в области минерально-сырьевого обеспечения агропромышленного комплекса, сохранения и воспроизводства плодородия почв.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батурин Г.Н. Фосфатонакопление в океане. — М.: Наука, 2004.
2. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. Формы золота и платины в фосфоритах шельфа Намибии // Докл. РАН. 2006. Т. 206. № 5. С. 659—662.
3. Батурин Г.Н., Асавин А.М., Колесов Г.М. Благородные металлы в современных и древних фосфоритах // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 384—387.
4. Емельянов Е.М. Распределение и состав илов на шельфе юго-западной Африки / Тр. ИОАН СССР. 1973. Т. 95. С. 211—238.
5. Емельянов Е.М. Состав слабофосфатных и фосфатных осадков шельфа западной Африки / Тр. ИОАН СССР. 1973. Т. 95. С. 239—260.
6. Сенин Ю.М. Особенности осадкообразования на шельфе юго-западной Африки // Литология и полезные ископаемые. 1968. № 4. С. 108—111.
7. Сенин Ю.М. Фосфор в донных осадках шельфа юго-западной Африки // Литология и полезные ископаемые. 1970. № 1. С. 11—26.
8. Шмаков И.И., Божко Е.Н. Происхождение морских россыпей алмазов Намибии // Вестник ВГУ. Серия геология. 2008. № 1. Январь—июнь. С. 116—126.
9. Bremner J.M. Biogenic sediments on the South West African (Namibian) continental margin. Coastal upwelling-its sediment record // Eds. E.Suess, J.Thiede. Plenum press. 1983. Pt. B. Pp. 73—103.
10. Bremner J.M., Rogers J. Phosphorite deposits on the Namibian continental shelf. Phosphate deposits of the world. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1990. Vol. 3: Neogene to Modern phosphorite // Eds. W.C.Burnet, S.R.Riggs, Pp. 127—128.
11. Drummond A. The Namibian Sandpiper Marine Phosphate Projekt: Almost Ready to Go / Phosphates 2012. Morocco, 2012.
12. International Conference & Exhibition Phosphates 2012. www.phosphatesconference.com
13. Khaldoun Al-Bassam, G.Fernette, S.Jasinski Phosphate Deposits of Iraq / Phosphates 2012. Morocco, 2012.

Всероссийская конференция по глубинному генезису нефти и газа — об итогах 1-х Кудрявцевских Чтений

22—25 октября 2012 г. в г.Москва в ОАО «Центральная геофизическая экспедиция» («ЦГЭ») прошли 1-е Кудрявцевские Чтения — Всероссийская конференция по глубинному генезису нефти и газа, посвященная памяти профессора Н.А.Кудрявцева — основоположника современной теории неорганического происхождения нефти.

Кудрявцевские Чтения помимо функции организующей площадки для сторонников глубинного генезиса нефти и газа служат созданию теории глубинного абиогенно-мантийного происхождения углеводородов, как научной основы программы по поискам глубинной нефти.

В соответствии с темой 1-х Кудрявцевских Чтений: «Современное состояние теории происхождения, методов прогнозирования и технологий поисков глубинной нефти» на конференции прошло обсуждение вопросов текущего состояния и развития теории глубинного абиогенно-мантийного происхождения нефти, методов прогнозирования нефтегазоносности недр, методов и технологий поисков, разведки и освоения глубинной нефти.

В Чтениях приняли участие 240 человек из 112 научных, производственных и сервисных организаций России, Армении, Беларуси, Казахстана, Узбекистана и Украины. В программу конференции было включено 108 докладов: 12 заказных, 52 пленарных, 31 секционных и 13 стендовых. В дискуссии по итогам конференции приняли участие 33 человека, которые сформировали предложения и рекомендации для включения в Резолюцию конференции. С содержанием Резолюции конференции можно ознакомиться на сайте http://journal.deepoil.ru/images/stories/docs/DO-1-1-2013/2_Resolution_1-KR.pdf.

Проведению конференции предшествовало создание сайта (<http://conference.deepoil.ru>) и выпуск электронного сборника тезисов, включающего 124 доклада, сгруппированные по основным разделам исследований: 1) фундаментальные вопросы происхождения нефти и газа; 2) теоретические и экспериментальные работы по вопросам генезиса нефти и газа; 3) геологическое строение и перспективы нефтегазоносности недр с позиций их глубинного происхождения; 4) методы и технологии прогнозирования, поисков, разведки и освоения глубинной нефти и газа.

Конференция подтвердила общее мнение участников о необходимости продолжения изучения проблемы глубинного генезиса углеводородов путем их синтеза в породах мантийной оболочки, мантийной литосферы и консолидированной коры без участия органического вещества. Это требует продолжения изучения глубинных недр Земли, их структуры, геодинамики, эволюции вещественного состава, свойств глубинного вещества, механизмов мобилизации, вертикальной миграции, дифференциации химических элементов и других вопросов глубинного генезиса углеводородов.

Конференция считает, что необходимо продолжить изучение проблемы генезиса углеводородов и формирования промышленных скоплений нефти и газа на строго научной, количественной геолого-физической (физико-химической) основе с заверкой результатов исследований на соответствие известным фактическим материалам по нефтегазоносности недр Земли, на непротиворечивость геологическим условиям нахождения нефти и газа в земной коре и на способность реализации на практике ее важнейшей предсказательной функции по прогнозированию и поискам глубинной нефти.

Оргкомитет и Участники конференции приняли решение о проведении 2-х Кудрявцевских Чтений — Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти и газа 21—23 октября 2013 г. в г.Москва в ОАО «ЦГЭ». Тема 2-х Кудрявцевских Чтений: «Природные физико-химические условия и процессы преобразования и мобилизации мантийных C-H-N-O-S систем в углеводороды нефтяного ряда. Исходное вещество и очаги генерации, механизм и каналы вертикальной миграции глубинных углеводородов» включает широкий круг секционной тематики и доступна по адресу: http://journal.deepoil.ru/images/stories/docs/DO-1-2-2013/12_Announcement.pdf.

Приглашаются все заинтересованные ученые, геологи и нефтяники научных, сервисных и производственных организаций нашей страны для принятия участия во 2-х Кудрявцевских Чтениях. Регистрация участников будет проходить на сайте конференции: <http://conference.deepoil.ru/>. Пожелания и предложения по организационным вопросам и спонсорской поддержке конференции можно присылать на электронный адрес конференции: conference@deepoil.ru.

*Председатель Оргкомитета
А.И.Тимурзиев*

К 100-летию со дня рождения Николая Алексеевича Шило

Николай Алексеевич Шило — выдающийся ученый и блестящий организатор науки родился 7 апреля 1913 г. в г.Пятигорск. Он с увлечением учился в Ленинградском горном институте и, окончив его в 1937 г., по рекомендации Ю.А.Билибина уехал на работу в Северное горнопромышленное управление «Дальстрой». С этого времени вся его многолетняя производственная и научная деятельность была тесно связана с Северо-Востоком и Дальним Востоком России. Николай Алексеевич начинал трудовой путь прорабом Хатыннахской геологоразведочной партии, старшим инженером россыпных разведок Геологоразведочного управления, с 1940 г. — заместителем начальника по геологоразведке Северного горнопромышленного управления строительства «Дальстроя», с 1948 г. — начальник Средне-Колымского районного геологоразведочного управления.

В первые же годы работы под руководством Н.А.Шило и при его непосредственном участии в районе были открыты и разведаны месторождения золота, олова, вольфрама, молибдена и других полезных ископаемых. Уже в начале производственной деятельности, связанной с разведкой россыпей, Н.А.Шило публикует в бюллетене «Колыма» (1940) свои первые две статьи, ставшие началом его долгого научно-исследовательского творчества. Эти публикации непосредственно были направлены на повышение достоверности геологоразведочных данных при разведке и подсчете запасов россыпей золота. Данных статей оказалось достаточно, чтобы на Николая Алексеевича обратили внимание в геологическом руководстве «Дальстроя», и уже в декабре 1944 г. он был полноправным участником первой дальстроевской конференции по золоту, проходившей под руководством академика С.С.Смирнова в г.Магадан.

При решении практических задач зарождались фундаментальные теоретические работы Н.А.Шило, опубликованные в Материалах по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Изучая закономерности распределения золота в рыхлых отложениях, он один из первых в своей публикации (1949) обратил внимание геологов на чрезвычайно слабую перемещаемость частиц золота речными потоками при формировании россыпей, что является основным фактором, характеризующим закономерности их распределения в продуктивных пластах.

Успехи в решении практических и научных задач по развитию минерально-сырьевой базы Северо-Восточного региона страны принесли Николаю Алексеевичу заслуженное признание. В 1949 г. Н.А.Шило был назначен заместителем директора по научной работе, а через год возглавил Всесоюзный научно-исследовательский институт золота и редких металлов (ВНИИ-1).



В эти годы под руководством Николая Алексеевича проводились исследования связанные с геологией редкометалльных и золоторудных месторождений, всесторонним изучением россыпной золотоносности и минерального состава руд, обобщением геологоразведочных данных, созданием методик и технических средств для совершенствования разведки и технологии разработки месторождений. ВНИИ-1 из научно-исследовательской лаборатории превратился в крупное отраслевое научное учреждение, способное решать не только проблемы геологии и металлогении, но и широкий разносторонний круг вопросов горного дела, мерзлотоведения, обогащения минерального сырья, что серьезно повлияло на развитие производительных сил Магаданской области.

В 1953 г. Н.А.Шило успешно защитил кандидатскую диссертацию, в которой обобщил материалы по россыпной золотоносности Северо-Восточного СССР и определил основные задачи дальнейших исследований экзогенной золотоносности. С присущей Николаю Алексеевичу целенаправленностью и профессионализмом эти задачи наиболее полно были решены в последующей его научной деятельности. Достаточно отметить только некоторые работы Н.А.Шило, опубликованные в Трудах ВНИИ-1 и связанные с концептуальными вопросами геологии россыпей: о формах переноса золота в условиях вечной мерзлоты (1955), принципах классификации россыпных проявлений (1958), влиянии древних оледенений

на россыпную золотоносность Яно-Колымского пояса (1959), геологическом строении и коренных источниках россыпей Яно-Колымского пояса (1960).

Начиная с 1960 г. в жизни Николая Алексеевича наступил период, когда с особой яркостью проявился талант ученого и организатора. В 1960 г. Н.А.Шило с ближайшими соратниками организовал в г.Магадан Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ ДВО АН СССР). Важнейшие задачи института со дня его основания — это изучение природных ресурсов Северо-Востока СССР, а так же решение разнообразных проблемных вопросов в области наук о Земле. В целом они были объединены и успешно реализовывались в фундаментальной проблеме «Геология и генезис минерально-сырьевых ресурсов Северо-Востока СССР». В воспитании творческих кадров института в полной мере проявились личностные человеческие качества и мудрость Н.А.Шило как организатора научного высокопрофессионального коллектива, который он возглавлял 25 лет.

Николай Алексеевич Шило в 1962 г. блестяще защитил докторскую диссертацию. В 1964 г. он был избран членом-корреспондентом Академии наук СССР по Отделению наук о Земле.

Главными направлениями научной деятельности Н.А.Шило были геология месторождений полезных ископаемых, коренных и россыпных, вулканогенные пояса и их металлогения, происхождение Солнечной системы.

Особенно существенен его вклад в развитие учения о россыпях. Многоплановые исследования позволили Н.А.Шило разработать систематику россыпеобразующих минералов на основе константы гипергенной устойчивости, позволяющей подойти к количественной оценке их миграционной способности. Им введено понятие о россыпеобразующих рудных формациях и разработана их типизация. В качестве важнейшего регионального фактора россыпеобразования определена роль тектоно-геоморфологической эволюции территорий, рассмотрены причины образования протяженных и уникальных по запасам россыпных месторождений, выделен самостоятельный тип россыпеобразования в специфических условиях перигляциального литогенеза, определена степень влияния оледенений на формирование и сохранность россыпей. Для решения практических задач нельзя не отметить работы Н.А.Шило по проблемам рудноформационного анализа как научной основы в поисковых и геологоразведочных целях. Николай Алексеевич был главным инициатором в организации геологического изучения и определения перспектив на золото- и сереброносность Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, что было реализовано в сжатые сроки и увенчалось открытием уникаль-

ного золотосеребряного месторождения Дукач и ряда крупных золоторудных объектов.

В 1970 г. за выдающийся личный вклад в фундаментальную науку Н.А.Шило был избран действительным членом АН СССР. С 1971 по 1977 гг. он был заместителем председателя президиума Дальневосточного научного центра (ДВНЦ) АН СССР, а с 1977 по 1985 гг. возглавлял Президиум ДВНЦ АН СССР.

За свою многолетнюю творческую деятельность Н.А.Шило опубликовал более 700 научных работ, в т.ч. 17 монографий. Его монография «Учение о россыпях» стала геологической энциклопедией россыпных месторождений золота.

Воспитанники Николая Алексеевича плодотворно трудятся в научно-исследовательских и производственных организациях Северо-Востока, Сибири, Дальнего Востока и Урала, центральных районов России, городов Москва и Санкт-Петербург, в странах ближнего зарубежья, только в одном Северо-Восточном регионе десятки его учеников стали кандидатами и докторами наук. На трудах Н.А.Шило воспитаны сотни специалистов, достойно развивающих и внедряющих в практику фундаментальные идеи, заложенные в его работах. Ярким примером подобного являются открытия и освоения последних десятилетий ряда крупнейших по запасам россыпных месторождений платины, золота, редких металлов, олова.

За огромный вклад в освоение природных ресурсов Северо-Востока и большую научно-организационную работу в 1973 г. Николаю Алексеевичу Шило присвоено звание Герой Социалистического Труда, он награжден тремя орденами Ленина, двумя Трудового Красного Знамени, орденами Октябрьской Революции и Знак Почета, а так же многими медалями. Н.А.Шило был Почетным директором СВКНИИ ДВО РАН, Почетным членом многих академий, Почетным гражданином городов Магадан (Россия) и Виннипег (Канада). Сирийские геологи именем Н.А.Шило называли осадочную формацию, с которой связаны продуктивные нефтеносные толщи. Николай Алексеевич был активным участником почти всех форумов, посвященных геологии россыпей, геологии Востока России, Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана, различных всероссийских и международных совещаний, конференций и симпозиумов.

В последние годы жизни Н.А.Шило был советником Президиума РАН, жил и работал в Москве. 8 июня 2008 г. Николая Алексеевича не стало. Похоронен он на Троекуровском кладбище. Николай Алексеевич Шило был и остается эпохой в российской науке — эпохой славных дел и великих открытий.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Порядок оформления статей, представляемых в журнал «Отечественная геология»

Настоящий порядок вводится в соответствии с рекомендациями ВАК Министерства образования и науки Российской Федерации и унификацией для Научной Электронной Библиотеки (НЭБ)

Образец оформления статьи:

УДК.....	К.П.Комаров, П.С.Егоров, 2013
Геологическое строение Кольского полуострова	
К.П.КОМАРОВ, П.С.ЕГОРОВ (Кольский научный центр РАН)	
<i>Аннотация</i> (на русском языке, не более 5-7 строк).....	
<i>Ключевые слова</i> (на русском языке, не более 5-7 слов).....	
<i>Перевод названия статьи на английский язык (полужирным шрифтом)</i>	
K.P.KOMAROV, P.S.EGOROV	
<i>Аннотация</i> (на английском языке, не более 5-7 строк).....	
<i>Key words</i> (не более 5-7).....	
<i>Адрес для переписки - почтовый, телефон, e-mail:</i>	
Далее	
ТЕКСТ СТАТЬИ (см. требования к авторам статей).....	
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	

Требования к авторам статей

1. Рукопись статьи подготавливается в соответствии с образцом оформления и представляется с установленными сопровождающими документами: письмом (разрешением на опубликование) руководителя учреждения и экспертным заключением о возможности публикации в открытой печати. В конце статьи ставятся подписи всех авторов. В том случае, если автор не один, то указать фамилию автора, с которым будет вестись переписка.

2. К материалам, направляемым в редакцию, должна быть приложена справка об авторе (авторах) с указанием: фамилии, имя, отчества, ученой степени, звания, должности, места работы, адреса для переписки (почтового), телефона, e-mail каждого автора.

3. В журнале не публикуются статьи, излагающие обобщения и предположения, не вытекающие из публикуемого оригинального фактического материала; серийные и излагающие отдельные этапы исследований, не представляющих общего интереса.

4. Статьи, отклоненные редколлегией, повторно не рассматриваются.

5. Объем статьи не должен превышать 15 страниц, включая таблицы и список литературы. Следует оставить поля: сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в Text format (*.rtf), (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, таблицы. Возможна передача статей по электронной почте: geo@yandex.ru, tsnigri@tsnigri.ru.

6. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0.

7. Список литературы дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не включаются неопубликованные работы.

8. Рисунки и другие графические материалы (не более 4) в черно-белом варианте прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки принимаются в виде фотокопии (на глянцевой бумаге), на дискетах с распечаткой на бумаге. Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые и цифровые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр должен быть не менее 2 мм, толщина линий рисунка — не менее 0,2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: графический редактор Corel Draw (*.cdr); Encapsulated Post Script (*.eps); TIFF — только для фото (*.tif); Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются.

9. Подрисуточные подписи печатаются на отдельной странице (текстовый файл, после списка литературы). Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

10. Редакция оставляет за собой право сокращать и редактировать название статьи, текст, рисунки.

11. С целью облегчения редактирования статей следует использовать термины и понятия в значениях, отраженных в следующих изданиях:

Толковый словарь английских геологических терминов. Перевод с английского / Под ред. Н.В.Межеловского. —М.: Геокарт, 2002.

Российский металлогенический словарь / Под ред. А.И.Кривцова.

—С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.

Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях. —С-Пб, 1991.

12. Статьи, превышающие установленный объем или не отвечающие данным требованиям, возвращаются автору.