

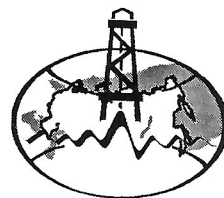
ISSN 0869-7175

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



3/2003

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

3/2003

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество
Центральный

научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **А. И. Кривцов**

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

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

МОСКВА

Содержание

Основы государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования

3

Колодезников И.И., Попов Б.И., Семенов В.П., Скрыбин Р.М.
Высшее геологическое образование в Республике Саха (Якутия)

6

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Берзин А.Г., Гуляев И.В., Рудых И.В.
О природе нефтегазовых месторождений юго-запада Якутии

9

Ним Ю.А., Железняк М.Н.
Зондирования методом переходных процессов при оценке геологической среды Эльгинского угольного месторождения

12

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Фридовский В.Ю., Соловьев Е.Э., Полуфунтикова Е.И.
Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны

16

Павлов А.Г., Дмитриев С.Д.
Современные представления о генетической классификации месторождений

22

Константинов М.М., Аристов В.В., Соловьев К.В.
Принципы районирования Верхоянской металлогенической провинции на благородные металлы

24

Мельцер М.Л.
Магматогенно-гидротермальная золото-кварцевая формация Верхоянья

Гадиятов В.Г., Маршинцев В.К., Тыллар Ю.Г., Павлов В.И., Чабан Н.Н., Асосков В.М., Томбасов И.А.
Алмазоносность коматиитов Олондинского зеленокаменного пояса

30

Обыскалов А.К.
Коматиитовые базальты Олотского зеленокаменного пояса

31

Неустров Р.Г.
Морфогенетические типы рудных тел месторождения Бадран

33

Шарова А.М.
Структурный контроль кимберлитового магматизма восточной части Сибирской платформы

39

Ягншев Б.С.
Новые данные о биогеохимических ореолах кимберлитов

42

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Фарбер М.Р., Кулагина Л.А.
Механизм формирования деструктивных зон Верхоянско-Колымской орогенной области

47

Колодезников И.И., Петров П.П., Попов И.Ю.
Особенности строения и состава вулканогенно-осадочных толщ девонско-раннекаменноугольного возраста в Восточно-Хандыгской цепи грабенов Сетте-Дабанской рифтовой зоны

49

Мишин В.М., Рукович В.Н.
Кратонизация в складчатых мезозоидах Индигиро-Колымского региона

52

Рукович А.В.
История формирования индских отложений восточной части Вилуйской синеклизы и прилегающих районов Предверхоянского прогиба

54

Дмитриев П.С., Третьяков М.Ф.
Неотектонический рельеф верхнего течения р.Мома (Момский рифт)

58

Железняк М.Н.
Внутриземный тепловой поток Алданского щита

59

Стогний В.В., Стогний Г.А., Зедгенизов А.Н.
Становой мегаблок Алдано-Станового щита: структура и эволюция

64

МЕТОДЫ И МЕТОДИКА ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Ним Ю.А.
К теории подземной импульсной электроразведки

66

Скрыбин Р.М., Федоров Л.Н., Свешников Г.А.
Пути оптимизации процесса разрушения горных пород и создания новых коронок для геологоразведочного бурения

69

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Павлов А.Г., Филиппов В.Р.
Еще раз о происхождении Земли

71

ХРОНИКА

Международная конференция «Индикаторы сбалансированного развития в горнорудной промышленности» - Греция, о-в Милас, 21-23 мая 2003 г.

74

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

Подписано в печать 21.06.2003. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 1296.
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

СООБЩЕНИЕ ДЛЯ ПЕЧАТИ
РАСПОРЯЖЕНИЕ от 21 АПРЕЛЯ 2003 г. № 494-р

1. Утвердить прилагаемые Основы государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования.
2. МПР России совместно с заинтересованными федеральными органами исполнительной власти организовать работу по реализации Основ государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования.

Председатель Правительства
Российской Федерации М.Касьянов

УТВЕРЖДЕНЫ
распоряжением Правительства
Российской Федерации
от 21 апреля 2003 г. № 494-р

ОСНОВЫ
государственной политики в области использования
минерального сырья и недропользования

Россия располагает крупнейшим минерально-сырьевым потенциалом и является одним из ведущих мировых производителей минерального сырья. В то же время минерально-сырьевая база страны обладает относительно низкой инвестиционной привлекательностью из-за неблагоприятного географо-экономического размещения многих месторождений полезных ископаемых и относительно низкого качества минерального сырья, его низкой конкурентоспособности в современных экономических условиях. Отсутствует долгосрочная государственная стратегия в области изучения недр, воспроизводства минерально-сырьевой базы и технического перевооружения предприятий по добыче и первичной переработке полезных ископаемых. Указанные негативные факторы в ближайшее время могут привести к существенным затруднениям в функционировании минерально-сырьевого комплекса, замедлению экономического развития и снижению уровня обеспечения безопасности страны.

Проведение Россией эффективной политики в сфере рационального использования минерально-сырьевой базы требует учета последствий глобализации мировой экономики, прогнозируемого роста потребления минерально-сырьевых ресурсов в XXI веке и является важнейшим условием обеспечения структурной перестройки и модернизации экономики и последовательного повышения благосостояния населения.

Настоящий документ определяет цели, принципы и задачи государственного регулирования соответствующих видов деятельности, а также направления совершенствования системы управления минерально-сырьевым комплексом и государственным фондом недр России. Для решения поставленных задач разработан план мероприятий по реализации Основ государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования согласно приложению.

1. Цели и принципы государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования

Основными целями государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования являются:

обеспечение воспроизводства и эффективного освоения минерально-сырьевой базы Российской Федерации в целях обеспечения устойчивого экономического развития России, повышения благосостояния ее граждан;

организация рационального и комплексного использования минерально-сырьевых ресурсов в интересах нынешних и будущих поколений граждан Российской Федерации;

защита геополитических интересов России, в том числе на мировом рынке минерального сырья.

Государственная политика в области использования минерального сырья и недропользования основывается на следующих принципах:

сохранение государственной собственности на недра и содержащиеся в них минерально-сырьевые ресурсы;

регулирование развития и использования минерально-сырьевого комплекса страны в соответствии с долгосрочной государственной стратегией, среднесрочными и краткосрочными программами геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы, разрабатываемыми на основе долгосрочного (на перспективу до 25-50 лет) прогнозирования уровней потребления основных видов минерального сырья;

предоставление прав пользования недрами на состязательной (аукционной, конкурсной) основе;

формирование федерального фонда резервных месторождений полезных ископаемых, в том числе углеводородного сырья (фонда минерально-сырьевых ресурсов для будущих поколений);

совершенствование системы налогов и платежей, связанных с использованием недрами, в целях обеспечения справедливого распределения между государством и недропользователями доходов от использования ресурсов недр, находящихся в государственной собственности, создания благоприятных экономических условий для функционирования минерально-сырьевого комплекса России, поддержания его конкурентоспособности на мировом рынке;

установление четкого разграничения полномочий между Российской Федерацией и субъектами Российской Федерации в сфере использования и охраны недр;

стимулирование перехода экономики Российской Федерации на ресурсосберегающие технологии, рациональное и комплексное использование минерального сырья при его добыче и переработке;

совершенствование практики реализации соглашений о разделе продукции для освоения месторождений полезных ископаемых, в том числе расположенных на континентальном шельфе и на территориях регионов с отсутствующей производственной инфраструктурой, применение таких соглашений в исключительных случаях при отсутствии претендентов на разработку участков недр на условиях обычного налогового режима, усиление государственного контроля за исполнением указанных соглашений.

2. Совершенствование нормативной правовой базы в области использования минерального сырья и недропользования

Для реализации государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования необходимо обеспечить совершенствование законодательства о недрах, обратив особое внимание на правовое регулирование следующих аспектов деятельности в сфере недропользования:

- предоставление в пользование участков недр на основе административных и гражданско-правовых механизмов, включая договоры концессий и другие формы договорных отношений;
- четкое распределение между Российской Федерацией и субъектами Российской Федерации полномочий в области управления недропользованием;
- закрепление в лицензиях, лицензионных соглашениях и договорах на пользование участками недр обязательств недропользователя по этапам и срокам освоения месторождений, выполнению объемов и видов работ, связанных с использованием недрами;
- применение экономических и правовых санкций к недропользователям, нарушающим условия пользования недрами, в том числе санкций за умышленную консервацию месторождений полезных ископаемых;
- признание работ по разведке месторождений полезных ископаемых самостоятельным видом пользования недрами, финансируемого в том числе из федерального бюджета;
- стимулирование применения лучших технологий разведки и добычи полезных ископаемых, минимизации негативного воздействия на окружающую среду при проведении геологоразведочных и горных работ;
- развитие системы государственного мониторинга геологической среды;
- создание эффективной системы государственного контроля за проведением геологоразведочных и добычных работ, за выполнением условий лицензий и договоров на право пользования участками недр;
- совершенствование государственной экспертизы результатов геологоразведочных работ и системы учета запасов полезных ископаемых;
- разработка новых и корректировка действующих стандартов, норм и правил в сфере недропользования и охраны окружающей среды с учетом общепризнанных принципов и норм международного права;
- обязательность государственной экспертизы проектной документации на разработку месторождений полезных ископаемых;
- обеспечение гарантий соблюдения интересов государства и недропользователя.

3. Совершенствование системы управления государственным фондом недр

В целях совершенствования системы управления государственным фондом недр необходимо четкое распределение полномочий между федеральными органами исполнительной власти и органами исполнительной власти субъектов Российской Федерации путем:

- закрепления за федеральными органами исполнительной власти функции стратегического планирования развития минерально-сырьевого комплекса Российской Федерации и основных регулирующих и контрольных функций;
- распределения исполнительно-распорядительных функций между федеральными органами государственной власти и органами государственной власти субъектов Российской Федерации;
- усиления системы государственного контроля за геологическим изучением и использованием недр;
- расширения практики проведения открытых аукционов, связанных с предоставлением прав пользования недрами для геологического изучения, разведки и добычи полезных ископаемых;
- разработки мер по повышению экономической ответственности недропользователя за невыполнение инвестиционных обязательств и неэффективное использование предоставленных в пользование участков недр.

4. Организационные мероприятия в области использования и воспроизводства запасов минерального сырья и обеспечения эффективной работы добывающей промышленности

Важной составной частью реализации государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования являются федеральные целевые программы геологического изучения недр и развития минерально-сырьевой базы страны, для выполнения которых необходимо осуществление следующих мероприятий:

- разработка политики в области использования минерально-сырьевых ресурсов на длительную перспективу (20, 30, 50 лет);
- анализ и оценка перспектив внутреннего потребления, экспорта, импорта минерального сырья и разработка предложений по покрытию дефицита соответствующего вида минерального сырья;
- разработка мер по созданию стратегических государственных запасов минерального сырья, в том числе запасов пресных подземных вод, по формированию необходимых и достаточных объемов складских запасов стратегических видов минерального сырья;
- своевременное и регулярное финансирование из средств федерального бюджета геологических исследований, проводящихся в интересах обороны и безопасности страны, в целях прогнозирования, выявления и оценки минерально-сырьевых ресурсов в малоизученных районах, поиска и разведки стратегических видов минерального сырья, обеспечения потребностей отраслей промышленности в геологической информации о недрах, а также прогнозирования геологических процессов, опасных для жизни и здоровья населения;
- контроль и оценка состояния минерально-сырьевой базы;

стимулирование деятельности добывающих компаний по проведению работ, направленных на получение прироста запасов полезных ископаемых, в том числе за счет бюджетных средств.

В целях обеспечения эффективной работы предприятий добывающей промышленности необходимо осуществлять: содействие формированию добывающих компаний, имеющих высококонкурентную способность на мировом рынке добычи и переработки минерального сырья;

расширение участия предприятий малого и среднего бизнеса в деятельности в области использования минерального сырья и недропользования;

использование различных форм государственной поддержки и защиты интересов российских добывающих компаний при выходе их на мировой рынок, а также российских добывающих компаний, участвующих в реализации крупных инвестиционных проектов, связанных с освоением минерально-сырьевых ресурсов, в том числе за пределами Российской Федерации.

ПРИЛОЖЕНИЕ
к Основам государственной политики в области
использования минерального сырья и
недропользования

ПЛАН
мероприятий по реализации Основ государственной политики
в области использования минерального сырья и недропользования

	Ответственные исполнители	Сроки исполнения
I. Совершенствование нормативной правовой базы в области использования минерального сырья и недропользования		
1. Разработка новой редакции проекта федерального закона «О недрах»	МПР России, Минэкономразвития России, Минэнерго России, Госгортехнадзор России Минпромнауки России, Минфин России	I полугодие 2003 г.
2. Подготовка предложений по внесению изменений и дополнений в Налоговый кодекс Российской Федерации с целью совершенствования системы налогообложения недропользователей	Минфин России, Минэкономразвития России, МПР России, МНС России, Минэнерго России, Минпромнауки России, Госгортехнадзор России	2003–2004 гг.
3. Разработка и утверждение классификаций запасов полезных ископаемых и прогнозных ресурсов, соответствующих международным стандартам	МПР России, Минэнерго России, Минпромнауки России	II квартал 2003 г.
4. Разработка проектов нормативных правовых актов, регулирующих организацию единой системы государственной экспертизы запасов полезных ископаемых в целях обеспечения количественной и качественной оценки минерального сырья	МПР России, Минэкономразвития России, Минэнерго России, Минпромнауки России	2003 г.
5. Разработка экономических, правовых и организационных мер, обеспечивающих привлечение государственных и негосударственных средств для финансирования поиска и разведки месторождений полезных ископаемых	МПР России, Минэнерго России, Минэкономразвития России, Минпромнауки России	IV квартал 2003 г.
6. Разработка и утверждение в установленном порядке нормативных правовых актов, регламентирующих порядок геологического изучения недр	МПР России, Минэнерго России, Минпромнауки России	IV квартал 2003 г.
7. Разработка и утверждение в установленном порядке нормативных правовых актов, регламентирующих порядок разработки месторождений полезных ископаемых (включая вопросы обустройства)	Минэнерго России, Минпромнауки России, МПР России, Госгортехнадзор России	IV квартал 2003 г.
II. Совершенствование системы управления государственным фондом недр		
8. Разработка долгосрочной государственной программы изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья в рамках федеральной целевой программы «Экология и природные ресурсы России (2002–2010 годы)»	МПР России, Минэнерго России, Минпромнауки России, Минатом России, Минэкономразвития России	II квартал 2004 г.
9. Создание современной научно-производственной структуры геологической службы для решения государственных задач по геологическому изучению недр и воспроизводству минерально-сырьевой базы	МПР России	2003 г.
10. Разработка программ исследований по прогнозу геологических опасных явлений	МПР России	2003 г.

Высшее геологическое образование в Республике Саха (Якутия)

И.И.КОЛОДЕЗНИКОВ, Б.И.ПОПОВ, В.П.СЕМЕНОВ, Р.М.СКРЯБИН

Зарождение и развитие высшего горно-геологического образования в Якутии неразрывно связано со становлением и укреплением геологоразведочной и горнодобывающей отраслей экономики республики. Уже «закурились» первенцы — алмазоносные трубки Зарница, Удачная и Мир, ярко вспыхнул газовый фонтан Усть-Виллюя, золотой новинкой засверкал рудный Куранах, на востоке раскрылись новые оловоносные районы, а на огромных пространствах, тающих богатства недр, еще осталось много «белых пятен» — неизученных, неосвоенных площадей. Именно в 50-е годы остро ощущалась потребность в местных горно-геологических кадрах. В 1956 г. на открытый, одновременно с образованием Якутского государственного университета, инженерно-технический факультет были приняты студенты по геологической и горно-технологической специальности.

Был нелегкий период становления, роста и мужания научно-педагогического коллектива первых геологических и горной кафедр, ориентированных на выполнение главного государственного заказа — подготовку высококвалифицированных специалистов-инженеров горно-геологического профиля в республике. За короткий срок, несмотря на небольшой штат, на открытых в 1957 г. кафедрах Минералогии и петрографии (МиП), Поисков и разведки месторождений полезных ископаемых (ПРМПИ) и Горного дела (ГД) сформировался творческий коллектив энтузиастов. В их числе были зрелые ученые с опытом работы в ведущих вузах страны, кандидаты геолого-минералогических наук, доценты: З.В.Туробова, К.А.Баранов из Украины, В.Н.Яковлев с Дальнего Востока, С.М.Смирнов и А.И.Перельгина из Москвы, Л.П.Пирожников из Ленинграда, а также инженеры-практики П.Н.Суханов и Л.И.Шейн. Активно включились в работу молодые специалисты — ассистенты В.С.Андреев, А.Н.Васильев, В.П.Семенов, Р.М.Скрябин, Г.М.Кириленко, С.Д.Дмитриев и их верные помощники-лаборанты Г.Н.Дмитриев, А.А.Неболюсин, Л.А.Смирнова и Д.И.Рудых.

С первых лет к обучению студентов широко привлекались ученые созданного в 1957 г. Института геологии ЯФ СО АН СССР, ведущие специалисты горно-геологических организаций и предприятий республики. Теоретический цикл по «Общей геологии» увлекательно вел известный вулканолог, доктор геол.-минер. наук А.А.Меняйлов, по «Структурной геологии» — талантливый исследователь Верхоянья, кандидат геол.-минер. наук А.В.Вихерт (ныне профессор МГУ). На лекциях по актуальным проблемам геологии Якутии выступали доктор геол.-минер. наук Н.С.Рожков (первый председатель Президиума ЯФ СО АН СССР), доктор технических наук, впоследствии академик РАН Н.В.Черский, председатель президиума ЯФ СО АН СССР, лауреаты Государственных премий СССР Б.Л.Флеров и Б.С.Русанов, первые руководители геологической службы республики И.А.Кобеляцкий, И.С.Бредин и И.Д.Ворона.

Весной 1961 г. председатель государственной экзаменационной комиссии геологического отделения ИТФ ЯГУ, начальник ЯТГУ И.А.Кобеляцкий торжественно огласил результаты успешной защиты дипломных проектов группой РМ-56. Более 40 студентов первого набора получили высшее профессиональное звание горного инженера-геолога, первый выпуск горных инженеров-технологов состо-

ялся и на горной кафедре. Прошли годы, и все они с честью оправдали надежды своих учителей — пионеров высшего горно-геологического образования Якутии.

В 60-е годы в учебном процессе и научной работе возросла определяющая роль выпускающей кафедры поисков и разведки МПИ (заведующие кафедрой доцент С.М.Смирнов, 1957—1966 гг., К.К.Левашов, 1967—1974 гг.). Успешно окончили аспирантуру и вернулись в университет кандидат технических наук Р.М.Скрябин и первый кандидат геол.-минер. наук из воспитанников нашего факультета Н.М.Саввинов. На кафедру пришли опытные геологи-производственники кандидат геол.-минер. наук К.К.Левашов, С.И.Гавриков и молодые специалисты А.Ф.Кытахов, В.М.Келин, И.И.Колодезников, И.П.Винокуров, Б.Н.Туласынов. В научной тематике кафедры успешно развивается основное направление — геология и металлогения золота. В 1966 г. была составлена и защищена металлогеническая карта золоторудных месторождений Якутии, дана их прогнозная оценка. Ее исполнители С.М.Смирнов, А.И.Перельгина, А.Ф.Кытахов и другие были удостоены Почетной грамоты Президиума Верховного Совета Республики Якутия.

Много труда вложили в развитие кафедры заведующие доценты О.В.Плышевский, Н.М.Саввинов, И.А.Томтосов, М.Л.Мельцер, М.Р.Фарбер.

Расширился и укрепился кадровый состав кафедры минералогии и петрографии, на которой плодотворно работали кандидаты геол.-минер. наук доценты А.С.Каширцев, В.И.Коростелев, Н.Г.Пашкевич, В.П.Семенов, С.Д.Дмитриев, а также недавние выпускники МГУ Д.Н.Павлушин и В.Д.Павлов.

Многое сделал в становлении геологического отделения А.С.Каширцев, возглавлявший кафедру в 1961—1975 гг. По его инициативе был создан Нижнеленский учебно-геологический полигон, представляющий собой уникальную природную лабораторию, где более 30 лет в течение короткого полярного лета проходили практику будущие геологи. Под его руководством студентами-практикантами была собрана богатейшая коллекция палеозойской фауны, в т.ч. новые виды амmonoидей. Значительным событием было открытие в 1972 г. минералогического музея. Его организаторами стали доцент А.С.Каширцев и В.А.Павлова — наша выпускница и многие годы верная хранительница музея. Активное участие в его комплектовании и оформлении принимали А.М. и Д.Н.Павлушины. Музей проводил и сейчас проводит большую научно-популярную работу, профориентационную и краеведческую работу. Вот лишь одна из многих записей в книге почетных посетителей и гостей музея: «Всю жизнь имею дело с камнем и всегда завидую хорошему «каменщику» — собирателю чудес подземного мира: рад, что видел эти богатства Якутии, что познакомился с этим великолепным учебным музеем, с его энтузиастами (академик А.П.Окладников, 23.12.74 г.). В учебный полевой сезон 1960 г. группой студентов (РМ-59) в четвертичных отложениях р.Лена были обнаружены скелетные останки «чекуровского мамонта» — экземпляра, редкого по своей сохранности. В раскопках, доставке и монтаже скелета под руководством доцента В.Н.Яковлева участвовали 17 студентов группы РМ-59. В настоящее время музей под руководством Б.Н.Туласынова и Е.П.Охлопковой значительно расши-

рил свою экспозицию; в 1994 г. он пополнился уникальной коллекцией кимберлитовых пород Якутии — подарок старейшего геолога Д.И.Саврасова, сотрудника Комдрагмета РС (Я) и алмазного центра РС (Я).

Одновременно с открытием геологического отделения в 1957 г. была образована кафедра горного дела, которую возглавил П.Н.Суханов. В 1959 г. эта кафедра была разделена на две — кафедру горных машин (ГМ), где заведующими были П.Н.Суханов (1959—1964 гг.), В.И.Карелин (1965—1969 гг.), Р.М.Скрябин (1969—1974 гг.), Н.И.Тарасов (1974—1985 гг.), И.Е.Миронова (1985—1986 гг.), М.А.Викулов (с 1986 г.), и кафедру технологии и комплексной механизации горного производства (ТикМ ГП), которой заведывали Л.И.Шеин (1959—1964 гг.), В.С.Андреев (1964—1973 гг.), Г.Н.Добровольский (1974—1984 гг.), В.С.Изаксон (1984—1986 гг.), Б.Н.Заровняев (с 1986 г.).

Как неразрывно связаны в процессе создания минерально-сырьевых ресурсов страны геология и горное дело, так же совместно, дополняя друг друга, развивались высшее геологическое и горное и образование в ЯГУ на инженерно-техническом (1956—1983 гг.) и геологоразведочном (1993—2002 гг.) факультетах. В связи с расширением номенклатуры специальностей и увеличением набора горное отделение в 2002 г. выделилось из состава ГРФ в самостоятельный горный факультет ЯГУ.

В 1978 г. организована кафедра Мерзлотоведения и начата подготовка инженеров по специальности гидрогеология и инженерная геология. Первым заведующим кафедры был доцент И.Г.Артеменко (1978—1983 гг.), впоследствии заведовали кафедрой доцент В.В.Шепелев (1983—1987, 1989—1991 гг.), профессор О.Н.Толстихин (1987—1989 гг.), доцент В.Н.Грачев (1991—1995 гг.). С 1995 г. кафедрой заведует доктор геол.-минер. наук профессор М.Н.Железняк, под руководством которого значительно омолодился состав кафедры, появились новые направления научных исследований, открылись новые специализации.

В 1979 г. профессор В.И.Коростелев организовал кафедру Геологии и тектоники, которая многие годы курировала главные общегеологические курсы (Общая геология, Историческая геология, Структурная геология, Геотектоника, Геология СССР и др.). На кафедре работали опытные производственники и видные ученые — профессор Н.Г.Пашкевич, доцент Ф.И.Цхудбаев, доктор геол.-минер. наук Ю.Л.Сластенев. Был создан Томпонский учебный полигон, расположенный в отрогах хр.Сунтар-Хаята. Обустроенный руками студентов и преподавателей, под руководством профессора В.И.Коростелева и при активном участии В.Р.Филиппова, Л.А.Кулагиной, В.П.Семенова, В.А.Наумова, И.А.Томтосова, Б.И.Попова, В.И.Жижина, А.В.Сухомесовой, С.Я.Федоровой, И.А.Суплецовой, С.В.Коростелева, В.В.Коростелева, Ю.Н.Бикбаева полигон превратился в стационарную базу полевой практической подготовки студентов в условиях, близко моделирующих реальное производство поисково-съемочных работ.

В 1981 г. открыта кафедра Геофизических методов поисков и разведки МПИ под руководством профессора В.С.Якупова. Этому событию предшествовала организация в 1978 г. кандидатом геол.-минер. наук Г.И.Штехом проблемной научно-исследовательской лаборатории (ПНИЛ-2) комплексных геофизических методов поисков предвестников землетрясений, оснащенной современной аппаратурой и вычислительной техникой. Впоследствии кафедрой заведовал опытный организатор доцент И.П.Новиков (1986—1994 гг.). В работу кафедры большой

вклад внесли крупные специалисты производства и видные ученые кандидат геол.-минер. наук доцент А.В.Бубнов, доктор геол.-минер. наук профессор А.Г.Берзин, кандидат геол.-минер. наук доцент А.М.Шарова. Под руководством заведующего кафедрой кандидата геол.-минер. наук доцента В.Ф.Уарова (1994—1997 гг.), профессора В.Ю.Фридовского (1998—2003 гг.) был значительно компьютеризирован учебный процесс. В настоящее время кафедрой заведует профессор Ю.А.Ним.

В 1984 г. организована кафедра Технологии и техники разведки МПИ, первым заведующим которой был академик Н.В.Черский. Впоследствии ею руководили профессор Р.М.Скрябин, доцент И.Н.Антипин, профессор А.В.Самохин. На базе кафедры в 1989 г. была начата подготовка инженеров по новой специальности 080700 «Технология и техника разведки месторождений полезных ископаемых».

Памятен 1983 г., когда геологическое отделение было преобразовано в геологический факультет, переименованный впоследствии (1987 г.) в геологоразведочный, впервые получивший статус самостоятельного структурного подразделения университета, а его первым деканом был избран Р.М.Скрябин. Профессор, заслуженный геолог Республики Саха (Якутия) Р.М.Скрябин, декан ИТФ в 1966—1970, 1976—1979 гг., декан ГРФ в 1983—1992 гг. — несомненно, один из первых организаторов инженерного образования в Республике Саха (Якутия). Под его руководством инженерно-технический, а затем геологоразведочный факультеты прошли путь интенсивного развития. В 1992 г. деканом геологоразведочного факультета избран доктор геол.-минер.наук профессор И.И.Колодезников. Под его руководством начата структурная перестройка. На геологоразведочный факультет из инженерно-технического факультета переведено горное отделение, факультет перешел на многоуровневую систему образования. Начаты интенсивная подготовка преподавательских кадров и компьютеризация учебного процесса.

При активной поддержке и помощи И.И.Колодезникова в 1992 г. открылись филиалы ЯГУ в г.Нерюнгри (директор доцент В.Н.Кононов), в настоящее время Технический институт (директор профессор В.М.Никитин), и в 1994 г. в г.Мирный (директор профессор В.П.Смирнов), сейчас Политехнический институт (директор профессор А.А.Гольдман).

В эти годы на факультете начали работать опытные производственники и ученые, такие как профессора В.М.Никитин, Е.Н.Чемезов, В.С.Имаев. В 1993 и 1998 гг. на факультете успешно прошла государственная аттестация.

В 1998 г. организована кафедра Региональной геологии и геоинформатики под руководством профессора В.И.Жижина. Здесь студенты геологического отделения обучаются новым технологиям сбора и обработки геологической информации, готовятся специалисты по компьютерной обработке геологических данных.

Кафедры ГРФ активно привлекают к преподаванию различных предметов крупных ученых и производственников. В настоящее время на кафедрах читают лекции ведущие ученые и практики Республики Саха (Якутия) Г.Н.Гамянин, В.П.Смелов, В.А.Ян-Жин-Шин, П.Р.Шишигин, Г.Г.Наумов, С.П.Васильев, В.С.Оксман и др.

В 1994 г. три геологические кафедры объединены в одну Геологию и разведки месторождений полезных ископаемых, которой заведует профессор И.И.Колодезников. На кафедре в последние годы расширен перечень специализаций. Много лет руководят дипломным проектированием

ем, учебной и производственными практиками профессора В.М.Никитин, М.Л.Мельцер, доценты М.Р.Фарбер, Б.И.Попов, Н.Н.Иванов, А.Г.Павлов, К.К.Стручков, В.Р.Филиппов, Л.А.Кулагина, В.П.Семенов, В.Ю.Ивенсен, П.С.Дмитриев, Л.Г.Сандакова.

На факультете активизируется учебно-методическая работа по совершенствованию учебных планов, рабочих программ по дисциплинам, их методического обеспечения в направлении деидеологизации, гуманитаризации, отражения в них региональных особенностей Якутии; усиливается научно-фундаментальная, отраслевая экономическая, экологическая подготовка студентов.

Показателем преимущества и эффективности университетского горно-геологического образования с его глубинным проникновением в сущность фундаментальных и специальных наук, широтой их охвата и практической значимостью служат немалые успехи и достижения наших учеников — горных инженеров-геологов, геофизиков, гидрогеологов, технологов. Более 80 выпускников геологоразведочного факультета имеют ученые степени и звания, в т.ч. член-корреспондент РАН В.А.Каширцев, и 16 — докторов наук. Среди наших питомцев есть лауреаты государственных премий (Д.Ядреев, Х.Еремеев), первооткрыватели якутских месторождений полезных ископаемых (К.Гурьев, К.Колодезников, В.Прокопьев, Е.Пестерев, Н.Горохов и др.), передовики производства: кавалеры орденов и медалей нашей страны, изобретатели и рационализаторы, заслуженные геологи и горняки России и Якутии, крупные руководящие работники науки, горно-геологической отрасли и ее новых крупных коммерческих структур, члены правительства. Всего со дня основания высшего горно-геологического образования в Якутии подготовлено более 3000 инженеров, которые внесли заметный вклад в социально-экономическое развитие нашей республики.

Достойное место в нашей памяти занимают безвременно ушедшие сотрудники: А.Н.Васильев, И.А.Томтосов, Н.М.Саввинов, И.Г.Артеменко, А.Ф.Кытахов, Н.Н.Чемезов, О.В.Плышевский, Г.Г.Корякин, В.П.Тюнин, В.А.Павлова, Н.И.Тарасов, В.И.Коростелев, К.К.Левашов.

Отдавая в полной мере дань нелегкому труду научно-педагогического коллектива кафедр, мы с большой благодарностью называем имена деканов инженерно-тех-

нического факультета, в состав которого многие годы входили горное и геологическое отделения: П.И.Шадрин, Д.М.Сивцев, К.А.Баранов, И.Н.Ганелин, В.С.Андреев, Р.М.Скрябин, А.Н.Васильев, Н.И.Тарасов, В.Г.Аржаков. Их всегда отличали индивидуальный стиль работы, высокий профессионализм, демократичность.

В настоящее время возглавляемый нашим выпускником, опытным педагогом, доцентом Б.И.Поповым геологоразведочный факультет имеет шесть кафедр, на которых ведется подготовка инженерных кадров по пяти специальностям:

1) Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых (080100); специализации: Месторождения металлических и неметаллических полезных ископаемых; Месторождения благородных металлов и алмазов; Месторождения нефти и газа; Геоинформатика;

2) Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания (080300); специализации: Экологическая гидрогеология и инженерная геология; Гидрогеология и инженерная геология криолитозоны;

3) Прикладная геохимия, петрология, минералогия (080600); специализация Поисковая геохимия, минералогия, петрология;

4) Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых (080400); специализации: Рудная геофизика; Нефтегазовая разведочная геофизика;

5) Технология и техника разведки месторождений полезных ископаемых (080700); специализация Бурение скважин на нефть и газ.

Геологоразведочный факультет Якутского государственного университета, которому исполняется в 2003 г. 20 лет, имеет славную историю, большое число благодарных учеников и как прежде пользуется большой популярностью у молодежи республики. Дальнейшее совершенствование геологоразведочного факультета связано с перспективами развития приоритетных отраслей экономики республики: алмазно-бриллиантового комплекса и нефтегазовой. Поэтому в Президентской программе развития Якутского государственного университета на 2002—2006 гг. большое внимание уделено геологоразведочному факультету. Коллектив факультета настроен на преумножение добрых традиций, достижение новых рубежей развития высшего геологического образования в Якутии.

О природе нефтегазовых месторождений юго-запада Якутии

А.Г.БЕРЗИН, И.В.ГУЛЯЕВ, И.В.РУДЫХ

Согласно полученным оценкам распределений разведанных и прогнозных запасов газа в природных совокупностях месторождений на территории Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области (НГО) по методике Ф.Н.Алексеева, возможно увеличение разведанных запасов углеводородов (УВ) в 3,8 раза [1]. Эта оценка в случае ее подтверждения приведет к переоценке стратегической значимости Непско-Ботуобинской НГО и планированию на ее территории дальнейших поисковых работ.

Геологически обоснованные и нетрадиционные объяснения диспропорции разведанных и прогнозных ресурсов в регионе, где считается, что разведанные запасы составляют 40% начальных сырьевых — во многом и есть ключ к решению задачи поиска не выявленных зон нефтегазонакопления. Подобные объяснения должны исходить из понимания природы формирования и особенностей размещения залежей УВ на территории Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) и сопредельных территорий. Вместе с тем, несмотря на сравнительно долголетнюю историю геолого-геофизического изучения региона такие вопросы выяснены недостаточно, и представления ряда исследователей по ним не выходят за рамки классических положений осадочно-миграционной теории нефтегазообразования [5]:

1. В отложениях Непско-Ботуобинской антеклизы и Вилучанской седловины, в частности, содержание органического углерода ($C_{орг}$) составляет сотые доли процента, что недостаточно для образования скоплений жидких углеводородов при катагенезе РОВ. Обогащенные органическим веществом породы присутствуют в рифей-вендских отложениях Байкало-Патомской складчатой области и прикладчатой части Предпатомского прогиба (рис. 1).

2. Нефтегазовые месторождения Непско-Ботуобинской антеклизы и Вилучанской седловины имеют единый источник образования с рифей-вендскими отложениями этой области и сформировались за счет дальней миграции УВ из дистальной части глубоководного бассейна (порядка 100 км), что подразумевает наличие выдержанных проливаемых горизонтов.

В то же время Б.А.Соколов считает невозможным формирование месторождений Непского свода НБА (Верхне-вильчонское и др.) за счет дальней миграции УВ из крупных обрамляющих прогибов: Предпатомского предгорного на юге и Иркинеевско-Катангского рифтового на севере, т.к. свод представляет собой практически плоскую поверхность, а месторождения разбиты сбросами, экранирующими залежи со всех сторон. Предполагается образование скоплений УВ в результате вертикальной миграции из подфундаментного источника. Нефтегазоносные бассейны с такими источниками названы Б.А.Соколовым [9] криптогенными. Проблематично формирование залежей УВ за счет дальней миграции и для месторождений, расположенных на других сводах НБА — Пеледуйский и Мирнинский, а также в Вилучанской седловине. Эти крупные блоковые элементы сопряжены между собой и обрамляющим Предпатомским прогибом через региональные межблочные разломы фундамента и осадочного чехла значительной амплитуды. Продуктивные горизонты: вилучанский, улаханский, талахский, хамакинский и ботуобинский в терригенных отложениях венда представляют здесь ограниченные по площади и не совпадающие в плане распространения

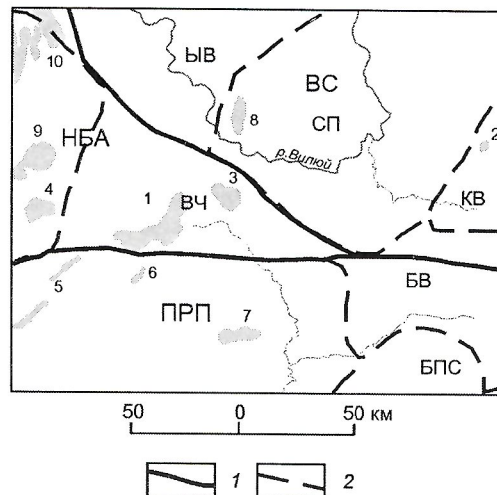


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема структур, смежных с Непско-Ботуобинской антеклизой:

контуры структур: 1 — надпорядковых, 2 — первого и второго порядков; локальные структуры (М — месторождение): 1 — Верхне-вильчонское (М), 2 — Атыяхская, 3 — Вилуйско-Джербинская (М), 4 — Иктехская (М), 5 — Отрадинская (М), 6 — Бетинчинская, 7 — Улугурская, 8 — Буягинская, 9 — Юрегинская, 10 — Станхаская (М); надпорядковые структуры: ПРП — Предпатомский прогиб, ВС — Вилуйская синеклиза; структуры первого и второго порядков: ВЧ — Вилучанская седловина, БВ — Березовская впадина, КВ — Кемпендяйская впадина, СП — Сунтарское поднятие, БВ — Ыгытинская впадина, БПС — Байкало-Патомская складчатая область, НБА — Непско-Ботуобинская антеклиза

линзы пород с невысокими и невыдержанными фильтрационно-емкостными свойствами, а залежи в них сводовые или пластовые с выраженными элементами тектонического и литологического экранирования.

Если отказаться от гипотезы дальней миграции, то объяснить природу месторождений НБА в рамках осадочно-миграционной гипотезы сложно. Как известно, одним из основных факторов, определяющих генерационный потенциал бассейна, является его тектоническое прогибание. По геохимическим данным венд-нижнепалеозойские отложения НБА прошли главную зону нефтегазообразования (ГЗН), но не проходили главную зону газообразования (ГЗГ). Они в домезозойских отложениях платформы фиксируются на палеоглубинах 2—3,6 и 3,8—5,5 км, соответственно [6]. Антеклиза с позднего кембрия испытывала устойчивое воздымание и физическое разрушение отложения более молодого возраста. Средняя глубина залегания продуктивных горизонтов на месторождениях НБА порядка 1,5 км.

В настоящее время ряд исследователей склоняется к компромиссу в теории происхождения нефти и газа. Органическая и неорганическая ветви теории рассматриваются как взаимодополняющие системы представлений, призванные отразить два основных механизма формирования залежей нефти и газа в процессе глобального геохимического круговорота атомов углерода в литосфере. Процессы нефтегазообразования на нисходящей ветви (при погружении бассейнов и преобразовании биомассы) объясня-

ются в рамках органической концепции, а процессы генерации восстановленных УВ и их перенос эндогенными флюидами на восходящей ветви интерпретируются с позиции неорганической теории. Соотношение вклада механизмов в формирование нефтегазоносного бассейна определяется геологической историей его развития [2]. На новом флюидодинамическом этапе центр внимания перемещается с вмещающих осадочных пород на заключенные и перемещающиеся в бассейне флюиды, их механическую и химическую активность. При этом учитываются объемы и состав флюидов биогенного генезиса, а так же флюидов, поступающих в бассейн за счет вертикальной миграции из глубинных, эндогенных источников — мантийных или метаморфогенных. Допускается участие флюидопотоков и связанного с ними тепломассопереноса не только в процессе генерации жидких УВ и пополнении запасов газообразных УВ, но и при формировании пустотного пространства коллекторов и морфологического облика ловушек. Роль и степень участия глубинных компонентов неодинаковы в различных геодинамических обстановках [9].

Тематическими работами, проводимыми в ЯГУ по нефтегазовой тематике, установлено проявление в краевых депрессиях востока Сибирской платформы разновозрастной активизации ранее заложённых систем разломов различных направлений и генераций и связанной с этим азимутальной переориентации структурных планов комплексов отложений осадочно-породных бассейнов (ОПБ). Процессы имеют синхронный и направленный характер в течение геологического времени. Сделаны выводы о доминирующем влиянии конседиментационно-активных (бассейнообразующих) разломов на процессы седиментации и стадийность развития ОПБ [3].

Проявление разновозрастной активизации ранее заложённых систем разломов подтверждают результаты обработки по выделению линейментов гравитационного и магнитного полей на территории Атыяхской площади в Кемпендяйской впадине (см. рис. 1). Линеаменты север-северо-западного простирания «секут» линеаменты остальных направлений. Это подтверждается геофизическими критериями, свидетельствующими о наиболее молодом возрасте разломных структур данного направления в осадочном чехле и фундаменте. Последние обусловлены активизацией наиболее древних протогейских [8] разломов фундамента такого же направления (рис. 2, А, Б). Интенсивное протекание деформационных и флюидодинамических процессов, приводящих к изменению физических свойств среды и массопереносу, устанавливаемое современными методами геодинамики в зонах активных разломов, позволяет предположить связь выявленного характера активизации разломных систем с формированием залежей УВ. Активизированная система разломов находится в основании Атыяхской структуры, представляющей собой в подсолёвых венд-нижнепалеозойских отложениях отражённую складку от горстового поднятия в кристаллическом фундаменте, образованного системами разломов северо-восточной, субмеридиональной и север-северо-западной генерации [4] (см. рис. 2, В).

Бурение скв. 451 на Атыяхской площади сопровождалось аварийным выбросом газа при входе ее забоя в подсолёвые отложения девона на глубине 3600 м. Отметим также, что контрастность и динамическая выразительность выделенных линементов на Атыяхской площади обусловлены крупным масштабом съёмки потенциальных полей. На рис. 2, Г видно, как с помощью методов высокоточной гравиметрии уточнен контур структуры в осадочном чехле по данным сейсморазведки МОГТ, который из-за сложности глубинных сейсмогеологических условий не достоверен.

На территории НБА и Вилочанской седловины применение высокоточной гравиметрии для выявления активизированных разломных зон проблематично, а магнитометрии менее эффективно из-за неглубокого залегания кристаллического фундамента и существенного влияния на результаты измерений его петрофизических неоднородностей. Для проверки гипотезы влияния активной разломной тектоники на формирование залежей использовался комплексный подход с привлечением имеющейся геолого-геофизической информации на хорошо изученном глубоком бурении Верхневилочанском месторождении, расположенном на Вилочанской седловине — в зоне сопряжения НБА с Вилочанской синеклизой и Предпатомским прогибом (см. рис. 1).

Месторождение приурочено к одноименной брахиантиклинали. Нефтегазо-

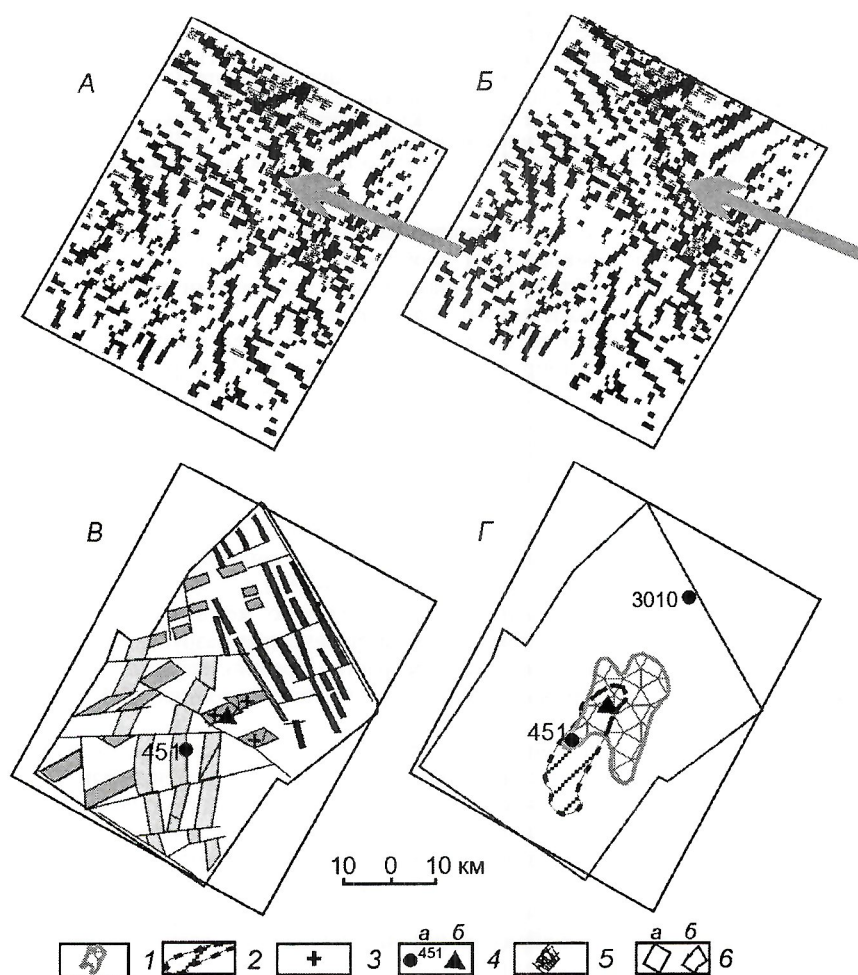


Рис. 2. Разломно-блоковая тектоника Атыяхской площади:

проявление тектонических нарушений в линеаментах полей: А — магнитного, Б — гравитационного; В — схема разломной тектоники по комплексу геофизических данных; Г — контур Атыяхской структуры по данным: 1 — комплексной интерпретации; 2 — сейсморазведки МОГТ; 3 — поднятые блоки фундамента (горсты); 4 — глубокие скважины (а — пробуренные, б — рекомендуемые); 5 — сеть сейсмических профилей; 6 — контуры (а — гравимагнитных наблюдений, б — увязанной интерпретации потенциальных полей и сейсмических данных)

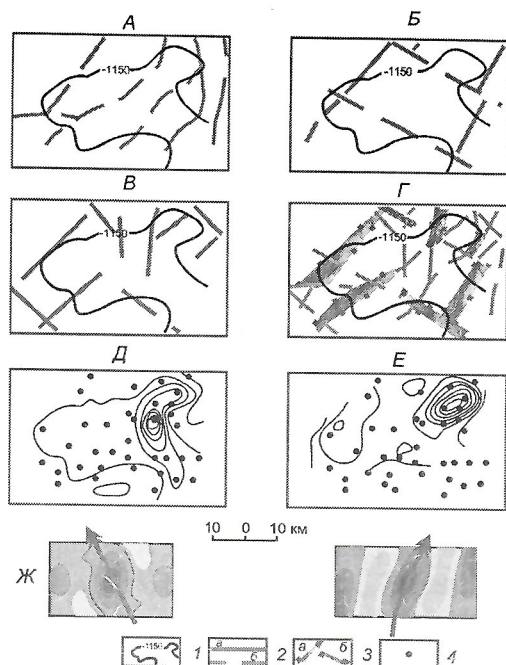


Рис. 3. Результаты изучения дизъюнктивной тектоники Верхневильючанского месторождения:

А — разломы по данным сейсморазведки ОГТ; выделенные линейменты, связываемые с дизъюнктивами; Б — в магнитном поле, В — в рельефе структурной поверхности по кровле осинского горизонта; Г — вероятное положение разломных зон по совокупности методов; структурные карты по кровле горизонта: Д — осинского, Е — харыстанского; Ж — функции автокорреляции структурных карт; 1 — контур Верхневильючанского месторождения по изогипсе -1150 м осинского горизонта (по данным бурения); 2 — линейменты и дизъюнктивы (а — уверенные, б — предполагаемые); 3 — вероятное положение разломных зон по комплексу методов; 4 — скважины

вые залежи установлены в карбонатных коллекторах юрхского горизонта Ю-1 (юрхская свита нижнего кембрия), газоконденсатные — в песчаниках харыстанского (харыстанская свита венда) и вильючанского (бетинчинская свита венда) горизонтов. По сейсмическому горизонту КВ (переходные слои от карбонатных пород кембрия к терригенным венда) структура имеет амплитуду 225–250 м и размеры 32×65 км, по замкнутой изогипсе -2075 м. Сводовая часть поднятия осложнена двумя куполами.

Работы на территории Верхневильючанского месторождения предусматривали выделение разломных систем, уточнение соотношения структурных планов залежей в разновозрастных отложениях данного месторождения и выдвижение гипотезы о природе его формирования. Схема разломной тектоники уточнялась по линейментам, выделенным с помощью результатов обработки в магнитном поле и рельефе структурной поверхности. При обработке с этой целью структурных карт предполагалась определенная связь разломов, образующихся в зонах аномальных касательных напряжений, с морфологией самой поверхности, где в скрытой форме присутствуют пикативные деформации. Естественно, чем большим числом скважин отмечена морфология поверхности, тем рельефнее и надежнее могут быть выделены дизъюнктивы. Теоретическое обоснование такому подходу можно найти у Дойча при рассмотрении им проблемы трещиноватости [7]. Методический подход апробирован на хорошо разбуренном Средневильюском месторождении, где положение дизъюнктивов достоверно установлено бурением.

По данным сейсморазведки МОГТ Верхневильючанская брахиантиклиналь осложнена серией разрывных нарушений северо-восточного и субширотного простирания, которые делят структуру на девять блоков (рис. 3, А).

Обработка данных магнитометрии и структурных поверхностей позволяет получить и другие варианты разломной тектоники (см. рис. 3, Б, В). Некоторые разломы на них имеют близкое положение. По различным вариантам обобщенного представления о разломной тектонике составлена сводная схема (см. рис. 3, Г). В основу построения сводной схемы положен принцип близости. Близкие по местоположению разломы из различных вариантов объединены в зоны; разломы, не имеющие подтверждения из других вариантов, показаны на сводной схеме пунктирными линиями. Новый и важный аспект этой схемы — обособляемые здесь зоны и разломы север-северо-западного простирания, которые не выделяются по данным бурения и сейсморазведки, а предположительно активизировались в новейшую эпоху.

Одна из интегральных характеристик, отражающих структурный план того или иного тектонического комплекса, — его преимущественное простирание. Последнее может быть однозначно установлено по поведению двумерных функций автокорреляции (ДФАК), вычисляемых по отметкам залегания поверхности комплекса. Принципиальные результаты, увязываемые с выделенными разломами север-северо-западного простирания и проливающие свет на природу образования месторождения, получены по результатам корреляционного анализа структурных поверхностей по кровлям осинского и харыстанского горизонтов (см. рис. 3, Д, Е).

Поведение ДФАК на представленном рисунке свидетельствует, что в синхронных отложениях одного рифей-нижнепалеозойского ОПБ структурные планы залежей в терригенных породах венда и карбонатных породах нижнего кембрия азимутально развернуты и унаследуют простирание различных разломных систем. Можно предположить формирование залежей в отложениях венда под влиянием разломных систем ранней север-северо-восточной генерации, а в отложениях кембрия — под влиянием разломов север-северо-западного простирания более поздней активизации. Полученные результаты позволяют предположить, что формирование залежей УВ на территории Вильючанской седловины НБА произошло под влиянием вертикальной миграции флюидов из подфундаментных источников и при существенной роли в этом активизированных разломных систем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Ф.Н., Берзин А.Г., Ситников В.С. Природные совокупности и ассоциации залежей углеводородов // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа: Матер. VI междунар. конф. М., 2002. Т. 1. С. 21–25.
2. Баренбаум А.А., Баталин О.Ю. О фазовых преобразованиях УВ в процессе глобального геохимического круговорота // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа: Материалы. VI международной конференции. М., 2001. Т. 1. С. 40–45.
3. Берзин А.Г. Эволюция нефтегазоносных бассейнов и разломной тектоники на востоке Сибирской платформы // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа: Материалы. V международной конференции. М., 2001. Т. 1. С. 53–55.
4. Берзин А.Г., Шарова А.М. и др. К вопросу о разломной тектонике на Атыяхской площади // Геофизические исследования в Якутии. Якутск, 1995. С. 140–149.
5. Геология нефти и газа Сибирской платформы / А.С.Анциферов, В.Е.Бакин, И.П.Варламов и др. Под ред. А.Э.Конторовича, В.С.Суркова, А.А.Трофимука. — М.: Недра, 1981.
6. Забалуев В.В., Кокоулин М.Л. и др. Проблемы выявления зон нефтегазоаккумуляции и направления геологоразведочных работ в Якутской АССР // Проблемы методики поиска разведки и освоения нефтегазовых месторождений Якутии. Якутск, 1983. С. 24–29.
7. Кноринг Л.Д. Математические методы при изучении механизма образования тектонической трещиноватости. — Л.: Недра, 1969.
8. Мокшанцев К.Б., Горништейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоника Якутии. — Новосибирск: Наука, 1975.
9. Соколов Б.А. Новые идеи в геологии нефти и газа (избранные труды). — М.: Изд-во МГУ, 2001.

Зондирования методом переходных процессов при оценке геологической среды Эльгинского угольного месторождения

Ю.А.НИМ, М.Н.ЖЕЛЕЗНЯК

Одно из крупных каменноугольных месторождений Восточной Сибири — Эльгинское, расположено в пределах развития многолетнемерзлых пород. В процессе его освоения следует не только детально исследовать геологический разрез, но и оценить состояние горных пород, что необходимо для разработки месторождения, проектирования и эксплуатации инженерных сооружений. Мощность мерзлых пород, как один из главных компонентов геокриологических исследований, определяется бурением, геотермией и опосредовано электроразведкой на постоянном токе [5].

В условиях прерывистой криолитозоны Южной Якутии, сложной геоморфологии, недостаточной сети буровых скважин, доступных для геотермических наблюдений, а также естественной ограниченности возможностей вертикального электрического зондирования на постоянном токе целесообразно использовать широкодиапазонный индуктивный метод электромагнитного зондирования — достаточно эффективный метод переходных процессов в варианте зондирования (ЗМПП) [3—5]. Поскольку применение индуктивных методов ограничивается слабой электропроводностью, которой априори характеризуется мерзлотное состояние горных пород, определенный интерес представляют, кроме специального экономического фактора, методические, геоэлектрические, геотермические и другие вопросы оценки геологической среды, рассматриваемые в работе.

Эльгинское угольное месторождение находится в восточной части Южной Якутии, в Токинской тектонической впадине, выполненной толщей мезозойских отложений. В геологическом строении района принимают участие континентальные песчано-глинистые и угленосные юрские и нижнемеловые породы, общая мощность которых 1920—2180 м. Юрские отложения перекрываются меловыми породами, представленными конгломератами с валунами, песчаниками и прослоями алевролитов, аргиллитов и пластами угля. Толща горных пород в верхних горизонтах проморожена на различную глубину. Коренные породы повсеместно перекрыты маломощным чехлом ледяных склоновых отложений, а в долинах — промерзшими аллювиальными и водно-ледниковыми накоплениями. Для аллювиальных отложений, приуроченных к днищам долин водотоков, характерны разнозернистые пески, гравий, валуны, галька и супесь. Болотные отложения распространены почти повсеместно и развиты в понижениях плоских водоразделов, днищах рек на всех террасовых уровнях и представлены торфом, илом и песком. Специфическая черта геологического строения региона — блоковый характер его тектонической структуры, интенсивное развитие разрывных нарушений типа сбросов и надвигов, зон повышенной трещиноватости вблизи разрывных нарушений.

В гидрогеологическом отношении район исследований относится к Алданскому гидрогеологическому массиву с наложенными бассейнами пластово-трещинных и трещинно-карстовых вод. Водоносные трещиноватые зоны — одна из основных причин возникновения и существования сквозных таликов в регионе. Талики здесь приурочены в основном к межгорным распадкам и долинам ручьев. Перепад высот от дна долин составляет 200—300 м.

Теплопроводность песчаников, вмещающих угольные пласты, составляет 2—2,4 Вт/м·К, температуропроводность $1\text{--}1,4\cdot 10^{-6}$ м²/с, а углей, соответственно, 1,2—

1,4 Вт/м·К и $0,62\text{--}0,5\cdot 10^{-6}$ м²/с [2]. Электрические свойства горных пород района оценены лишь по данным электрокаротажа. Так, кажущееся удельное электрическое сопротивление ρ_k мерзлых песчаников, песчано-галечниковых отложений и некоторых, по-видимому, коксующихся углей, составляет 400—1000 Ом·м и более (скв. 1098). Низкими ρ_k 100 Ом·м отмечены угольные пласты, вероятно, рыхлые или алевроитовые (скв. 163, 1098 в интервале 100—200 м). Вмещающие угольные пласты трещиноватые и обводненные песчаники характеризуются ρ_k 200—400 Ом·м, иногда достигая 1000 Ом·м. Таким образом, как вмещающие породы, так и угольные пласты в различных условиях и на разных глубинах в естественном залегании могут отмечаться аномалиями высокого и низкого электросопротивлений.

В пределах Эльгинского месторождения нами изучались состав и состояние горных пород методом ЗМПП, аппаратурой Импульс-2М в совмещенном варианте. Размеры L приемно-генераторных контуров изменялись от 10 до 100 м, иногда 200 м при силе тока в петле от 5 до 30 А. Выбор размера установки диктовался глубиной и детальностью исследования разреза. На всех точках зондирования наблюдения проводились контурами L 20 и 50 м. Таким образом, осуществлялось сочетание индукционного и геометрического зондирования в рациональном технико-экономическом режиме.

На первом этапе исследований технологией ЗМПП проводилось натурное моделирование геоэлектрического разреза центральной части месторождения (район скв. 1075) на участке с изученным геологическим строением и состоянием разреза. Здесь опробовались установки L 10; 20; 50; 100 м с целью детального изучения геоэлектрического разреза и определения практических возможностей ЗМПП в данных природных условиях. Опытный участок, по данным геотермических измерений, характеризуется мерзлыми породами до глубины 40 м. По геологическому разрезу на глубине от 40 до 60 м в толще песчаников залегают прослои угля и алевролитов, ниже по разрезу на глубинах 90—110, 180—220 и 280—320 м — более мощные угольные пласты. На параметрических кривых ЗМПП, согласно апробированной методике интерпретации, угольные пласты отражаются субгоризонтальными площадками, а на кривых кажущихся удельных сопротивлений ρ_k — участками перегибов [3, 4]. Толща мерзлых пород отражена характерным «волновым» типом начального участка кривой S_t (установка L 20 м) и субгоризонтальными участками на параметрических кривых кажущихся продольной проводимости S_t и мощности H_t пласта. Первая из них указывает на слабую электропроводность (первые сименсы), вторая — на подошву мерзлых пород (около 50 м). Весь исследованный разрез до глубины 400 м характеризуется относительно хорошей электропроводностью, переходный процесс регистрируется до времен, превышающих микросекундный диапазон (признак достаточной электропроводности для практически обоснованного применения ЗМПП).

Согласно современным экспериментально-теоретическим исследованиям, при электромагнитном зондировании пластов мерзлых пород могут возникать «волновые» процессы, обусловленные влиянием токов смещения или частотной дисперсией различной природы [1, 4, 6]. Внешне это может проявляться «волновым» видом левой части кривой ρ_k либо сменой знака индукции, т.е. резким несо-

ответствием кривой ρ_t теоретическим типам, рассчитанным в рамках квазистационарной, однородной модели электромагнитного поля. Однако, согласно работам [1, 4, 6], в моделях контрастных горизонтально-слоистых сред в высокочастотном спектре электромагнитного поля на кривых электромагнитного зондирования, рассчитанных в квазистационарном приближении, могут наблюдаться «волновые» процессы, свидетельствующие о влиянии тока смещения, т.е. практические кривые ρ_t с искажениями «волнового» типа теоретически объясняются влиянием слабопроводящих (диэлектриков) пластов.

В соответствии с результатами натурного моделирования, теоретическими основами ЗМПП и природными условиями района рассмотрим методику распознавания состояния и строения горных пород в разрезе в юго-восточной части месторождения (участки скв. 1090 и 161). По геотермическим данным, участок скв. 1090 характеризуется отсутствием многолетнемерзлых пород, а участок скв. 161 — их наличием до глубины 15 м (по бурению), а по наблюдениям ЗМПП — до 25 м. Геологический разрез до глубины 100 м на обоих участках идентичен, но кривые ЗМПП (кривые ρ_t), построенные по наблюдениям установкой L 10 м существенно разные (рис. 1). На участке скв. 1090 график ρ_t имеет вид монотонно спадающей кривой, характерной для хорошо проводящей однородной среды (влажных горных пород), а на участке скв. 161 кривая ρ_t имеет участок с «волновым» характером изменения электромагнитного поля, признаком влияния частотной дисперсии, характерной для слабо электропроводной (мерзлой) среды. Причем, судя по кривой H_t , подошва этого слоя залегает на глубине около 25 м. Вследствие самоизлива воды из скважины температура пород в верхней

части разреза не могла быть измерена. По данным бурения и интерполяции точечных геотермических измерений с глубины 100 м, мощность мерзлых пород на этом участке предполагается равной 25 м.

На рис. 2 приведены геологические разрезы, термogramмы, характеризующие изменение температуры по разрезу, и данные ЗМПП, на которых отражены угольные пласты, залегающие на глубинах 210–230 м. Причем в обоих случаях кривые ρ_t обрываются на исходящих ветвях, а субгоризонтальные участки кривых H_t и S_t отмечают параметры электропроводящей толщи до этих пластов. Для наглядного представления типов кривых ρ_t в этом районе, отражающих угольные пласты на глубинах 200–300 м, на рис. 2 приведены кривые ЗМПП, полученные по наблюдениям переходного процесса на скв. 1099, расположенной вблизи скв. 161. Здесь измерена кривая ρ_t типа Н, с ярко выраженной восходящей правой ветвью и однозначно интерпретируемая «классической» теоретической моделью. Горизонт на глубине 250 м, отмеченный по данным бурения и ЗМПП, представлен угольным пластом. Он отражает непроводящий опорный горизонт, так же как глубина 200 м — на участке скв. 161 и 120 м — на участке скв. 1090. Зоны угольных пластов на глубине 300 м (скв. 161) и 220 м (скв. 1090) представляются более электропроводными, чем вмещающие их среды, которыми в первом случае являются песчаники, во втором — галечники и песчаники.

Фактический пример хорошей электропроводности угольного пласта приведен на рис. 3, из которого видно, что электросопротивление данного пласта, залегающего на глубине 60–70 м, составляет 100 Ом·м, а вмещающих пород более 250 Ом·м. На этом фоне электромагнитным

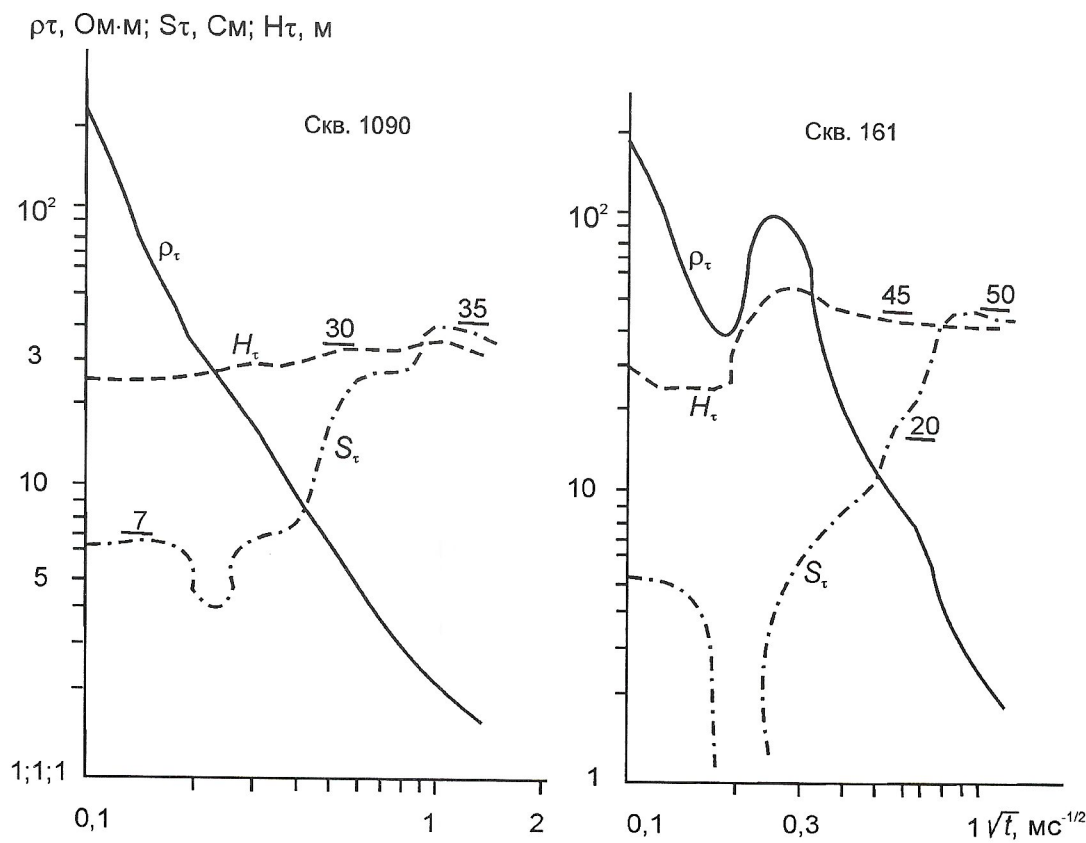


Рис. 1. Кривые электромагнитных зондирований, построенные по результатам измерений установкой L 10 м:

цифры на кривых (подчеркнуты) — параметры границ слоистого разреза; 1; 1; 1 — совмещенные оси ординат кривых ЗМПП

зондированием в точке скв. 163 такой угольный пласт ясно отражается почти типичной кривой ρ_t (L 20 м) типа Н; по кривой H_t достаточно точно отмечается глубина его залегания. В этой же точке установкой L 50 м выделяется слабопроводящий горизонт до глубины 120 м, а также подошва проводящего пласта на глубине около 250 м, которая соответствует глубине залегания пласта. Согласно корреляционной зависимости геоморфологических и геокриологических условий этого участка, геоэлектрическая граница на глубине 120 м соответствует нижней границе мерзлой зоны.

На рис. 4 приведена схема геокриологического разреза с указанием положения нижней границы мерзлых пород по рассматриваемому профилю ЗМПП, проложенному от точки скв. 161 до точки скв. 163. В створе этих точек располо-

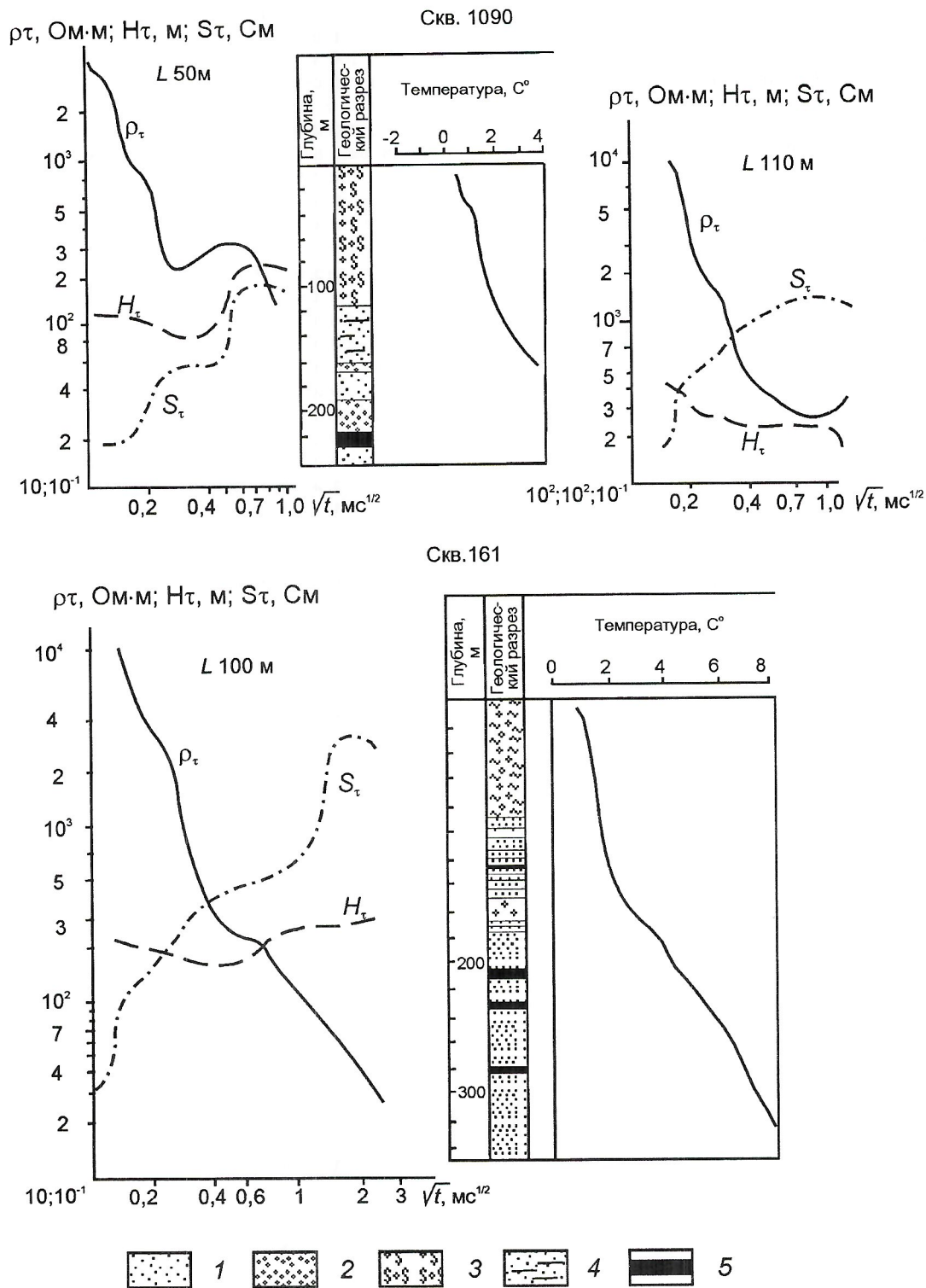


Рис. 2. Кривые электромагнитных зондирований, термограммы и геологический разрез по скважинам 1090 и 161:

1 — песчаник; 2 — галечник; 3 — валунно-ледниковые отложения; 4 — переслаивание песчаника и галечника; 5 — уголь; 10^2 ; 10^2 ; 10^{-1} — совмещенные оси ординат кривых ЗМПП

жены точки зондирования, привязанные к скв. 1099, 1100, 1101, в которых по данным ЗМПП, бурения и геотермии определены соответствующие мощности мерзлых пород.

Рассмотрим еще один профиль наблюдения ЗМПП, проложенный через заболоченный участок (скв. 1090) с целью оценки состояния горных пород. Кривые ЗМПП (см. рис. 3), построенные по наблюдениям установкой L 10 м, согласно которым в точках 2, 3, 4 прогнозируется наличие мерзлых пород мощностью, соответственно, 25, 30

и 25 м. Это следует из того, что, например, в точках ЗМПП — 2 и 3 длительность переходного процесса не выходит за микросекундный диапазон при данных условиях зондирования (признак мерзлого состояния горных пород участка). Кроме того, на кривых ρ_τ , особенно в точке 3, проявляется характерный для мерзлого слоя «волновой» участок. Такой же участок наблюдается и в точке 4 хотя в целом эта точка разреза отличается хорошей электропроводностью (протяженность кривых ЗМПП выходит за

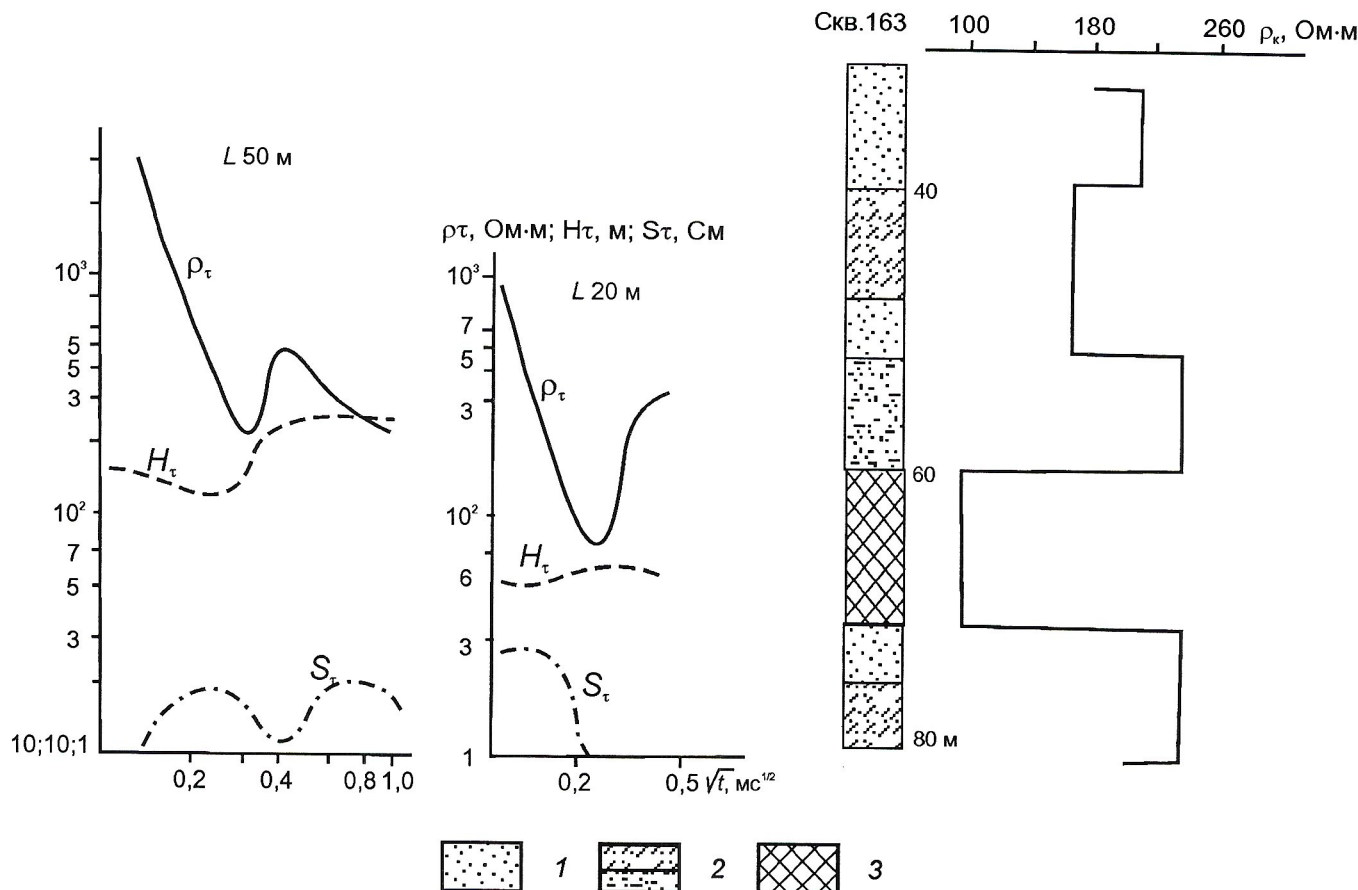


Рис. 3. Кривые ЗМПП, геологический разрез по скв. 163 и гистограмма распределения кажущегося удельного электрического сопротивления по электрокартажу:

1 — песчаник; 2 — алевролит; 3 — уголь; 10; 10; 1 — совмещенные оси ординат кривых ЗМПП

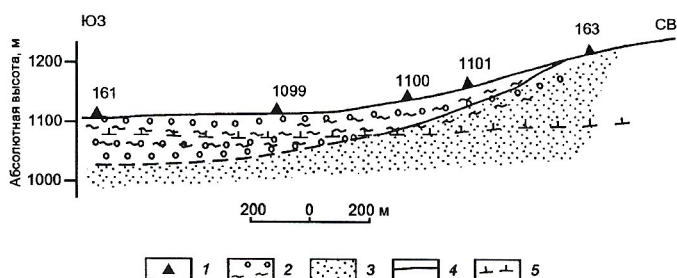


Рис. 4. Положение нижней границы многолетнемерзлых пород по профилю ЗМПП:

1 — скважины; 2 — ледниковые отложения; 3 — песчаник; 4 — угольный пласт; 5 — нижняя граница многолетнемерзлых пород

пределы микросекундного диапазона аналогично кривым зондирований в районе скв. 1090). В точке 2 кривая ρ_τ имеет вид типа Н, но левая ветвь данной кривой круто спадает, что характерно в том случае, когда на глубине около 25 м проводящий пласт. Остальная часть пространства слабо электропроводна, поэтому наблюдается короткий переходный процесс. Следовательно, талик на этом профиле в точке скв. 1090 обрамлен зоной мерзлых пород.

Из сказанного можно сделать следующие выводы. Геологическая среда Эльгинского месторождения характеризуется относительно хорошей электропроводностью на глубину несколько сотен метров. Она благоприятна для применения индуктивного зондирования в микросекунд-

ном диапазоне при оценке состояния, строения региона, мощности и прерывистости многолетнемерзлых пород.

Угольные пласты месторождения проявляются в импульсном электромагнитном поле преимущественно как слабо проводящий объект. При геоэлектрических исследованиях в сложных геоморфологических условиях и прерывистости многолетнемерзлых пород, а также при поисках и разведке угольных пластов необходимо комплексное использование геотермии с индуктивным импульсным зондированием.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бердичевский М.Н., Губатенко В.Н., Светов Б.С. Частотная дисперсия электрических свойств макроизотропной среды // Физика Земли. 1995. № 9. С. 42—48.
2. Гаврильев Р.И. Теплофизические свойства горных пород и напочвенных покровов криолитозоны. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998.
3. Методические рекомендации по интерпретации зондирований метода переходных процессов / Под ред. Г.А.Исаева. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985.
4. Ним Ю.А., Омеляненко А.В., Строгий В.В. Импульсная электроразведка криолитозоны. — Новосибирск: ОИГМ СО РАН, 1994.
5. Ним Ю.А., Железняк М.Н., Крохалев В.Ф., Ласыгин А.В. Импульсное индукционное зондирование при изучении геоэлектрических условий Апасатского угольного месторождения // Комплексные мерзлотно-геологические исследования. Якутск, 1989. С. 126—135.
6. Ним Ю.А. Модель переходного процесса импульсного источника на поверхности тонкослойной среды с комплексной электропроводностью // Матер. III междунар. конф. по математическому моделированию. Новосибирск, 2001. С. 143—145.

Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны

В.Ю.ФРИДОВСКИЙ, Е.Э.СОЛОВЬЕВ, Е.И.ПОЛУФУНТИКОВА

Адыча-Нерская металлогеническая зона (рис. 1) расположена в области сочленения двух крупнейших тектонических структур Северо-Востока Азии — Колымо-Омолонского супертеррейна и Верхоянской окраины Северо-Азиатского кратона [11]. Она входит в состав Яно-Колымского позднеюрско-ранненеокомового коллизийного металлогенического пояса [5]. Металлогеническая зона прослеживается в северо-западном направлении на 600 км при ширине до 150 км. К ней приурочены золото-кварцевые жильные месторождения, представляющие собой основной источник формирования россыпей. Зона охватывает Кулар-Нерский сланцевый пояс, сложенный пермскими и триасовыми глубоководными черносланцевыми толщами, и смежную часть Верхоянского складчато-надвигового пояса, образованную в основном шельфовыми отложениями триаса. Динамика формирования, структуры и полезные ископаемые юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны изучены в междуречье Антагачан—Хара-Юрях—правые притоки р.Нера.

С северо-запада Адыча-Нерская металлогеническая зона ограничена Чаркы-Индибирским надвигом и Чай-Юреинским разломом. Надвиг прослеживается на расстоянии более 400 км и характеризуется значительными горизонтальными перемещениями [1, 6]. По надвигу верхнетриасовые отложения Кулар-Нерского сланцевого пояса перекрываются средне-верхнеюрскими отложениями Иньяли-Дебинского синклиория. На удалении от надвига известны фрагменты (клиппы) юрских тектонических покровов [1]. Надвиг проявляется зоной брекчированных, интенсивно дислоцированных пород и сопровождается пакетами изоклинальных и сжатых складок. Отмечаются приуроченность к надвигу россыпной и рудной золотоносности, окварцевание и сульфидизация пород [2]. Чай-Юреинский разлом протягивается на 1000 км и отделяет юрские отложения от пермских и триасовых. Разлом характеризуется юго-западной вергентностью, вертикальная амплитуда смещения 1—3 км, а сдвиговые перемещения превышают несколько километров [8, 9]. Разлом выражен широкой (1 км) зоной дробления, смятия, пиритизации и повышенной гидротермальной деятельности, которая прослеживается вдоль р.Нера. Он имеет северо-западное простирание и в районе работ состоит из ряда самостоятельных разломов — Лево-Интахского, Продольного, Нерского и Двойного. Для Кулар-Нерского сланцевого пояса характерны многоэтапные деформации. Л.М.Парфеновым и другими [4] на примере Ниткан-Тобычанской зоны установлено длительное формирование складчатых и разрывных структур (от средней юры до конца мелового периода) в течение нескольких этапов деформаций.

В металлогенической зоне проявлены гидротермальное и метаморфогенное золото-кварцевые жильные оруденения. Выделяются Курун-Агылыкский, Бурустахский, Алачубугский, Хангаласский и Хараюрхский рудные узлы с золоторудными проявлениями и пунктами минерализации. К кварцевым жилам и зонам окварцевания осадочных и дайковых пород относится большое число жил в бассейнах рек и ручьев: Интах, Анка, Кюеллях, Двойной, Хангалас, Артык, Курун-Агалык и др. Жильные тела сложены кварцем, реже карбонатом, с примесью хлорита, пи-

рита, арсенопирита, сфалерита, галенита и др. Длина жил 100—200 м, но иногда достигает 1000 м, мощность 0,1—1,5 м, редко 5—8 м. В районе работ широко распространена сульфидизация пород.

Деформационные структуры. Выделяются четыре типа структурных разновозрастных парагенезисов, коррелирующих с крупными геодинамическими событиями в регионе.

В первый позднеюрский—ранненеокомовый этап деформаций сформированы основные структурные элементы района. Преобладали надвиговые деформации, связанные с фронтальной коллизией северо-восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна. Выделены три зоны максимального развития надвигов (см. рис. 1). Первая соответствует известному Чаркы-Индибирскому надвигу, вторая прослеживается в среднем течении руч.Курун-Агылык. Ее фронтальная часть проявлена в устье руч.Проходной, а тыловая предполагается в нижнем течении руч.Забывтый. Тыловой надвиг третьей зоны выделен в устье руч.Курун-Агылык. Зоны характеризуются сходным строением. Они выполнены милонитами мощностью 20—25 м с включениями дезинтегрированных блоков песчаников, даек, фрагментов кварцевых жил и сопровождаются опрокинутыми, сжатыми и изоклинальными складками с утоненными крыльями, интенсивным кливажем скалывания, развитием в замках структур начальной транспозиции, что указывает на значительные перемещения по сместителям и проявление начальных стадий пластических деформаций (рис. 2, I). Развитие изоклинальных складок ограничивается отдельными микропластинами испытывшими дифференцированные смещения. Надвиги характеризуются, в основном, юго-западной вергентностью, хорошо согласующейся с направлением генерального позднеюрского-ранненеокомового тектонического транспорта (см. рис. 1, Г). Полоса слоистости, замеренные на крыльях складок на стереографических проекциях группируются вдоль дуг большого круга, что указывает на цилиндрический характер складок (см. рис. 1, А).

Во второй этап позднеенеокомовой косой коллизии развились протяженные сдвиговые зоны с преимущественно левосторонним характером смещения вследствие запад-юго-западного транспорта Колымо-Омолонского супертеррейна в позднем неокме (см. рис. 1, Д). Сдвиговые зоны образуют региональный Чай-Юреинский разлом, а также разломы Кулухунский, Обрыв, Ветка, Лево-Интахский, Продольный, Нерский и др. Разломы на отдельных участках наследуют положение ранних надвигов. Амплитуда смещения по разломам, установленная по геолого-съемочным данным, составляет 500—600 м. Сдвиги сопровождаются аксоноклиналями F_2 (см. рис. 1, Б). Они наблюдались в среднем течении р.Курун-Агылык (см. рис. 2, II). Аксоноклинали развиты в лежачем северо-восточном крыле разрывного нарушения сдвиговой кинематики. Шарнир складки погружается к юго-западу под углами 45—49°. Стереометрический анализ показал, что она относится к коническому типу складок с близгоризонтальной осью конуса. Необходимо обратить внимание на развитие в замковой части складки межпластовой

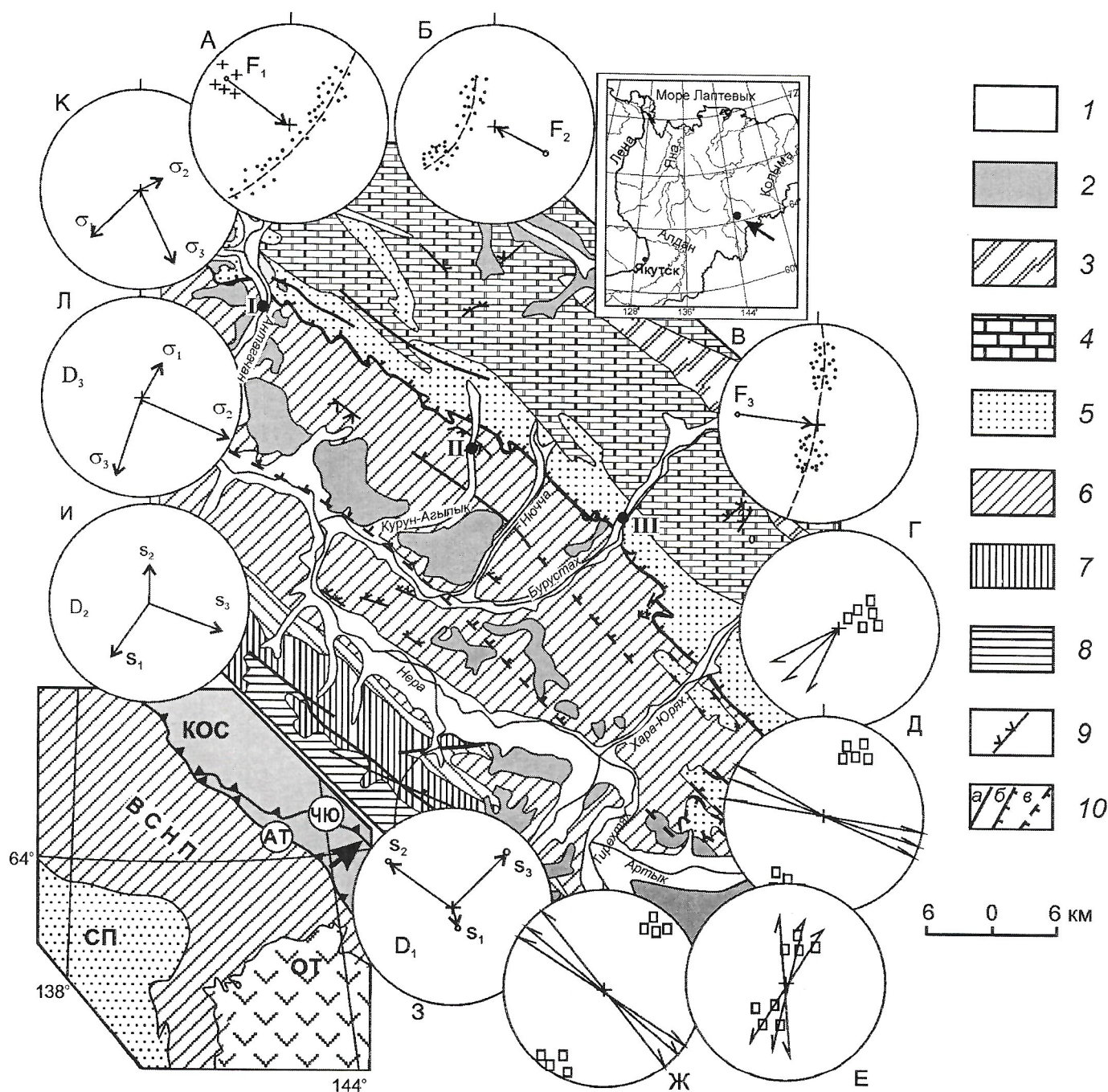


Рис. 1. Схема геологического строения и этапы формирования структуры Адыча-Нерской металлогенической зоны:

отложения: 1 — четвертичные, 2 — неогеновые; ярусы верхней юры: 3 — келловейский, 4 — ааленский, батский, байосский; 5 — нижняя юра; триас: 6 — верхний, 7 — средний, 8 — нижний; 9 — дайки; 10 — разломы (а — сдвиги, надвиги; б — достоверные, в — предполагаемые); на диаграммах — генерации полюсов слоистости складок: А — первая F_1 , Б — вторая F_2 , В — третья F_3 ; крестики — линии пересечений слоистости и кливажа; квадратики — генерации полюсов разрывных нарушений; стрелки — направления смещений пород; Г — первая, Д — вторая, Е — третья, Ж — четвертая; этапы деформации ориентировок палеотектонических осей напряжений: 3 — первый, И — второй, К — третий, Л — четвертый; I, II, III — положение разрезов, показанных на рис. 2; врезка: СП — Сибирская платформа, ВСНП — Верхоянский складчато-надвиговый пояс, КОС — Колымо-Омолонский супертерреин, ОТ — Охотский терреин, АТ — Адыча-Тарынский разлом, ЧЮ — Чай-Юреинский разлом

кварц-карбонатной жилы мощностью до 60 см. Формирование жилы и сопровождающих ее прожилков динамически сопряжено с образованием складки. Разлом мощностью 7–8 м выполнен дезинтегрированными милонитами. В обнажении проведены массовые замеры трещин. Их статистическая обработка и последующая реконструкция ориентировки палеотектонических полей по методу М.В.Гзовского показали наличие сдвигового поля напря-

жений (азимут и угол падения, град. Соответственно: σ_3 288, 20; σ_2 168, 45; σ_1 32, 30). Сдвиговые поля напряжений устанавливаются по рисунку кварцево-жильных тел рудопроявлений Задумчивое, Золотой Рог, что наряду с другими данными указывает на наложенный на надвиговые структуры характер продуктивной минерализации.

В третий этап деформаций развивались надвиговые структуры близширотного с отклонением до северо-запад-

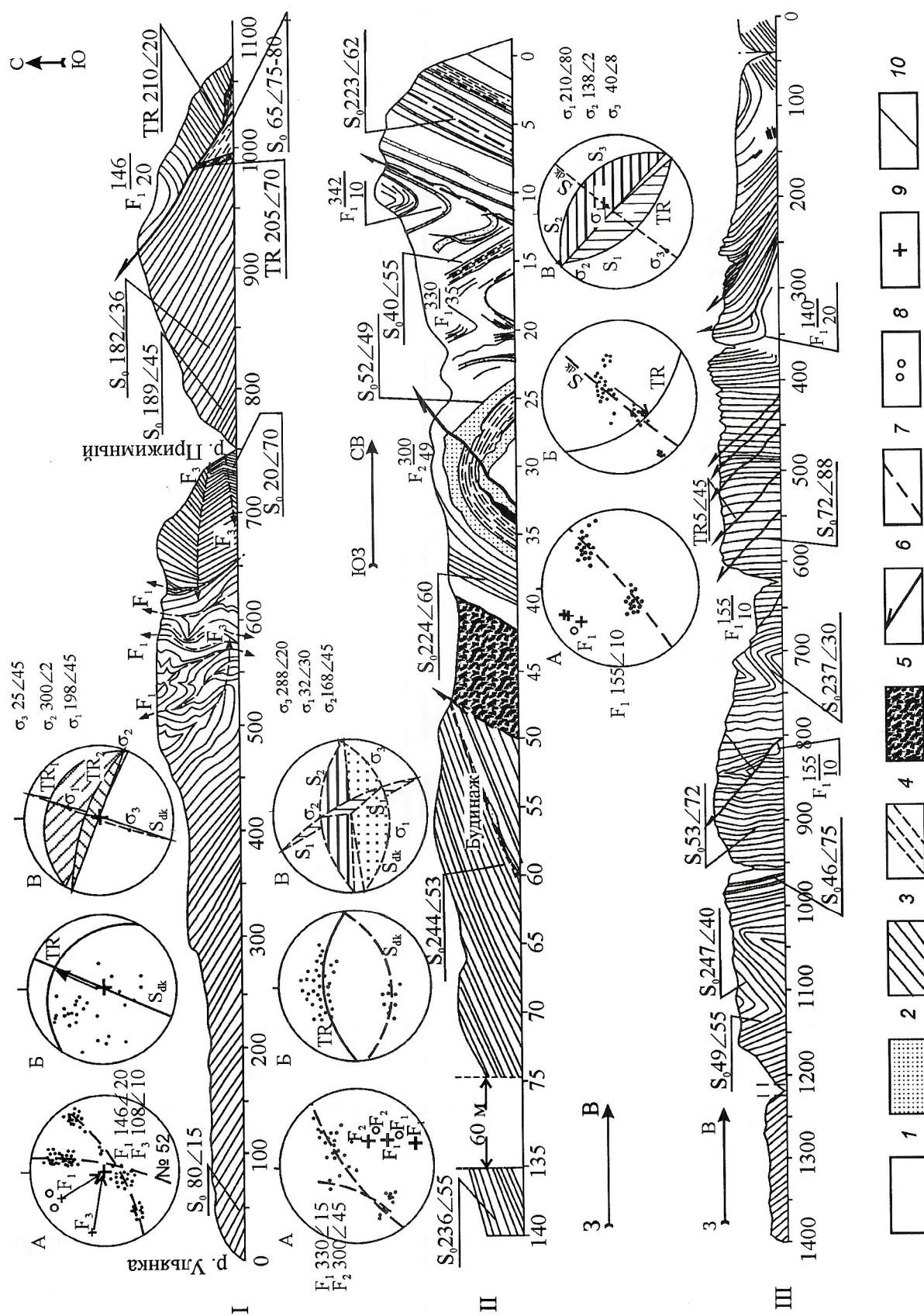


Рис. 2. Структурно-геологические разрезы:

ручи: I — Антыгчан, II — Курунг-Агылык, III — Бурста; 1 — алевролиты; 2 — песчаники; 3 — слои; 4 — кливаж; 5 — милониты; 6 — разломы; А — диаграммы полюсов слоистости (точка); 7 — пояс полюсов слоистости, положение шарниров складок: 8 — замерное, 9 — расчетное; складки генерации: F_1 — первой, F_2 — второй; В — диаграммы полюсов трещин: 10 — положение разрывного нарушения; В — реконструкция ориентировок осей напряжений: σ_1 — растягивающих напряжений, σ_2 — средняя, σ_3 — сжимающих напряжений, S_{dk} — динамокинематическая плоскость; S_0 — слоистость (цифры — азимут и угол падения); F — складки (цифры — элементы залегания шарниров складок: азимут и угол ныряния); TR — надвиги (цифры — азимут и угол падения)

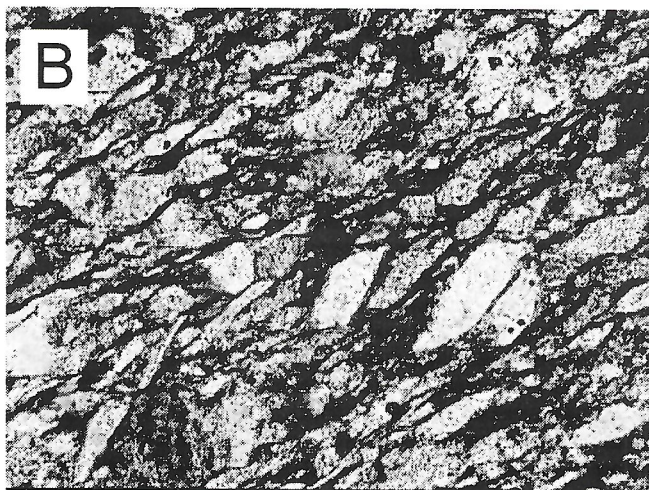
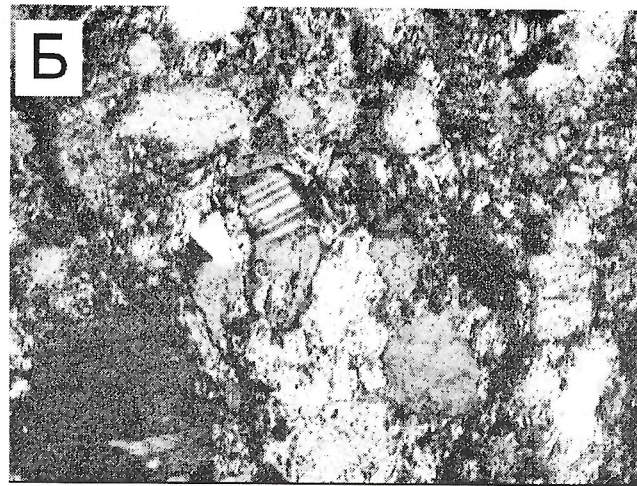
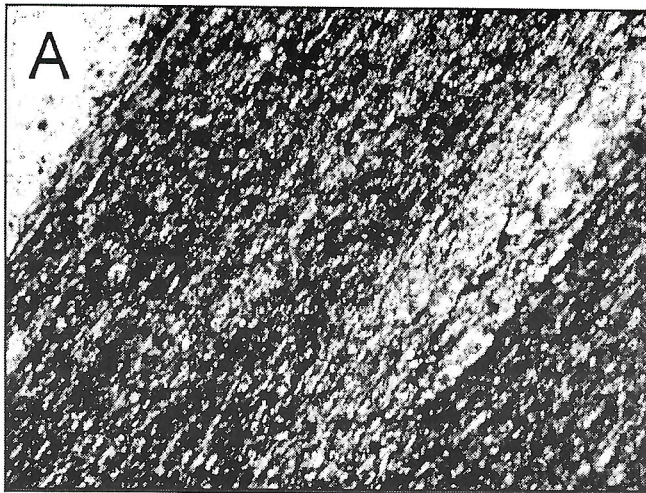


Рис. 3. Изменение вмещающих пород:

А — тонкокливажированные алевролиты; Б — структуры гравитационной коррозии в песчаниках, николи скрещены; В — кливаж разрыва и микробудинаж зерен кварца в песчаниках; ув. 200 без учета компьютерной обработки

ного простираний. По правому борту руч.Бурустах выше устья руч.Соргой отмечается серия надвигов, смещающих ранние складки F_1 (см. рис. 2, III). Углы падения сместителей $40-45^\circ$. Амплитуды смещений от первых десятков сантиметров до первых метров. Деформации хрупкого типа, сопровождаются брекчиями небольшой (1–2 см) мощности. Реконструкция ориентировки палеотектонических полей напряжений по анализу трещинных структур показала существование надвигового палеотектонического поля напряжений. Ось сжимающих напряжений полого склоняется к северо-востоку (σ_3 — азимут падения 40° , угол 8°), ось растягивающих напряжений близвертикальная (σ_1 210° , 80°), средняя ось близгоризонтальная (σ_2 138° , 2°).

Надвиги третьего этапа деформаций сопровождаются шевронными складками с узкими перегибами в области замка. По руч.Антагачан ниже устья руч.Ульянка шевронные складки характеризуются близгоризонтальными осевыми поверхностями и шарнирами, полого (10°) погружающимися в восток—юго-восточном направлении (см. рис. 2, I). Видимый размах крыльев складок составляет несколько десятков метров. Мощности слоев в замках и на крыльях складок сохраняются, что позволяет отнести их к типу складок продольного изгиба со скольжением. Складки F_3 наложены на складчатые деформации F_1 и F_2 . Они сформированы в параавтохтоне надвиговой зоны юго-западного (210°) пологого падения (20°). В лежащем крыле сместителя проявлено крутопадающее разрывное нарушение, выполненное милонитами мощностью до 3 м. В клиновидном блоке, образованном круто- и пологопадающими сместителями, развит кливаж юго-западного падения (азимут падения 235° , угол 62°), залегающий положе сло-

истости, находящейся в опрокинутом залегании. Наличие сопряженных разрывных нарушений позволяет восстановить положение палеотектонических полей напряжений (σ_3 — азимут падения 25° , угол 45° ; σ_1 — 198° , 45° ; σ_2 — 300° , 2°).

Шевронные складки F_3 широко развиты также в междуречье Ульян—Торбыкин по правому борту руч.Антагачан. Их осевые плоскости трассируются надвигами близширотного падения. Необходимо подчеркнуть, что для первого и третьего этапов деформаций характерны близкоаксиальное положение осей напряжений и сходное пространственное положение отдельных структурных элементов (см. рис. 1, 3, К). Формирование структур третьего этапа деформаций может быть связано с позднемиловыми субдукционными процессами тыловой зоны Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса.

Четвертый этап деформаций завершает меловые тектонические события в регионе. Вдоль нарушений северо-западного простирания преобладали сдвиговые движения, вероятно, правостороннего знака (см. рис. 1, Ж). По сопряженным с ними сколам близмеридиональной ориентировки устанавливаются левосдвиговые движения.

Микроструктурные преобразования пород. Исследованы основные петрографические разности пород (рис. 3). Среди алевролитов выделяются слоистые, тонкокливажированные и милонитизированные. Они имеют темно-серую или черную окраску вследствие присутствия обильной примеси дисперсной органики. Первичная седиментогенная тонкослоистая текстура наблюдается в результате разного содержания углеродистого вещества в слоях и часто замещена сланцеватостью, ориентированной к истости под острым углом. Вдоль сланцеватости ориентированы чешуйки серицитоподобной слюды и редко встречающиеся силь-

но корродированные вытянутые зерна кварца и плагиоклаза (см. рис. 3, А). Обломочный материал, представленный кварцем и плагиоклазами, имеет различные размеры и формы от изометричных до сильно вытянутых.

В алевролитах зон Лево-Интахского и Чаркы-Индибирского разломов наблюдается отчетливая директивность в расположении зерен, образующая текстуры течения и обтекания. Более крупные обломочные зерна кварца и основного плагиоклаза составляют 10–15%, характеризуются удлиненной линзовидной формой и коэффициентом деформированности K_d (отношение длинной и короткой осей зерен) равной 5–6, сильно корродированны, имеют волнистое погасание, микробудинированы. Эти зерна, а также практически все чешуйки новообразованного мусковита ориентированы вдоль сланцеватости, формируя текстуры течения. Часто наблюдаются игольчатые чешуйки гидрослюдистого вещества, вросшие в края зерен кварца. Милонитизированные алевролиты сложены мелкозернистым терригенным материалом с линейаризованными зернами кварца и плагиоклаза (K_d 2–3) и единичными более крупными сильно измененными зернами плагиоклаза, подверженными серицитизации. Распространены конформные структуры и структуры вдавливания. Отмечается совершенно сланцеватое сложение пород с содержанием ориентированных минералов 25–50%, что соответствует III классу по степени рассланцевания [3]. Такие породы можно отнести к слабо метаморфизированным.

Песчаники представлены мелкозернистой разностью, сульфидизированы. Обломочный материал состоит из кварца (80–90%) и плагиоклазов. Характер цемента базальный и порово-пленочный. Комплекс сульфидных минералов состоит из тонкозернистой вкрапленности пирита (около 75%) и пирротина. В результате разрушения сульфидов наблюдается развитие гидроксидов железа. Преобразования, в большинстве затронувшие породы, соответствуют стадиям позднего катагенеза и начального метагенеза, что выражается в преобладании конформно-инкорпорационных структур между обломочными зернами и наличием мелкозернистого кальцита и регенерационного кварца в межзерновых промежутках (см. рис. 3, Б). В надвиговых зонах песчаники подвергнуты стрессу и милонитизации, вследствие чего в шлифах наблюдаются многочисленные изогнутые и ветвящиеся поверхности кливажа разрыва и микробудинаж зерен кварца (см. рис. 3, В). Терригенный обломочный материал представлен в основном изометричными или линзовидными зернами кварца, для которых характерны изрезанные бухтообразные границы. Наблюдается волнистое погасание, что служит признаком деформации кристаллической решетки. Редкие зерна плагиоклаза окварцованы по периферии. Отмечаются кварцевые новообразования, выполняющие межзерновое пространство. Чешуйки серицита и хлорита врастают в края регенерированных обломков, заполняют бухточку. Текстура пород грубосланцеватая сегрегационно-сланцеватая. Характерны грубосланцеватое сложение пород (II класс степени рассланцевания), содержание ориентированных минералов 5–25%. Петроструктурный коэффициент деформированности K_d 3–6. Парагенезы новообразованных минералов (кварц, серицит, хлорит) свойственны ранней субфации зеленосланцевого метаморфизма. Описанные выше преобразования наблюдались в зоне Бурстаского надвига, Чаркы-Индибирского и Лево-Интахского разломов.

Таким образом, постседиментационные преобразования пород соответствуют уровню умеренного и глубокого катагенеза. Характерные признаки этого — массовое развитие структур гравитационной коррозии (частые конформные и появляющиеся инкорпорационные контакты), присутствие регенерационного кварца в красивых частях обломков и заполнение порового пространства гидрослюдистым агрегатом. На структуры глубокого катагенеза на-

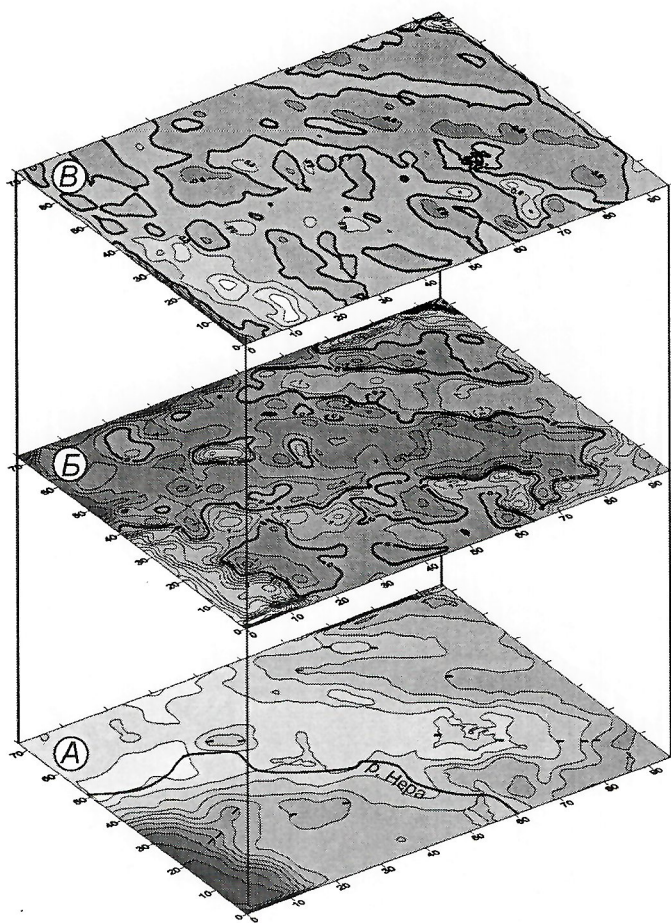


Рис. 4. Гравитационное поле юго-восточного сектора АНМЗ:

А — исходное; трансформированное: Б — V_{zz} , В — V_{zx}

ложены структуры дифференциального скольжения блоков обломочных зерен относительно друг друга. Отчетливо выраженные сланцеватые текстуры и ориентированные удлиненные зерна кварца свидетельствуют о действии стрессовых однонаправленных напряжений и начале метаморфических преобразований.

Геофизическая характеристика. Юго-восточный сектор Адыча-Нерской металлогенической зоны характеризуется сложным магнитным полем со знакопеременными аномалиями. Чай-Юреинский разлом проявляется дифференцированной линейной зоной положительных значений ΔT . Локальные аномалии положительных значений отражают разломы, контролирующие зоны гидротермальной переработки, представленные сульфидизированными зонами, кварцевыми жилами с содержанием ферромагнитных минералов. Интрузивные образования проявляются в основном изометричными отрицательными аномалиями ΔT , окруженными аномалиями положительных значений, отвечающих зонам контактового метаморфизма.

Гравитационное поле металлогенической зоны имеет неоднородное строение (рис. 4). Выделяются три сегмента: юго-западный, центральный и северо-восточный. Юго-западный сегмент характеризуется отрицательными градиентными значениями Δg . Аномалии юго-западного сегмента обусловлены влиянием Лево-Нерского разлома, Нельканского и Ала-Чубукского массивов. Центральный сегмент соответствует зоне контакта Инъяли-Дебинского синклиория с Нерским антиклинорием. Сегмент выражен широкой линейной зоной дифференцированных повышенных

значений поля Δg . Эта зона сужается от 50 км в северо-западной до 37 км в юго-восточной части. Северо-восточный сегмент охватывает юго-западную часть Инъяли-Дебинского синклиория и выделяется чередующимися, сравнительно узкими линейными зонами положительных и отрицательных значений. По гравиметрическим данным, Чай-Юреинский разлом устанавливается линейно-вытянутыми аномалиями трансформированного поля V_{zz} , V_{zx} .

Глубинное строение района изучено при помощи программы GM-SYS методом подбора [7]. Интерпретационный профиль проходит вкосте простирания основных структур: охватывает юго-западную часть Инъяли-Дебинского синклиория, Чай-Юреинский разлом и юго-восточную часть Кулар-Нерского сланцевого пояса (рис. 5). Мощность земной коры составляет 37–38 км [10]. По данным компьютерного гравиметрического моделирования, в строении района выделяются четыре комплекса пород: кристаллический фундамент (AR–PR) плотностью 2,80 г/см³; карбонатный (PZ–C₁) плотностью 2,72 г/см³; терригенный (C_{2–3}–P) плотностью 2,67 г/см³; терригенный (T–J_{1–2}) плотностью 2,66 г/см³. Кристаллический фундамент («гранитный слой») мощностью 7–10 км расположен на глубине около 17 км. Отмечается тенденция пологого воздымания фундамента к северо-востоку. Породы карбонатного комплекса образуют дуплексные структуры, ограниченные двумя поверхностями срыва: детачментом (подошвенным надвигом) и кровельным надвигом. Подошвенный надвиг дуплекса трассируется

вдоль границы кристаллического фундамента и карбонатного комплекса. Мощность карбонатного комплекса 5–9 км. Терригенный (турбидитно-флишевый) комплекс характеризуется развитием чешуйчатых надвигов листрического типа юго-западной вергентности и оперяющими их разрывами. Сгущение надвигов наблюдается в зоне Чай-Юреинского разлома и над зоной рамповых антиклиналей. Мощность верхоянского комплекса 6–13 км.

В заключение можно сделать следующие выводы. В юго-восточном секторе Адыча-Нерской металлогенической зоны установлено широкое развитие надвиговых структур и сопровождающих их структурных парагенезисов. Ранние надвиги характеризуются юго-западной вергентностью, хорошо согласующейся с направлением генерального позднеюрского–раннеэокомого тектонического транспорта.

Выделяются четыре этапа деформаций. Первые два связаны с позднеюрскими–неокомовыми коллизийными событиями на окраине Северо-Азиатского крона. Следующие два этапа деформаций — отражение субдукционных процессов на юго-восточной окраине континента. Метаморфизм имеет структурно-тектонический контроль, локальный характер, а его интенсивность и положение контролируются региональными разломами.

Геолого-геофизическое моделирование показало, что образования аккреционного клина Кулар-Нерского сланцевого пояса находятся в аллохтонном залегании. Они перемещены в юго-западном направлении на первые десятки километров. Верхний структурный этаж сложно деформирован и осложнен системой нарушений листрического типа, причленяющихся к кровельным надвигам дуплексов карбонатного комплекса.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федеральной целевой программы «Интеграция» (№ И0447), Научно-технической программы МО РФ «Научные исследования по приоритетным направлениям науки и техники» (№ 07.01.007), научной программы Университета России (№ УР.09.01.033).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипов Ю.В., Волкова И.Г., Камалетдинов В.А., Ян-Жин-Шин В.А. Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области // Геотектоника. 1981. № 2. С. 81–98.
2. Калинин В.М. Гидротермальные изменения и золотосодержание пород в зоне межформационного срыва между триасовой и юрской толщами в бассейнах рек Адыча и Эльги // Матер. по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1963. Вып. XII. С. 93–106.
3. Кунцев Ю.С. Сланцеватость, ее возникновение и развитие. — М.: Наука. 1988.
4. Парфенов Л.М., Рожин С.С., Третьяков Ф.Ф. О природе Адыча-Тарынской зоны разломов (Восточное Верхоянье) // Геотектоника. 1988. № 4. С. 88–102.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
6. Третьяков Ф.Ф. Разломная тектоника западной части Верхояно-Колымских мезозой // Вест. Госкомгеологии. 2002. № 1. С. 20–29.
7. Фридовский В.Ю., Соловьев Е.Э. Геолого-геофизическое моделирование строения аккреционных структур Ольчан-Нерской зоны (Северо-Восток Якутии) // Тектоника и геофизика литосферы. Т. II. М., 2003. С. 266–269.
8. Чехов А.Д. Глубинные разломы Инъяли-Дебинского синклиория и некоторые особенности размещения магматических образований и оруденения // Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан, 1973. С. 34–48.
9. Чехов А.Д. Тектоника Инъяли-Дебинского синклиория // Складчатые системы Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 3–64.
10. Mackey K.G., Fujita K., Ruff L.J. Crustal thickness of Northeast Russia // Tectonophysics. 1998. Vol. 284. P. 283–297.
11. Fridovsky V.Y., Prokopyev A.V. Tectonics, geodynamics and gold mineralization of the eastern margin of the North Asia Craton // The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen (Eds. Blundell, D.J., Neuber, F. & von Quadt, A). Geological Society, London, Special Publication, 2002. № 206. P. 299–317.

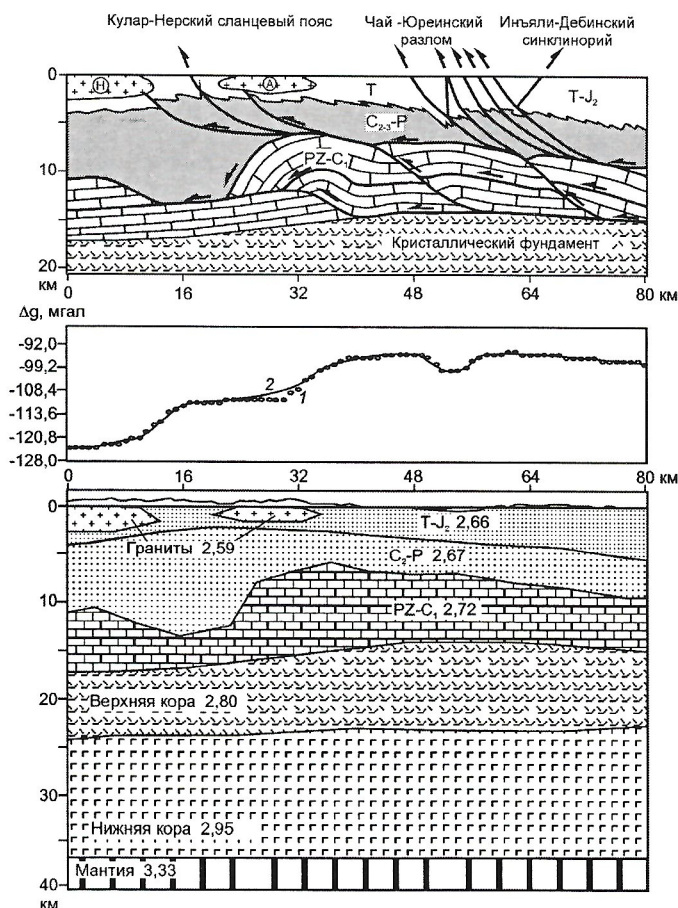


Рис. 5. Геолого-геофизическая модель юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны:

градиент Δg : 1 — наблюдаемый, 2 — рассчитанный; гранитоидные массивы: А — Ала-Чубукский, Н — Нельканский; цифры на рисунке — плотность пород, г/см³

Современные представления о генетической классификации месторождений

А.Г.ПАВЛОВ, С.Д.ДМИТРИЕВ

Классификация, предложенная в данной работе, составлена на основе классификаций, выработанных В.А.Обручевым [3], П.М.Татариновым [6], И.Г.Магакьяном [5], А.Г.Бетехтиным [1], В.И.Смирновым [4] и другими учеными, посвятившими свои труды этой сложной теме.

Попытки классифицировать проявления полезных ископаемых по различным признакам начались с XVI в., но наиболее научно обоснованные классификации составлялись с 1920 г. С тех пор выдвинуто много вариантов, построенных на разнообразных признаках, но все они имеют недостатки.

Во-первых, нет общепринятой единицы в схеме классификаций, т.е. до сих пор нет общепринятого мнения, на какие единицы подразделить выделенную группу месторождений, образовавшихся в результате одного и того же геологического процесса. Иногда выделенную единицу в классификации один автор называет группой, другой — классом, третий — типом.

Во-вторых, нет единообразия и ранжирования в подразделении более крупных единиц на мелкие по геологическим процессам образования полезных ископаемых. За основу подразделения одной более крупной единицы на мелкие один автор принимает геохимический процесс, другой — физический, третий — последовательность минералообразования. Учитывая перечисленные недостатки, нами предлагается генетическая классификация месторождений, которая имеет следующую схему: серия—группа—подгруппа—класс—тип (таблица).

Поскольку месторождение полезного ископаемого — естественное образование, происхождение которого тесно связано с геологическими процессами, развивающимися как на глубине (эндогенные), так и на поверхности Земли (экзогенные), то по условиям формирования все месторождения можно разделить на две крупные единицы: эндогенная и экзогенная серии.

СЕРИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ — серия полезных ископаемых, по условиям образования связанная с геохимическими процессами, происходящими в глубинных частях земной коры. Эти месторождения формируются под воздействием внутренней энергии Земли, т.е. в результате магматогенных и метаморфогенных процессов. Следовательно, данная серия месторождений подразделяется на две группы: магматогенную и метаморфогенную.

Группа магматогенных месторождений. Формирование магматических тел — сложный и длительный процесс. Геохимические процессы, происходящие с начала до конца становления магматического тела, еще до конца не изучены. По сегодняшним представлениям в процессе формирования интрузивного тела обособление одних рудных минералов происходит в расплавленной огненно жидкой массе, другие рудные минералы выделяются после остывания расплава под воздействием еще не остывшей до конца интрузивной массы на окружающую среду. Такое понимание процесса позволяет подразделить группу магматогенных месторождений на две подгруппы: *магматическую* и *постмагматическую*.

Подгруппа магматических месторождений. К этой подгруппе месторождений полезных ископаемых отнесены рудные тела, образующиеся из магматического расплава. Учитывая физико-химические условия выделения рудных минералов, подгруппа разделена на три класса: собственно магматический, пегматитовый и карбонатитовый.

Класс собственно магматических месторождений. Подразделение этого класса производится по классифика-

ции, разработанной А.Н.Заварицким [2] и измененной А.Г.Бетехтиным [1]. В этом классе выделены два генетических типа месторождений, отличающихся температурными условиями концентрации рудного вещества: раннемагматический и ликвационный. Позднемагматический генетический тип, выделяемый в классификации А.Г.Бетехтина [1], исключен нами из этого класса по следующим соображениям. Позднемагматические руды кристаллизуются после остывания силикатной магмы. Поэтому такие месторождения целесообразно выделять как отдельный класс в постмагматической подгруппе.

Класс пегматитовых месторождений. В пегматитовый класс месторождений полезных ископаемых, согласно теории А.Е.Ферсмана [7], включены руды, образующиеся из поздних порций остаточной силикатной магмы, обогащенной летучими компонентами. Учитывая промышленное значение пегматитовых залежей и их первоисточников, выделены два генетических типа руд: гранитный и щелочной. Основные, ультраосновные и метаморфические, не имеющие практического значения, не включены в классификацию.

Класс карбонатитовых месторождений имеет тесную генетическую связь с дифференцированными ультраосновными интрузивами и с раскристаллизацией кислой магмы, ассимилировавшей на глубине осадочные карбонатные породы. В связи с отсутствием промышленно ценных карбонатитов метасоматического и гидротермального происхождения целесообразно этот класс разделить на два генетических типа: ультраосновной и кислый.

Подгруппа постмагматических месторождений. Согласно предыдущим исследователям, в эту подгруппу включены руды, кристаллизовавшиеся после затвердевания материнской силикатной магмы, и руды, образовавшиеся под воздействием горячего газового и водного растворов на вмещающие породы. В зависимости от геохимического процесса формирования руд в данной подгруппе выделены три класса: позднемагматический, метасоматический и гидротермальный. В этой подгруппе как отдельные классы не выделены альбитит-грейзеновый и колчеданный. Позднемагматические руды формируются под воздействием поздних газовой-водных растворов на раскристаллизовавшуюся часть интрузивного тела и окружающие породы. Учитывая особенности условий метасоматоза, скарнов и альбитит-грейзеновые образования целесообразно выделить как отдельные генетические типы в составе рассматриваемого класса. Основное количество колчеданных руд формируется из горячего водного раствора, отделившегося при остывании эффузивных пород в подводных условиях, поэтому они выделены в гидротермальном классе как отдельный генетический тип.

Класс позднемагматических месторождений. В силикатных магмах ультраосновного и щелочного составов, обогащенных летучими соединениями, металлы и их оксиды кристаллизуются при низких температурах после затвердевания главной массы породообразующих силикатов. Учитывая состав материнского источника, с которым связаны промышленные руды, в данном классе нами выделены два генетических типа месторождений: ультраосновной и щелочной позднемагматические.

Класс метасоматических месторождений. Основной геохимический процесс, при котором образуются рудные минералы этого класса, — метасоматоз, происходящий в самой магме или вмещающей породе под воздействием горячего газовой-водного раствора. Генетические типы месторождений скарнов, как продуктов щелочного метасоматоза,

Генетическая классификация месторождений

Серия	Группа, подгруппа		Класс	Тип
Эндогенная	Магматогенная	Магматическая	Собственно магматический	Раннемагматический
				Ликвационный
			Пегматитовый	Гранитный
				Щелочной
			Карбонатитовый	Ультраосновной
			Гранитный	
		Постмагматическая	Позднемагматический	Ультраосновной
				Щелочной
			Метасоматический	Известковый
				Магнезиальный
		Силикатный		
		Органогенный		
		Гидротермальный	Альбититовый	
			Грейзеновый	
	Плутоногенный			
	Вулканогенный			
		Метаморфогенный		
		Колчеданный		
Метаморфогенная	Метаморфизованный			
	Метаморфический			
Экзогенная	Выветривания	Инфильтрационный		
		Остаточный		
	Осадочная	Россыпной	Континентальный	
			Морской	
		Химический	Континентальный	
			Морской	
		Биохимический	Континентальный	
	Морской			

возникающих при pH от 7 до 14, выделяются в зависимости от состава вмещающих пород — известковые, магнезиальные и органогенные, а продукты кислотного метасоматоза, возникающие из горячего газово-водного раствора при pH от 7 до 1, представлены альбититовым и грейзеновым типами месторождений, включая березиты и листвениты.

Класс гидротермальных месторождений. Месторождения этого класса образуются при осаждении рудных минералов из циркулирующих под поверхностью земли минерализованных горячих водных растворов. Учитывая источник раствора и особенности условий минералообразования, в данном классе можно выделить следующие типы месторождений: плутоногенный, вулканогенный, колчеданный и метаморфогенный.

Группа метаморфогенных месторождений. Метаморфогенные месторождения формируются под воздействием высокой температуры и давления на горные породы. В настоящее время отсутствуют разработанные классификации этих месторождений. По нашей классификации, месторождения, образующиеся на контакте с интрузивными породами, отнесены к метасоматическому классу. Поэтому здесь остается подразделение только регионально-метаморфогенных месторождений. В зависимости от исходного состава метаморфизируемой породы и состава конечной метаморфизованной породы выделяются два класса месторождений: метаморфический и метаморфизованный.

Класс метаморфических месторождений. К этому классу относятся промышленные месторождения, возникшие в результате метаморфизма пород, не имевших до этого промышленного значения. В качестве примера можно

привести образование из тонкозернистых малоценных в практическом отношении известняков в процессе регионального метаморфизма месторождений мраморов — ценных декоративных и облицовочных материалов.

Класс метаморфизованных месторождений. Когда руда, в основном осадочного происхождения, подвергаясь региональному метаморфизму, не теряет первоначальное промышленное значение, то месторождение следует называть метаморфизованным. Многие минералы при метаморфизме перекристаллизуются. Руды становятся компактными, количество вредных примесей, как правило, уменьшается по сравнению с первоначальным содержанием, но не изменяются физико-химические и промышленные свойства.

СЕРИЯ ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. Экзогенные месторождения по условиям образования связаны с геохимическими процессами, протекающими в поверхностной зоне Земли. На поверхности и в приповерхностной части земной коры происходят два вида экзогенных процессов: выветривание и осадконакопление с образованием скоплений определенных минералов. В связи с этим экзогенная серия подразделяется на две группы месторождений: выветривания и осадочную.

Группа месторождений выветривания. Комплексы горных пород, ранее прошедшие испытания в глубинных условиях, попадая в приповерхностные части земной коры, претерпевают изменения минерального состава в результате химического и физического выветривания. В коре выветривания в зависимости от физико-химических свойств рудных минералов, составляющих рудное тело,

могут образовываться два класса месторождений: инфильтрационный и остаточный.

Класс инфильтрационных месторождений. Рудные тела этого класса образуются при выветривании коренных месторождений, сложенных химически неустойчивыми минералами. Из рудной залежи растворяются в воде и выносятся в виде растворов рудные минералы. Выделение генетических типов в данном классе представляется невозможным.

Класс остаточных месторождений. Эти месторождения формируются при выветривании коренных рудных тел, состоящих из рудных минералов, устойчивых в условиях химического и физического разрушения. Из коренного рудного тела растворяются и выносятся водными растворами нерудные минералы, коренная залежь самой природой обогащается рудными минералами. Вследствие сложности химизма выветривания генетические типы этого класса выделить невозможно.

Группа осадочных месторождений. Осадочные месторождения полезных ископаемых образуются на дне континентальных и морских водоемов, болот в результате накопления рудных минералов в виде нерастворимых осадков. В зависимости от условий осадконакопления в этой группе выделены три класса: россыпной, химический и биохимический. Выделение в этой группе вулканогенно-осадочного класса представляется лишним. Нам кажется, что образование нерастворимых соединений и их осаждение на дне из изверженного вещества — химический процесс, поэтому такие руды можно отнести к классу химических осадочных месторождений.

Класс россыпных месторождений. Месторождения россыпей формируются вследствие концентрации ценных минералов среди рыхлых образований, т.е. возникают в процессе разрушения и переотложения рудного вещества коренных пород. В зависимости от условий накопления рудных минералов в этом классе можно выделить следующие

генетические типы россыпей месторождений: речной, оловянный, морской.

Класс химических осадочных месторождений. Продукты выветривания горных пород переносятся в виде истинных или коллоидных растворов, образуют осадочные горные породы на дне конечного водоема, среди которых могут концентрироваться минералы, имеющие промышленное значение. В зависимости от места скопления руды класс химических месторождений подразделяется на следующие генетические типы: платформенный, геосинклинальный и осадочный.

Класс биохимических осадочных месторождений. К биогенным или биохимическим осадочным месторождениям относятся руды, возникшие в результате отложения остатков вымерших животных или растений. В зависимости от типа бассейна осадконакопления и соответственно рудообразования (платформенный или геосинклинальный) можно выделить два генетических типа месторождений: платформенный и геосинклинальный биохимические.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бетехтин А.Г., Татаринов П.М. и др. Курс месторождений полезных ископаемых. Изд. 2-е. — М.: Гостехиздат, 1946.
2. Заварицкий А.Н. О классификации магматических рудных месторождений // Изв. Геологического комитета. 1926. № 2. С. 67—80.
3. Обручев В.А. Рудные месторождения. — М.: ОНТИ, НКТП, 1915.
4. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. — М.: Недра, 1976.
5. Татаринов П.М., Магакьян И.Г. Опыт классификации постмагматических месторождений // Записки Всесоюз. минер. об-ва. 1949. № 3. С. 14—16.
6. Татаринов П.М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. — М.: Госгеолтехиздат, 1963.
7. Ферсман А.Е. Пегматиты. Т. 1. Изд. 3-е. — М.: Изд. АН СССР, 1940.

УДК 553.078:553.41 (-925.13)

© М.М.Константинов, В.В.Аристов, К.В.Соловьев, 2003

Принципы районирования Верхоянской металлогенической провинции на благородные металлы

М.М.КОНСТАНТИНОВ, В.В.АРИСТОВ, К.В.СОЛОВЬЕВ (ЦНИГРИ)

Верхоянская металлогеническая провинция включает ряд крупных месторождений золота и серебра, часть из которых является объектом промышленной переработки. Металлогенический потенциал данной провинции весьма значителен. Однако исследования в области ее металлогении в целом немногочисленны. Так, следует отметить работу В.А.Амузинского (2002), где представлены палеотектонические реконструкции на различные этапы развития месторождений и оценены возможности синхронного формирования их разных типов. Необходимо обратить внимание и на капитальный коллективный труд якутских геологов под научной редакцией Л.М.Парфенова (2001), в котором провинция проанализирована с позиций тектоники плит и обозначены циклы и особенности формирования коллизионных структур. Общий, реализуемый при этом принцип — анализ провинции как единой, длительно формирующейся системы, — представляется существенным и заслуживает дальнейшей разработки.

Отметим, что под Верхоянской провинцией нами понимается территория Верхоянского складчатого пояса, протягивающегося в близмеридиональном направлении на 2000 км при ширине до 600 км, от моря Лаптевых на севере до Удской губы Охотского моря на юге. С запада, со

стороны Сибирской платформы, к поясу примыкает и ограничивает его Приверхоянский краевой прогиб, образованный отложениями верхней юры — мела, мощностью до 7 км. В центральной части краевой прогиба сливается с Вилюйской синеклизой. На востоке граница пояса проходит по Адыча-Тарынской зоне разломов. На юго-востоке пояс граничит с Охотским массивом (см. рисунок).

Во-первых, необходимо отметить отчетливо выраженную амагматичность всего складчатого пояса. Если учесть, что большинство месторождений имеет эпигенетический облик (контроль крутопадающими нарушениями), вероятно, следует признать, что в целом в металлогеническом плане магматогенная концепция рудообразования для этой провинции исчерпала свои возможности. Ранее было показано (М.М.Константинов, 2001), что такие различные месторождения, как золото-кварцевое Дуэт-Бриндакитское, Неждановское в центральной части пояса и серебряно-свинцовое Мангазейское — в Западном Верхоянье — контролируются единым стратиграфическим уровнем верхи карбона—низы перми. При этом рудовмещающий комплекс в ряде случаев обогащен по отношению к фону теми металлами, которыми представлены руды месторождений: As, Au, Bi, Sb, Pb, Ag и др. Ана-

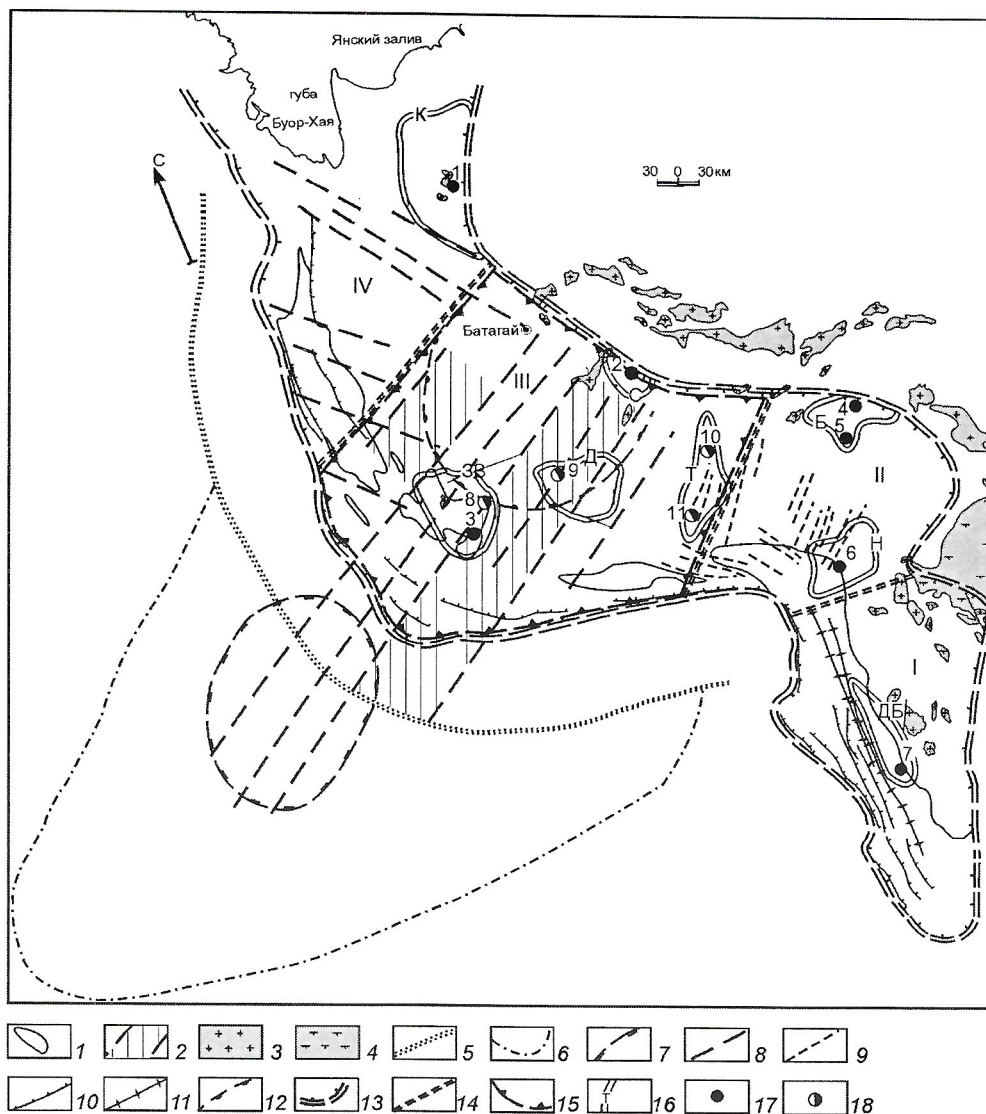


Схема металлогенического районирования Верхоянской золото-серебряной провинции:

1 — рудоносный стратоуровень C_3-P_1 ; 2 — грабенообразные прогибы, выполненные рифейскими и нижнепалеозойскими осадками; 3 — интрузивы кислого состава; 4 — вулканы кислого состава; границы: 5 — предверхоянского краевого прогиба, 6 — Вилюйской синеклизы, 7 — Вилюйского газонефтеносного бассейна; разломы: 8 — сквозные региональные, 9 — переходного типа; 10 — надвиги; 11 — рифтогенные; 12 — кольцевая структура (по космолитам); металлогенические границы: 13 — Верхоянской золото-серебряной провинции, 14 — металлогенических областей (I, II, III, IV), 15 — Верхоянской сереборудной провинции (предполагаемые), 16 — рудных районов (К — Кучуский, ЗВ — Западно-Верхоянский, С — Сентачанский, Д — Дербек-Нельгесинский, Т — Томпо-Делиньинский, Б — Бадранский, Н — Нежданский, ДБ — Дуэт-Бриндакитский); месторождения: 17 — золоторудные (1 — Кючус, 2 — Сентачан, 3 — Аркачан, 4 — Сарылах, 5 — Бадран, 6 — Нежданское, 7 — Дуэт), 18 — сереборудные (8 — Мангазейское, 9 — Прогноз, 10 — Заря, 11 — Хачакчан)

логичный уровень, возможно, существует на границе среднего и верхнего триаса. Выявление рудоносных стратоуровней и их опосредование включает большие перспективы дальнейших открытий.

Во-вторых, уже собственно районирование заключается в учете специфики позиций различных областей складчатого пояса в его жестком обрамлении.

Южно-Верхоянская металлогеническая область, включающая территорию Южного Верхоянья, представляет собой тектонический клин, зажатый между жесткими блоками с запада — Сибирской платформой, с востока — Охотским массивом, протягивается в близмеридиональном направлении на 500 км, при ширине до 200 км. Породы, слагающие территорию Южного Верхоянья, охватывают интервал времени от нижнего рифея до мела. Изучаемая территория имеет сложное геологическое строение и представлена тремя основными тектоническими структурами: Кылахской и Сетте-Дабанской зонами и Южно-Верхоянским синклином.

Западная часть территории (Кылахская зона) сложена терригенно-карбонатными отложениями от нижнего рифея до ордовика, отмечаются силлы долеритов нижнерифейского возраста и секущие меридиональные дайки девонских долеритов. В тектоническом плане зона представляет собой надвиговый пояс.

Сетте-Дабанская зона сложена пестроцветными вулканогенно-терригенно-карбонатными образованиями от среднего рифея до нижнего карбона. Разломы ориентированы на север и характеризуются левосдвиговыми и взбро-

совыми движениями. Сетте-Дабанский палеорифт выделяется в современной структуре как складчато-надвиговое поднятие.

В работе А.В. Сагира с соавторами [8], показано, что заложение палеорифта произошло в пределах зоны влияния Менкюленского глубинного разлома в девонско-нижнекаменноугольный период. Рифтогенные разломы представлены сбросами, и носят магмоконтролирующий и консидементационный характер. В процессе заполнения палеорифтовой зоны девон-нижнекаменноугольными отложениями сформировалась консидементационная складчатость, трансгрессивно перекрытая терригенными отложениями верхоянского комплекса. В пределах зоны распространена серия субмеридиональных даек девонских долеритов.

Для Южно-Верхоянского синклинория характерны печаниково-аргиллит-алевролитовые отложения от среднего карбона до средней юры, которые смяты в складки, разбитые двумя системами тектонических нарушений: складчатые и постскладчатые, характеризующиеся взбросо-сдвиговой кинематикой и близмеридиональными простираниями. В зонах долгоживущих разломов породы прорваны коллизионными гранитоидами и дайками.

В центральной части Южно-Верхоянской металлогенической области выделяется Дуэт-Бриндакитский золоторудный район, приуроченный к линейным структурам меридионального простирания. Вытянут он на 120 км при ширине до 50 км. В пределах рудного района развиты терригенные осадки карбон-пермского возраста. К их кон-

такту в основном и принадлежат стратиформные рудные тела, относящиеся к золото-кварцевой формации.

Пластинчато-блоковое строение области в девоне — нижнем карбоне с активными движениями по рифтовой системе в среднем — позднем карбоне сменялось затуханием их активности, их «захоронением» с развитием конседиментационной складчатости и турбидитовых отложений, в пределах которых в нижней перми сформировались стратиформные рудные тела гидротермально-осадочного происхождения [3].

Намечающаяся таким образом, на первый взгляд, парадоксальная связь глубинных рифтовых систем и стратиформных месторождений, в действительности, как показано в одной из последних работ А.Д. Щеглова [9], характерна для большой группы месторождений.

Восточно-Верхоянская металлогеническая область находится в зоне резкого изгиба верхоянских складчатых сооружений, и включает северные части Сетте-Дабанского складчатого поднятия и Южно-Верхоянского синклинали. Структура области «переходная» и ее строение определяется Западно-Верхоянским мегантиклинорием и Южно-Верхоянским синклинорием. Область отличается высокой дислоцированностью: близмеридиональные и северо-восточные разломы способствуют развитию сложной блоковой структуры.

В пределах металлогенической области выделяются Нежданнинский и Бадранский рудные районы. Нежданнинский золото-серебряный район представлен месторождениями Нежданнинское, Нижне-Менкеческое, Алтайское, Зарница.

Нежданнинское золото-сульфидно-кварцевое месторождение состоит из серии плитообразных крутопадающих жильных тел, в основном находящихся на тех же стратиграфических горизонтах, что и рудные тела месторождений Дуэт, в ранней перми, но уходящих корневыми частями в поздне-карбоновые толщи. Близмеридиональная система нарушений вмещает главные минерализованные зоны, а диагональные системы контролируют размещение оперяющих жильных тел.

Нижне-Менкеческое серебро-полиметаллическое жильное месторождение расположено в северной части района. Рудные тела наблюдаются в зонах растяжения, сопряженных с правосторонними перемещениями по разломам северо-восточного направления.

Месторождения Бадранского рудного района — Бадран и Сарылах. Золото-кварцевое месторождение Бадран приурочено к плоскости взбросо-сдвига северо-западного простирания [10]. Золото-сурьмяное месторождение Сарылах представлено крутопадающей плитообразной жилой, которая расположена в зоне Адыча-Тарынского разлома [1].

Металлогения района характеризуется большим разнообразием металного состава рудных тел. Особенно интересно появление серебряно-сульфосолевой ассоциации как на отдельных месторождениях (Нижне-Менкеческое), так и на верхних горизонтах рудных тел Нежданнинского месторождения.

Западно-Верхоянская металлогеническая область находится в центральной части Верхоянского складчато-надвигового пояса и протягивается в субмеридиональном направлении на 360 км при ширине до 600 км. На дневную поверхность территории выходят породы каменноугольной — юрской систем. В пределах западной и юго-западной частей развиты преимущественно взбросо-складки, складки срыва и сдвиги. Главный надвиговой срыв здесь трассируется в основании обломочных верхнепалеозойских отложений [6]. Структура восточной части определяется следами автохтонными кровельными дуплексами.

При выделении рассматриваемой области необходимо учесть третий принцип районирования — оценку значимости сквозных глубинных разломов, пересекающих

складчатую систему и продолжающихся в соседние регионы. На данной территории развиты глубинные разломы, относящиеся к Вилуйско-Полоусной системе сквозных разломов [5], которые протягиваются в северо-восточном направлении на 2000 км, пересекая не только исследуемую территорию, но и Вилуйскую синеклизу, и Колымский срединный массив. На продолжении этих глубинных разломов в Вилуйской синеклизе расположен газонефтеносный бассейн, а в пределах складчатой системы наблюдается интенсивное развитие карбонатизации анкерит-сидеритового характера: в околожильном пространстве жильных рудных зон, в их составе и в виде самостоятельных карбонатных линзовидных тел, что резко отличает эту область от других площадей развития верхоянского терригенно-сланцевого комплекса.

Сходное простирание имеют грабенообразные прогибы, выполненные рифейскими и нижнепалеозойскими осадками. Область можно назвать амагматичной в отличие от граничащего с ней на северо-востоке хр. Черского. Лишь в центральной части территории выделяется Хобойоту-Эчийский массив гранит-порфиров и на северо-востоке — гранодиоритовый массив, секущий складчатость вдоль зоны глубинных разломов.

Основной металлогенический профиль области, отличающей ее от соседних, — преобладание серебряно-свинцово-сурьмяных месторождений (Прогноз, Мангазейское, Хачакчан и др.). Высокие концентрации в рудах серебра и значительные ресурсы этого металла на отдельных объектах позволяют предполагать их рентабельность даже в труднодоступных районах Западного Верхоянья и наметить контуры прогнозируемой серебряноносной провинции, отвечающие границам металлогенической области.

В пределах металлогенической области выделяются районы: Томпо-Делининский, Дербек-Нельгесинский сереборудные, Сентачанский золоторудный и Западно-Верхоянский золото-серебряный.

Томпо-Делининский сереборудный район находится в южной части области и приурочен к линейным структурам северо-восточного простирания, вытянут на 150 км при ширине до 50 км. В состав рудного поля входят такие месторождения как Хачакчан, Ночное, Брамин, Скалистое, Заря и др. Серебро-полиметаллическое месторождение Хачакчан представлено субвертикальными жилами преимущественно северо-восточного простирания.

Дербек-Нельгесинский, Сентачанский и Западно-Верхоянский районы пространственно совпадают с системой сквозных разломов. *Дербек-Нельгесинский рудный район* расположен в центральной части области. Серебро-полиметаллическое месторождение Прогноз локализовано в породах среднего и верхнего триаса с преобладанием песчаных пачек, которые прорваны дайками среднего и кислого составов. Рудные тела относятся к типу минерализованных зон дробления, размещаясь поперечно или диагонально к простиранию осадочных толщ.

Сентачанский рудный район расположен в северо-восточной части области. Золото-сурьмяное месторождений Сентачан объединяет три сближенных рудных тела и серию мелких линз, заключенных в зонах дробления и смятия, которые протягиваются в северо-западном направлении в зоне Адыча-Тарынского разлома.

Западно-Верхоянский золото-серебряный район находится в центральной части области, пространственно совпадает с Куранахским антиклинорием (месторождения Мангазейское, Аркачан). Район представлен золото-кварцевым месторождением Аркачан, серебро-свинцовым месторождением Мангазейское и группой рудопроявлений, недостаточно опосредованных. Следует также отметить, что рудные зоны этих месторождений, в большинстве случаев, приурочены к карбон-пермскому стратоуровню (Мангазейское, Аркачан).

Северо-Верхоянская металлогеническая область образует северную часть Верхоянской золото-серебряной провинции. Она протягивается в меридиональном направлении от устья р. Лена до центральной части Орулганского антиклинория на 360 км при ширине 240 км. В пределах западной части, как и вдоль всей фронтальной зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса, наблюдаются надвиговые структуры.

В северо-восточной части области развита Индигиро-Колымская система разломов, которая проявлена как в чехле, так и в фундаменте земной коры. Она простирается в северо-западном направлении от правобережья р. Колыма до правобережья р. Яны, где делится на две ветви, одна из которых сохраняет северо-западное простирание и проходит через устье р. Лена вдоль побережья моря Лаптевых (разлом Ольджойский, Кигильяхский, Куйгинский и др.). Описываемая система разломов на протяжении палеозойского—мезозойского циклов развития оказывала определяющее влияние на распределение фаций, формаций и мощностей отложений, что прослеживается на палеогеографических картах [5, 7]. Интрузивный магматизм проявлен слабо, на северо-востоке территории находится Куларский гранитоидный массив, пространственно ориентированный на северо-восток. В юго-западной части области развиты региональные разломы верхнепалеозойского и мезозойского заложения, также северо-западного простирания, но они имеют меньшую протяженность.

Кючуский золоторудный район находится в восточной части области. Он пространственно совпадает с Куларским антиклинорием, ограниченным на северо-западе Омолойским, на юго-востоке Янским и на юге Бытантайским разломами. Золото-сурьмяно-ртутное месторождение Кючус — одно из крупнейших по запасам. Его образование связывается с активизацией континентальной окраины и формированием в позднем мелу внутриконтинентальной рифтовой системы и ее пересечением трансформным разломом [4].

В заключение можно отметить следующие основные направления исследований, представляющие, на наш

взгляд, первоочередной интерес при прогнозировании и поисках новых месторождений золота и серебра:

1. Определение наличия рифтогенных структур в нижних ярусах, «замаскированных» в более поздних отложениях верхоянского комплекса конседиментационной складчатостью и турбидитовыми образованиями.

2. Установление региональных стратиграфических уровней, контролирующих разнотипные месторождения золота и серебра.

3. Определение сквозных систем разломов древнего заложения, сопровождающихся интенсивной карбонатизацией и нефтеобразованием и контролирующих размещение рудных районов и отдельных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амузинский В.А. Металлогенические эпохи и золотоносность рудных комплексов Верхоянской складчатой системы: Автореф. дисс. докт. геол. минер. наук. — Якутск, 2002
2. Константинов М.М. Стратиграфические уровни локализации месторождений золота и серебра в Верхоянской металлогенической провинции // Разведка и охрана недр. 2002. № 10 С. 6—8.
3. Константинов М.М., Косовец Т.Н. Золото-кварцевые месторождения в турбидитах Южной Якутии // Руды и металлы. 1996. № 3. С. 5—20.
4. Коньшев В.О. Модель золоторудного поля в структурах тектоно-магматической активизации месторождений Кючус // Руды и металлы. 1995. № 4. С. 52—56.
5. Макшанцев К.Б., Горштейн Д.К., Гудков А.А. и др. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. — М.: Наука, 1968.
6. Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л. и др. Стиль деформации Верхоянского складчато-надвигового пояса // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 44—46.
7. Резанов И.А. Особенности строения и развития мезозойского Северо-Востока СССР. — М.: Наука, 1968.
8. Сазир А.В., Дорофеева Р.Н., Круковский П.Ю., Филатова Ю.Б. Структура, магматизм и металлогения Белореченской зоны Сетте-Дабанского палеорифта // Отечественная геология. 2001. № 1. С. 34—43.
9. Щеглов А.Д. Синхронный рифтогенез и оруденение // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 2. С. 115—126.
10. Яновский В.М., Мысцова Т.А. Бадранское рудное поле // Геология золоторудных месторождений Востока СССР. — М., 1988. С. 48—56.

УДК 552.321

© М.Л.Мельцер, 2003

Магматогенно-гидротермальная золото-кварцевая формация Верхояния

М.Л.МЕЛЬЦЕР

Магматогенно-гидротермальная золото-кварцевая формация широко распространена в пределах Верхояно-Колымского складчато-надвигового пояса. Ее месторождения имеют временные и пространственные связи с позднеколлизийными структурами складчатой области. С этими структурами связано образование двух поясов гранитных батолитов на востоке складчатой области, а также появление гранитоидных интрузий в центральных частях складчатых зон, обрамляющих восточную окраину Сибирской платформы. Главный батолитовый пояс северо-востока Азии протягивается вдоль Момского и Тас-Хаяхтасского антиклинориев. Северный батолитовый пояс расположен параллельно Полоусненскому и Улахан-Тасскому антиклинориям. Крупные интрузии гранитоидов этого же этапа развития расположены в центральных частях Кулара и Южно-Верхоянского синклинория [2, 6].

Месторождения формации пространственно связаны с гранитоидными массивами, располагаясь часто в стороне от них или над ними в зонах, тяготеющих к тем же региональным разломам. Разнообразные исследования, проведенные за последние 30 лет, показали частое отсутствие

прямой связи золото-кварцевых тел с конкретными гранитоидными массивами.

Рудные тела могут быть приурочены к зальбандам гранитоидных даек или находиться внутри даек, а также к небольшим штокам гранитоидов, с которыми часто предполагается их парагенетическая связь. Часто они располагаются в породах углистой алевролитоглинистой формации верхоянского комплекса, (месторождения Неждановское, Задержное, Пиль, Имтачан, Эмисское, Ветвистое и др.). Так, на северном фланге Аллах-Юньской золотоносной полосы в Южном Верхоянии среди нижнепермских алевролитов и аргиллитов, известковистых и углистых, находятся рудные тела Неждановского месторождения, широко освещенного в литературе. Здесь в ядре антиклинали насчитывается около 60 рудных тел, представленных зонами трещиноватости, милонитизации и катаклаза, сходящимися на глубине, и локализованных в ядре антиклинальной складки в крутопадающих разломах.

Месторождение Хаптагай-Хая расположено в долине р. Индигирка и приурочено к штокообразному телу грано-

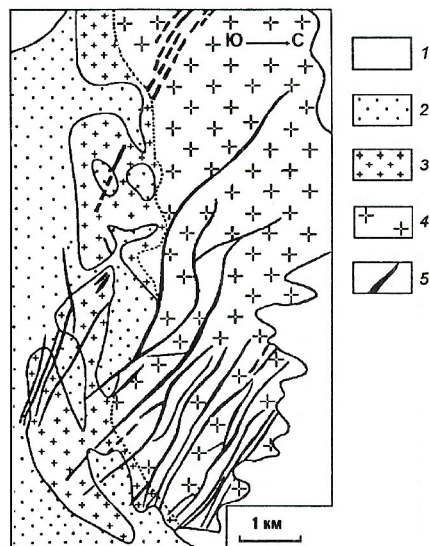


Рис. 1. Схема геологического строения Хатагай-Хайнского рудного поля. Составил В.В. Филипенко (1972):

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — верхнепротерозойские ороговикованные алевролиты; гранодиорит порфиры; 3 — мелкозернистые, 4 — среднезернистые; 5 — сульфидно-кварцевые жилы

диорит-порфиров, прорывающему среднеюрские алевролиты и глинистые сланцы (рис. 1).

Вмещающие шток породы изменены до кордиеритовых и биотит-кордиеритовых роговиков, часто содержащих вкрапленность пирита. Сам шток приурочен к зоне крупного близмеридионального разлома, проходящего по долине р. Индигирка. Породы штока разбиты сетью северо-восточных и близмеридиональных трещин.

Рудные тела месторождения сгруппированы в виде зоны шириной 100—300 м и длиной около 600 м. Золотосодержащие жилы расположены параллельно или кулисообразно. Они обладают изменчивой морфологией, часто ветвятся. Отдельные жилы достигают длины 300 м при мощности до 3 м. Рудная минерализация распределена очень неравномерно, жилы часто содержат линзообразные скопления сульфидов. Содержания золота также подвержены значительным колебаниям (от десятых долей до 2730 г/т). Жилы окружены зонами кварцевых прожилков, достигающими мощности 4 м. Гранодиорит-порфиры на расстоянии 0,5—10 м от жил окварцованы, серицитизированы, хлоритизированы и альбитизированы. Во вмещающих штоках роговиках жилы быстро выклиниваются.

Типичный пример развития магматогенно-гидротермального золотокварцевого оруденения — Халдыкчанский рудный узел, расположенный в северо-восточной части рассматриваемой территории, в пределах Туостакской тектонической зоны. Рудный узел представлен месторождением золота и проявлениями золота, редких и цветных металлов, россыпью золота. Все они располагаются в пределах батолитоидного Хадараньинского массива и его контактовой зоны (рис. 2). По геофизическим данным [1] здесь на глубине нескольких километров фиксируются резко аномальные гравитационное и магнитное поля.

Хадараньинский массив принадлежит Колымскому гранитовому комплексу [4]. Форма выхода массива на дневную поверхность в плане близка уплощенному, вытянутому эллипсу протяженностью более 100 км и шириной 15—20 км. В пределах рудного узла в породах массива распространены аплитовидные граниты, аплиты и пегматиты. Возраст становления комплекса определяется датировками К-Аг методом от 83 ± 5 млн. лет (данные С.Н. Боброва и др., 1987) до 137 млн. лет [5] и принимается в интервале готеривского — начало барремского времени.

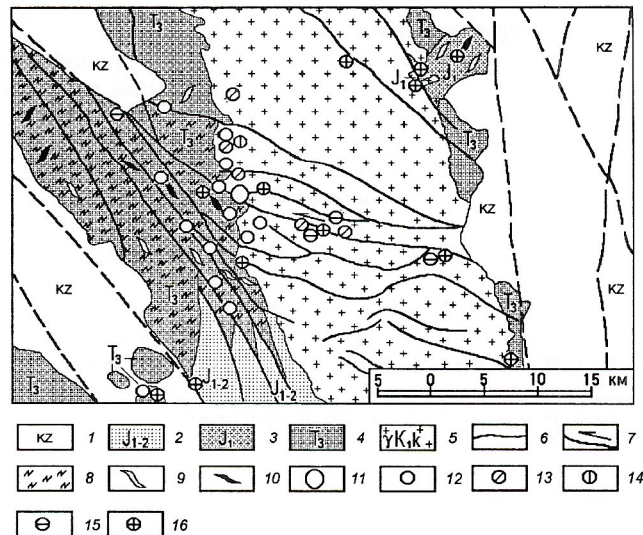


Рис. 2. Месторождения и рудопроявления Халдыкчанского рудного узла. Составили Ю.А. Маланин, М.Л. Мельцер и др. (2002):

отложения: 1 — кайнозойские, 2 — ниже-среднеюрские терригенные песчаников и аргиллитов (флишеидные), 3 — нижеюрские туфотерригенные, 4 — верхнетриасовые терригенные песчаников и аргиллитов (флишеидные); 5 — гранитоиды Хадараньинского массива (колымский комплекс); 6 — разрывные нарушения; 7 — левосдвиговый рудораспределительный разлом; 8 — зоны широкого развития мелких складок; оси: 9 — синклинали, 10 — антиклиналей; 11 — золоторудное месторождение; гидротермальные проявления: 12 — золотокварцевые, 13 — молибденовые, 14 — вольфрамовые, 15 — оловянные; 16 — кварц-сульфидные жилы и зоны дробления

Гранитоиды разбиты крутопадающими трещинами северо-западного и северо-восточного простирания. С разрывами связана слабо выраженная грейзенизация. Вдоль разломов и на участках западного контакта массива проявлена микроклинизация гранитоидов. Разломы сопровождаются интенсивной гидротермальной проработкой терригенных отложений, часто с рудной минерализацией. Терригенные отложения мезозоя на расстоянии до 1,5 км от линии контакта превращены в кварц-полевошпат-биотитовые роговики с кордиеритом, кварцево-слюдистые с турмалином и амфибол-биотитовые.

Месторождение Халдыкчан представлено двумя участками. Участок Ветвистое слагает серия кварцевых жил в окварцованных, хлоритизированных и серицитизированных песчаниках в контакте Хадараньинского интрузива. Длина жил 100—500 м, углы падения 70—85°. Рудные минералы представлены пиритом, пирротинном, сфалеритом, халькопиритом, касситеритом, молибденитом, вольфрамитом, висмутином, тетрадимитом, самородным висмутом, герсдорфитом, сульфотеллуридами Bi и Pb, самородным золотом. В рудах повышенное содержание серебра. В качестве примесей присутствуют Bi, As, Zn, Se, Ni.

Участок Халдыкчан состоит из зоны дробления, содержащей кварцевые и карбонатно-кварцевые жилы и прожилки. Породы в зоне хлоритизированы и сульфидизированы. Залежи содержат рудную минерализацию: пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, самородное золото, тетрадимит, халькозин, борнит, киноварь.

Проявления рудного узла представлены прокварцованными и сульфидизированными зонами дробления в метаморфизованных породах приконтактной зоны, а также зонами дробления в хлоритизированных и серицитизированных биотитовых гранитах. Длина рудных тел до 400 м при мощности 1—2 м. Жильные минералы — кварц, хлорит, турмалин, флюорит, гранат; рудные — галенит, пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, пирротин, изредка киноварь, шеелит, тетраэдрит, магнетит, золото. Они содер-

жат в повышенных количествах Ag, Zn, Pb, Cu, As, Bi, Sb, Cd. С коренными проявлениями золота связаны россыпи.

Состав месторождений характеризуемой формации отличен от такового присутствующих в регионе метаморфогенно-гидротермальных месторождений: увеличиваются количества альбита, мусковита и особенно карбонатов. Рудные минералы играют более существенную роль в составе залежей. Так, количество сульфидов в рудах Нежданнинского месторождения (технологическое опробование) изменяется от 2,7 до 4,5%, их масса может достигать 12,3%. На месторождении Хаптагай-Хая количество сульфидов в жилах богатых золотом около 6,72%. Содержание рудных минералов на Имтачанском месторождении составляет 0,52—6,82%. Они слагают линзы и гнезда в кварце, весьма неравномерно распределяясь по его массе.

Кроме сульфидов Fe, Pb, Zn, Cu, As, руды содержат блеклые руды и сульфоантимониты, иногда в существенных концентрациях. В поздних ассоциациях ряда месторождений присутствует антимонит, образующий иногда крупные скопления. Сульфиды рассматриваемых месторождений содержат золото в повышенных количествах, что свидетельствует об отличиях в условиях его отложения. Золоту месторождений свойственны более мелкие размеры выделений. Оно чаще приурочено к гнездам, выполненным рудными минералами, и включениям обломков пород. В чистом кварце содержания золота редко достигают нескольких граммов на тонну, тогда как в рудных минералах нередко сотни граммов на тонну.

Для месторождений характерны повышенные концентрации элементов, свойственных низкотемпературным стадиям гидротермального процесса, на что указывает и повышенное, по сравнению с месторождениями метаморфогенного происхождения, количество сульфидов. Так, в рудах Нежданнинского месторождения повышено содержание серебра, основное количество которого сосредоточено в галенитах и сульфосолях. Галениты месторождения содержат до 0,46% Ag. По данным технологического анализа руд арсенопириты содержат до 188 г/т Ag, пириты 56, сфалериты 4375, а галениты и сульфосоли 3423. В углистых сланцах минерализованной зоны дробления содержится около Ag 48, а в кварце 6,1 г/т [3]. Серебро содержится в виде акантита, штрומейерита, самородного серебра и образует включения в минералах руд. Для руд месторождения Au/Ag изменяется от 0,01 до 3,1, уменьшаясь с увеличением количества блеклых руд. В среднем оно составляет 0,47.

Сопоставление количества золота, содержащегося в сульфидной части руд двух наиболее распространенных в регионе метаморфогенно-гидротермальной и магматогенно-гидротермальной золотокварцевых формаций, позволяет сделать интересные выводы. Учитывая, что более чем на половину рудные минералы рассматриваемых формаций состоят из арсенопирита, определим приблизительное количество золота, заключенного в нем. Умножив значение максимального содержания золота в арсенопиритах метаморфогенных золотокварцевых месторождений (19,9 г/т) на весь объем сульфидной части руд (менее 0,5%, по нашим данным, и 0,1%, по данным М.К.Силичева и Н.Г.Андриянова), получим максимум 0,095 г/т. Это значительно ниже промышленных значений для любых месторождений и показывает, что золото, находящееся в сульфидной части руд метаморфогенных золотокварцевых месторождений, составляет очень небольшие доли процента общего количества золота таких месторождений. Ведь эксплуатируются руды в 1000 раз и более богатые.

Сделав подобное же сравнение для золота, заключенного в сульфидах месторождений магматогенно-гидротермальной золотокварцевой формации, мы видим, что для этой формации золото, связанное с сульфидами, составляет подавляющую массу полезного компонента в рудах. Очевидно, что расчет доли золота в свободном виде и су-

Основные характеристики магматогенно-гидротермальной золото-кварцевой формации

Параметры	Характеристики формации
Структурное положение и особенности размещения	Месторождения пространственно ассоциируют с поясами развития гранитоидных массивов и даек гранитоидов. Преимущественно развита в центральных зонах рудных районов Верхоянья
Отношение к магматизму	Парагенетическая связь подтверждается наличием общих геохимических особенностей между рудами месторождений и интрузивными породами массивов
Типы промышленных тел	Зоны дробления и гидротермального изменения, одиночные поперечные жилы в трещинах отрыва или сбросовых трещинах, жилы в гранитных интрузиях, их контактовых зонах, дайках и мелких штоках гранитоидов
Минеральный состав руд	<i>Нерудные:</i> кварц, анкерит, кальцит, хлорит, мусковит, альбит. <i>Рудные:</i> арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, тетраэдрит, бурнонит, золото
Содержания рудных минералов, %	0,39—6,5
Особенности самородного золота	Золото сравнительно мелкое: менее 1 мм в Южно-Верхоянском золотоносном районе, около 1 мм на Куларе и менее 2 мм в Верхне-Индибирском золотоносном районе. Пробность около 800±30°/∞
Характерный набор элементов-примесей	Повышенные содержания в рудах элементов поздних минеральных ассоциаций: Pb, Zn, Ag, Sb и др.
Основные соотношения рудных элементов	Au/Ag 0,5-0,7; As/Sb 35-37; Zn/Pb 0,45-0,75
Примеры месторождений	Нежданнинское, Хаптагай-Хая, Имтачанское

льфидной части руд может быть одним из критериев определения формационной принадлежности рудопоявлений на самых ранних этапах поисково-разведочных работ.

Наиболее существенные черты месторождений рассматриваемой золотокварцевой формации показаны в таблице. Эти черты имеют большое практическое значение как критерии оценки рудных районов Верхоянья на промышленное золотое оруденение и как поисковые критерии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-53-(55)-Депутатский. Объяснительная записка.* — С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 1977.
2. *Мельцер М.Л.* Золоторудные формации западной части Верхоянско-Колымской складчатой области. — Якутск: Изд-во ЯГУ, 2000.
3. *Мельцер М.Л., Силичев М.К.* Поведение золота в гидротермальном процессе на примере Южно-Верхоянского синклиниория // Тез. докл. всесоюз. совещ. Новосибирск, 1978. С. 46—47.
4. *Ненашев Н.И.* Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. — М: Наука, 1965.
5. *Трунилина В.А., Роев С.П.* Позднемезозойский магматизм Селенянского края. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988.
6. *Хитрунов А.Т., Кухтинский Г.Г., Мельцер М.Л.* Геохимические особенности гранитоидов Южно-Верхоянского синклиниория и связь с ними золоторудных месторождений // Золоторудные формации и геохимия золота Верхоянско-Чукотской складчатой области. М., 1975. С. 179—215.

Алмазоносность коматиитов Олондинского зеленокаменного пояса

В.Г.ГАДИЯТОВ, В.К.МАРШИНЦЕВ, Ю.Г.ТЫЛЛАР, В.И.ПАВЛОВ, Н.Н.ЧАБАН, В.М.АСОСКОВ, И.А.ТОМБАСОВ

В конце 80-х годов XX в. в Олондинском зеленокаменном поясе в коренных источниках, элювиально-делювиальных и аллювиальных отложениях были обнаружены зерна алмазов фракции $-0,5+0,2$ мм, а также несколько кристаллов размером более 1,1 мм [3]. Наряду с алмазами установлены также шлиховые потоки минералов-спутников: пирропа, хромшпинелидов, хромита, хроммагнетита, пикроильменита, хромдиопсида, муассонита, рихтерита, оливина. Достоверность находок алмазов подкреплена многочисленными заключениями ведущих минералогов страны, в которых также дана вероятная интерпретация происхождения этих минералов. В них отмечается, что алмазы Олондинского зеленокаменного пояса (ОЗКП) обнаруживают сходство с алмазами севера Восточно-Европейской платформы лампроитового генезиса. В то же время широкий спектр габитусных форм (додекаэдров, октаэдров, кубов и др.), цветов фотолюминесценции (зеленый, желто-зеленый, желтый, оранжевый и др.) и признаков коррозионного растворения свидетельствуют о присутствии в этом районе первоисточников, не имеющих аналогов. Таким образом, среди источников алмазов названы лампроиты, кимберлитоподобные породы и образования не выясненного состава.

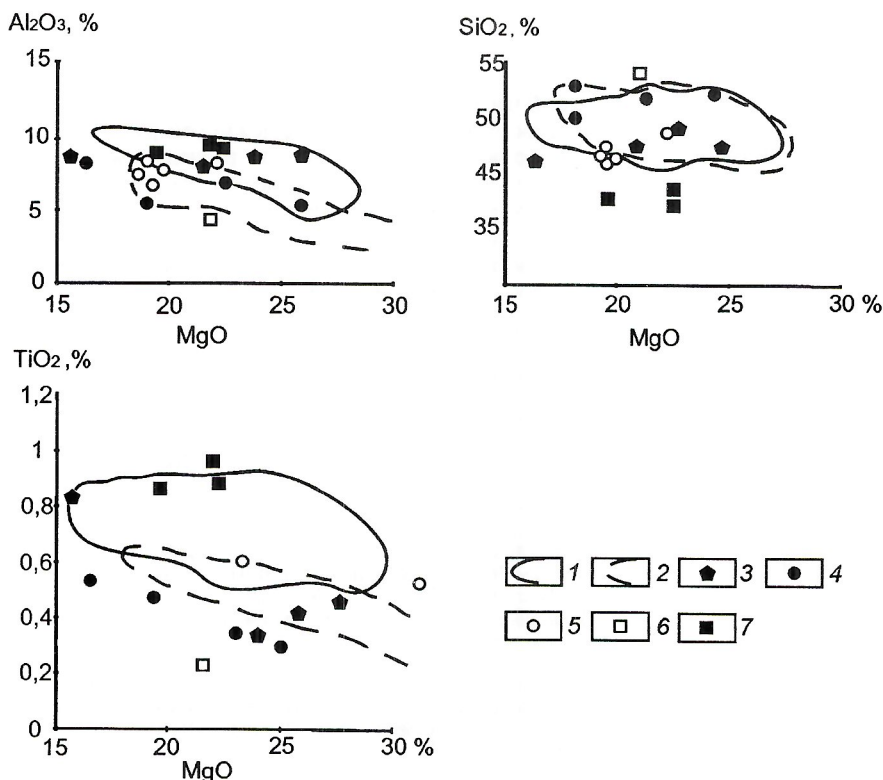
Олондинский зеленокаменный пояс находится в западной части Алданского щита в пределах Олёкминской гранит-зеленокаменной области, представляющей собой провинцию, в составе которой находятся архейские гранито-нейсовые комплексы и вулканогенно-осадочные образования [4]. Согласно К.Конди [6], зеленокаменные пояса — узкие линейные зоны, сложенные вулканогенно-осадочными породами, залегающими среди архейских гранито-нейсовых комплексов. Ширина большинства поясов 10–50 км, а длина 100–300 км. Возраст зеленокаменных поясов 2,6–3,8 млрд. лет. Одним из древнейших считается пояс Барбертон, в составе которого впервые были выделены коматииты. По К.Конди, это высокомагнезиальные ультраос-

новные и базальтовые лавы. Для них характерно содержание MgO более 9%, высокое CaO/Al_2O_3 , которое составляет более 1%, и низкое содержание щелочей K_2O менее 1%.

В плане ОЗКП представляет собой V-образную структуру, вытянутую в меридиональном—субмеридиональном направлении на расстояние около 20 км. В составе западной ветви преобладают эффузивы среднего и основного составов, занимающие протяженные линейно вытянутые поля значительной мощности. Большая часть разреза восточной ветви сложена метавулканиками — от ультраосновных (коматиитов) до кислых (дацитов), образующих пере-слаивание. На площади пояса проявлена магматическая деятельность, выразившаяся во внедрении даек пикрит-щелочно-базальтовой серии, габброноритов и двуполошпатовых гранитов.

Ультраосновные породы ОЗКП представлены породами коматиитовой и пикрит-щелочно-базальтоидной серий. Первые — нормальной ряда, вторые — с повышенными титанистостью, щелочностью, железистостью. К ультрамафитам коматиитовой серии относятся метагипербазиты интрузивной (дуниты, перидотиты, оливиниты, серпентиниты) и вулканогенной фаций (карбонат-амфиболовые сланцы, амфиболиты). Ультрамафиты пикрит-щелочно-базальтоидной серии — преимущественно породы титаномagnetит-хлорит-амфиболового состава. Кроме ОЗКП коматииты распространены в других районах Алданского щита. Абсолютный возраст пород комплекса от 2050 до 2966 ± 16 млн. лет [7].

В последние годы появилась информация о новом типе алмазоносных пород, представленных вулканокластическими коматиитами, которые открыты на месторождении Дачин в зеленокаменном поясе Инини (ЗКПИ) во Французской Гвиане [8]. Сложен ЗКПИ раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными породами с вулканокластическими коматиитами в разрезе. Большая часть коматиитов —



это альбит-карбонат-хлорит-талковые сланцы. В коматиитовых ультрабазитах месторождения Дачин содержится до 77 алмазов на 1 кг породы. Преобладающий размер алмазов 1—4,6 мм. Форма алмазов кубооктаэдри, их особенность — низкий рельеф вторичной поверхности.

По результатам химического анализа [5, 7], наибольшую сходимость составов с алмазосодержащими коматиитами месторождения Дачин обнаруживают пироксеновые коматииты и пикриты, которые похожи по содержанию Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 и MgO . Пироксеновые коматииты Чаруодинокского блока [1, 2] имеют близкий состав (см. рисунок).

Таким образом, пироксеновые коматииты и пикриты, распространенные на Алданском щите, похожие по химизму на алмазосодержащие коматииты месторождения Дачин, могут стать одним из основных источников алмазов в докембрийских образованиях. В первую очередь это относится к коматиитам ОЗКП, которые с учетом типизации, являются потенциально алмазоносными породами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гадиятов В.Г., Бирюлькин Г.В.* Фоновая золотоносность докембрийских зеленокаменных образований Темулякит-Тунгурской складчатой зоны запада Алданского щита // *Геохимия*. 1991. № 6. С. 902—905.
2. *Гадиятов В.Г.* Геохимические методы поисков золотого оруденения в докембрийских толщах запада Алданского щита. Автореф. дис. на соиск. кандидата геол.-минер. наук. Иркутск, 1992.
3. *Геологические исследования и горно-промышленный комплекс Забайкалья* / Г.А. Юргенсон, В.С. Чечёткин и др. — Новосибирск: Наука, Сибирская издательская фирма РАН, 1999.
4. *Геология Якутской АССР*. — М.: Недра, 1981.
5. *Добрецов Н.Л., Добрецов Н.Н.* и др. Минералогия и геохимия коматиитовой серии из Олондинской структуры Алданского щита // *Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок*. Новосибирск. С. 34—49.
6. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983.
7. *Попов Н.В., Селов А.П.* и др. Олондинский зеленокаменный пояс. — Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990.
8. *Capdevila R., Amdt N. et al.* Diamonds in volcanoclastic comatiite from French Guiana // *Nature*. Vol. 399. № 3. P. 456—458.

УДК 552.571.53

© А.К.Обыскалов, 2003

Коматиитовые базальты Онотского зеленокаменного пояса

А.К.ОБЫСКАЛОВ (ИЗК СО РАН)

Гранит-зеленокаменные области древних платформ привлекают к себе все более пристальное внимание геологов [3, 5—7]. Это вызвано тем, что в зеленокаменных поясах сосредоточены крупные месторождения железа, золота, никеля и других полезных ископаемых. Шарыжалгайская гранит-зеленокаменная область занимает юго-западную окраину Сибирской платформы и протягивается узкой полосой от оз. Байкал в северо-западном направлении до бассейна р. Ока на расстояние около 300 км. Онотский зеленокаменный пояс находится в юго-восточной части Шарыжалгайской гранит-зеленокаменной области и прослеживается в северо-западном направлении от р. Китой до р. Онот на расстояние 80 км.

Западнее карьера Камчадал на правом берегу р. Алзагай-ка автор, участвуя в ГДП-50 от ИЗК СО РАН, нашел коматиитовые базальты [8]. Здесь наблюдается контакт супра- и инфракrustального комплексов Онотского зеленокаменного пояса. Супра- и инфракrustальные породы представлены лейкократовыми мусковит-микроклин-плагиоклаз-кварцевыми сланцами, переслаиванием нескольких пластов кварцитов и офиальцита, хлоритизированными и серицитизированными гранат-биотит-кварц-плагиоклазовыми сланцами. Инфракrustальный комплекс — дайка габбро-диабазов, двуслюдяные и двуполевошпатовые гранитоиды. Дайка габбро-диабазов мощностью около 2 м сложена безоливиновой пироксен-плагиоклазовой породой с офитовой структурой. Гранитоиды с крупными порфиобластами микроклина, по-видимому, представляют собой бластомилониты по гранитам.

Лавы коматиитовых базальтов встречаются в виде отдельных разобщенных глыб (подушек), размером от 0,2×0,2×0,15 м до 0,5×0,5×0,4 м. Для изучения этих пород были отобраны образцы из 11 глыб, причем эти образцы, как оказалось, характеризуют разные зоны скорлуповато-концентрического строения подушек — внешнюю, промежуточную и ядерную.

Коматиитовые базальты сложены как первичными магматическими, так и вторичными минералами, образовавшимися на стадии метаморфизма. К первичным минералам относятся оливин, моноклинный пироксен, шпинель,

плагиоклаз и вулканическое стекло. Ко вторичным новообразованиям, замещающим основную массу и порфировые вкрапленники, — тремолит, серпентин, тальк и карбонат. Вулканическое стекло в результате воздействия факторов метаморфизма подверглось процессу девитрификации.

При петрографическом изучении образцов, взятых из разных мест подушек коматиитовых базальтов, проявилась зональность строения, выраженная в увеличении степени раскристаллизации вещества по направлению от внешней оболочки к ядру. Внешняя оболочка глыб толщиной 1,5—2 см сложена скрытокристаллической основной массой буровато-коричневого цвета (девитрифицированное вулканическое стекло), среди которого наблюдаются мелкие (1—2 мм в поперечнике) вкрапленники оливина изометричной формы. Далее по направлению к центру подушки следует зона со структурой спинифекс. В этой зоне основная масса тремолитизирована, оливин представлен порфировыми вкрапленниками овальной и призматической форм, размером от 0,5×0,15 до 2×0,95 мм. Нередко он замещен серпентином, пылевидным магнетитом, карбонатом и тальком, хотя встречаются довольно многочисленные зерна незамещенного оливина. Моноклинный пироксен образует игольчатые кристаллы, размером от 0,08×0,015 до 2×0,032 мм, которые расположены внутри лейст плагиоклаза. Удлиненные кристаллы оливина и игольчатые кристаллы моноклинного пироксена образуют структуру спинифекс. Здесь же присутствуют зерна шпинели октаэдрической и кубической форм. Ядерная часть подушек коматиитовых базальтов сложена тремолитизированной основной массой, в которой расположены порфировые выделения оливина, моноклинного пироксена и мелкая рассеянная вкрапленность шпинели. Моноклинный пироксен ядерной части глыб в отличие от зоны со структурой спинифекс наблюдается в виде порфировых вкрапленников призматической формы, величиной 2—3 мм. Снижается содержание плагиоклаза: в зоне структуры спинифекс 10—15%, в ядерной зоне глыб около 5%.

В таблице приведен химический состав исследуемых пород и соотношения некоторых элементов. Вынесенные

Компонент	35/87	36/88	41/88	42/92	45/92	46/98	47/98	48/98	49/98	50/98	51/98
SiO ₂	50,21	53,70	51,20	50,88	50,65	50,43	51,86	51,21	50,56	50,70	50,26
TiO ₂	0,46	0,52	0,45	0,46	0,45	0,44	0,47	0,46	0,47	0,47	0,46
Al ₂ O ₃	12,75	12,80	13,25	12,80	12,54	12,89	13,19	12,65	12,44	12,49	12,64
Fe ₂ O ₃	2,91	3,42	0,90	10,02	10,48	9,92	9,94	10,07	10,55	10,65	10,46
FeO	8,89	5,12	10,11	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,17	0,11	0,17	0,17	0,19	0,19	0,15	0,15	0,18	0,19	0,21
MgO	10,40	11,60	10,50	11,97	12,12	12,50	11,06	11,54	12,39	12,15	12,51
CaO	9,39	6,35	9,10	9,89	10,16	9,82	9,66	9,43	9,30	10,02	9,99
Na ₂ O	1,35	1,18	1,44	0,90	1,34	0,90	0,72	1,07	0,90	1,16	0,90
K ₂ O	0,73	1,10	0,80	0,65	0,70	0,78	0,77	0,78	0,83	0,73	0,94
P ₂ O ₅	0,08	—	—	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,07	0,06	0,06
П.п.п.	2,42	4,08	1,66	1,62	0,85	1,32	1,71	2,00	1,95	1,30	1,39
Сумма	99,76	99,98	99,58	99,42	99,54	99,24	99,58	99,42	99,64	99,92	99,82
f	0,53	0,42	0,51	0,45	0,46	0,44	0,47	0,46	0,46	0,46	0,45
CaO/Al ₂ O ₃	0,73	0,49	0,68	0,77	0,81	0,76	0,73	0,74	0,74	0,80	0,79

Примечание: обр. 35/87—51/98 отобраны в 1 км западнее карьера Камчадал на правом берегу р.Алгазайка; привязка образцов в структуре глыб: обр. 45/92 — внешняя толщиной 2 см закалочная зона глыбы, обр. 35/87, 36/88, 41/88, 42/92, 47/98, 48/98 — зона структуры спинифекс, обр. 46/98, 49/98, 50/98, 51/98 — ядерная зона глыб; анализ пробы 35/87 выполнен методом осаждения в лаборатории химических методов анализа горных пород и минералов ИЗК СО РАН химиком-аналитиком Н.И.Лужневой; проб 36/88, 41/88 — методом осаждения в Центральной лаборатории ПГО «СевКавгеология» химиком-аналитиком Л.Ф.Майборода; проб 42/92, 45/92, 46/98, 47/98, 48/98, 49/98, 50/98, 51/98 — методом РФА в Аналитическом центре ОИГТМ СО РАН аналитиком А.Д.Киреевым; $f = (FeO + Fe_2O_3) / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$.

на диаграмму MgO—CaO—Al₂O₃ (см. рисунок) данные таблицы сравниваются с подушечными лавами коматиитовых базальтов зеленокаменного пояса Барбертон и аналогичными породами других регионов мира. Анализ диаграммы MgO—CaO—Al₂O₃ позволяет сделать вывод о том, что химический состав коматиитовых базальтов Онотско-

го зеленокаменного пояса больше всего похож на аналогичные породы Канады и Восточной Карелии.

Таким образом, найденные и исследованные нами коматиитовые базальты служат вещественным доказательством принадлежности Онотской структуры к классу зеленокаменных поясов.

Благодарим А.Д.Ножкина за критические замечания и помощь в выполнении аналитических исследований пород в Аналитическом центре ОИГТМ СО РАН (г.Новосибирск).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арндт Н.Т., Несбит Р.У. Смешение магм в коматиитовых лавах из района Манро, Онтарио // Геохимия архея. Происхождение и эволюция архейской континентальной коры. М., 1987. С. 130—146.
2. Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. — М.: Наука, 1987.
3. Еханян А.Г. Геология и рудоносность кингашского базальт-коматиитового комплекса: Автореф. дисс. на соиск. ... кандидата геол.-минер. наук. Красноярск, 2000.
4. Злобенко И.Ф., Каневский А.Я., Металиди С.В. и др. Коматииты Среднего Побужья (Украинский щит) // Советская геология. 1983. № 9. С. 103—108.
5. Крестин Е.М. Коматииты позднеархейских зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива // Советская геология. 1980. № 9. С. 84—97.
6. Мехоношин А.С. Основной-ультраосновной магматизм Онотского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 12. С. 1772—1784.
7. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Мельгунов М.С. Геохимия метасадочно-вулканогенных толщ и гранитоидов Онотского зеленокаменного пояса // Геохимия. 2001. № 1. С. 31—50.
8. Обьедков А.К. Геология метаморфических комплексов архея Чарской кольцевой структуры: Автореф. дисс. на соиск. ... кандидата геол.-минер. наук. Киев, 1992.
9. Смит Х.С., О'Нил Дж.Р., Эрланк А.Дж. Изотопный состав кислорода минералов и горных пород и характер химического изменения подушечных лав зеленокаменного пояса Барбертон, Южная Африка // Геохимия архея. Происхождение и эволюция архейской континентальной коры. М., 1987. С. 147—172.

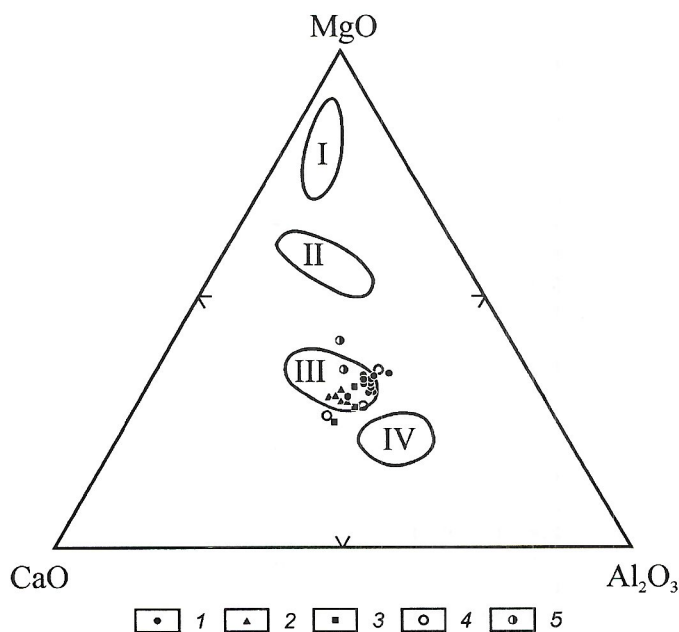


Диаграмма MgO—CaO—Al₂O₃:

поля: I — перидотитовых коматиитов, II — базальтовых коматиитов типа Гелюк, III — базальтовых коматиитов типа Барбертон и Баттласс, IV — толеитовых базальтов; коматиитовые базальты: 1 — Онотского зеленокаменного пояса, 2 — зеленокаменного пояса Барбертон [9], 3 — Восточной Карелии [2], 4 — из района Манро (оз.Онтарио, Канада) [1], 5 — Среднего Побужья (Украинский щит) [4]

Морфогенетические типы рудных тел месторождения Бадран

Р.Г.НЕУСТРОЕВ

В процессе разведки и эксплуатации месторождений полезных ископаемых накапливается огромный фактический материал, который требует теоретического обобщения и анализа. Высокая степень изученности объектов позволяет применить на этом этапе анализ с использованием комплекса геолого-структурных и минералого-геохимических данных, закономерностей размещения рудных тел, сведений о количестве, качестве оруденения для оценки дальнейших перспектив месторождений на флангах и глубину. Один из методов решения данной проблемы — детальное исследование морфологических особенностей рудных тел.

Известно, что строение рудных тел характеризуется разнообразием форм. Пример простейшей геометрической модели рудной жилы — тонкая плоская пластина толщиной (мощностью) на несколько порядков меньше длины и ширины, т.е. протяженности по простиранию и падению. Подобная идеальная форма в природе встречается редко, правилом же являются различные осложнения этой модели. Понятие морфологии впервые было введено в науку в конце XVIII в. немецким естествоиспытателем И.В.Гете и в общетеоретическом плане представляет собой совокупность сведений, относящихся к строению природных объектов и процессам, обусловившим их формирование [8]. Д.А.Зенков [5] понимал морфологию как науку о форме и при изучении форм рудных тел выделял в ней три составных элемента: морфографию (описание форм рудных тел), морфометрию (измерение форм рудных тел) и морфогенез (происхождение форм рудных тел). Он впервые обратил внимание на максимально упрощенный характер описательной морфологии при геологической документации рудных тел. Ю.В.Лир (1989), разработавший теоретические основы генетической морфологии оловорудных жил, считал, что морфология в современном представлении — наука о закономерностях и процессах формообразования объектов материального мира. Он отмечал, что существует тенденция увеличения рудоносности в наиболее сложных в морфологическом отношении частях жильных тел [7].

П.Ф.Иванкин и другие (1973) для объектов с высокой степенью геологического изучения предложили методику объемного морфогенетического изучения рудных полей. Данная методика включает сопоставление структурно-морфологических особенностей рудных тел на разных гипсометрических уровнях с целью исследования закономерностей изменения формы, количества и характера размещения рудных тел на глубину. В результате изучения 25 детально разведанных золоторудных полей Сибири, Казахстана, Урала и Дальнего Востока было составлено обобщенное представление о рудном поле как трехмерном геологическом теле, характеризующемся определенными свойствами (размерами, ориентировкой в пространстве, типом симметрии и т.п.), по которым определялся морфогенетический тип объекта. По изученным золоторудным объектам выделены много- и однокорневые рудные поля.

В 80-е годы XX в. получило развитие интегративное направление исследования, изучающее формы и структуру рудных полей с точки зрения системы. Поскольку объектом познания служит рудное поле, а предметом изучения — форма и структуры, направление оформилось как морфоструктурное. Один из таких методов — морфоструктурный анализ оловорудных полей предложен П.Г.Ведерниковым и И.С.Пельманом (1980). С позиции системного подхода они рассматривали рудное поле как модель, обладающую бесконечным числом элементов и связей между ними. Системный подход позволял составить модель руд-

ного поля в заданной концептуальной схеме, выявить в системе существенные элементы, вскрыть системообразующие связи между ними и тем самым установить структуру рудного поля. Задача морфоструктурного анализа, по мнению авторов, состояла в изучении формы рудного поля и составляющих его частей, выявлении основных тектонических элементов, взаимосвязь которых определяет структуру поля. Цель анализа — представление рудного поля и рудолокализирующих естественных геологических тел (ЕГТ) разного ранга в виде объемных фигур, выявление в их контурах закономерностей рудолокализации и на этой основе — оценка перспектив объекта, прогноз рудоносности флангов и глубоких горизонтов. На примере оловорудных полей были выделены следующие морфоструктурные типы: конический (каркасный и радиально-концентрический), билатеральный (веерообразный), плоский (линейный).

Методика исследований. В середине 80-х годов при разработке морфологической классификации оловорудных жил Ю.В.Лиром (1989) проведены детальные морфометрические исследования оловорудных тел по 23 месторождениям. При описании форм рудных жил, в качестве осложняющих факторов морфологии Ю.В.Лир выделял:

- плавные изменения азимута простирания или угла падения жилы (волнистость по простиранию и падению);
- изменение мощности жилы, появление раздувов и пережимов;

- наличие оперяющих жил и прожилков;
- включения блоков вмещающих пород в жильной массе;
- распад единого жильного тела на отдельные, обычно кулисообразно расположенные фрагменты;
- пересечения жил разрывными нарушениями, как правило, смещением вдоль них.

Разнообразие изменчивости и отсутствие закономерностей строения при непрерывном прослеживании и первичной документации оловорудных рудных тел привели Ю.В.Лира (1989) к идее сопоставления не жил в целом, а коротких отрезков горизонтальных сечений жил, названных им элементарными фрагментами. За длину элементарного фрагмента жилы была принята горизонтальная протяженность зоны влияния пробы (разведочного сечения). На это расстояние распространялась морфометрическая характеристика выделенного фрагмента. Геологическое строение жилы в пределах элементарного фрагмента жилы получило название морфотипа элементарного фрагмента. В качестве морфометрических показателей элементарных фрагментов учитывались локальный азимут простирания, мощность рудной жилы, число главных жил, число оперяющих прожилков, угол между главной жилой и сопутствующим прожилком. Для оловорудных жил выделены восемь вариантов морфотипов элементарных фрагментов [7]. При этом сложность строения элементарных фрагментов возрастает от I к VIII морфотипу: увеличивается число членов парагенезиса рудолокализирующих трещин, усложняются их очертания и сочетания друг с другом. По изученным оловорудным объектам с использованием методики морфометрического анализа установлена преимущественная приуроченность линейных запасов к участкам жил, соответствующих III—VI морфотипам, характеризующихся сложной морфологией рудных тел. Ю.В.Лир подчеркивал, что изучение некоторых жильных месторождений золота, вольфрама и полиметаллов показывает, что установленные для оловорудных жил закономерности форм и строения носят общий характер.

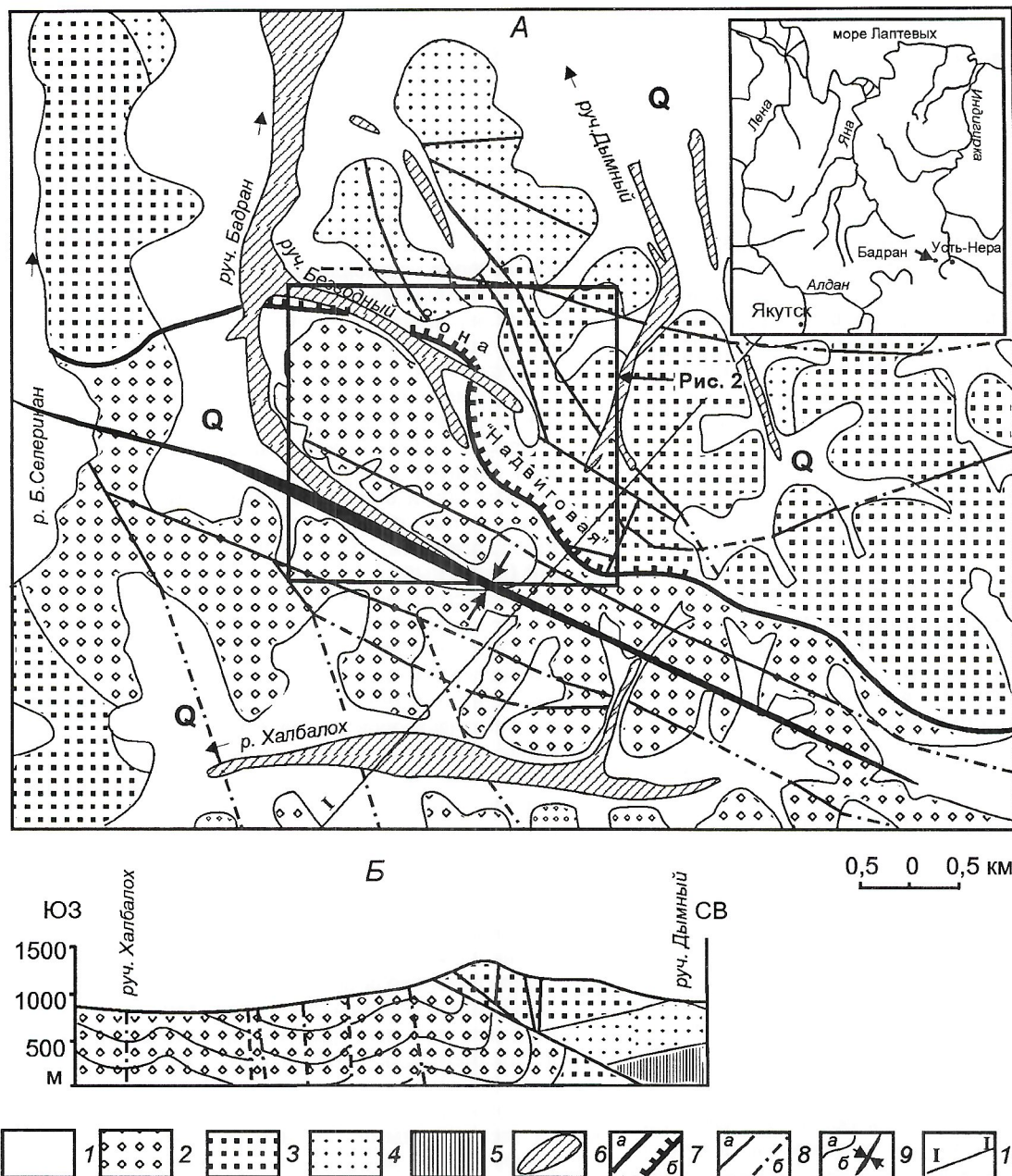


Рис. 1. Схема геологического строения (А) и разрез (Б) района месторождения Бадран. По материалам Верхне-Индигирской ГРЭ с изменениями:

отложения: 1 — четвертичные — пролювиальные, коллювиальные, аллювиальные, 2 — верхненорийские (T_{3p3}) — песчаники, алевролиты, линзы конгломератов, прослой ракушников, 3 — средненорийские (T_{3p2}) — песчаники, алевролиты, линзы конгломератов, 4 — нижненорийские (T_{3p1}) — песчаные алевролиты, песчаники, прослой ракушников, 5 — верхнекарнийские (T_{3k2}) — алевролиты, песчаные алевролиты; 6 — аллювиальные россыпи; 7 — разрывные нарушения (а — Бадран-Энгельский взбросо-сдвиг, б — зона Надвиговская); 8 — прочие разрывные нарушения (а — установленные, б — предполагаемые); 9 — слоистость (а), ось Мугурдахской синклинали (б); 10 — линия геологического разреза

Мы применили методику морфометрического анализа, разработанную Ю.В.Лиром, для изучения структурно-морфологических особенностей рудных тел месторождения Бадран и выявления характера связи между особенностями формы жил и их рудоносностью.

Морфометрический анализ рудных тел месторождения Бадран. Золоторудное месторождение Бадран расположено на левом берегу р.Индигирка, к западу от пос.Усть-Нера (рис. 1). Месторождение изучено с применением горно-буровой системы выработок и отрабатывается подземным способом. Рудовмещающая структура непрерывно прослежена поверхностными горными выработками на протяжении 5,6 км. На глубину рудное тело изучено подземными горными выработками до глубины 700 м, скважинами колонкового бурения до 1200 м. Степень изученности месторождения позволяет провести качественный морфометрический анализ рудных тел.

Месторождение изучалось И.А.Тимофеевым (1961), Д.П.Мощенко (1974), М.Р.Ахьяевым, (1976, 1981, 1986), Е.Ф.Тарасенко (1985), Р.Г.Неустроевым (1992, 1997), Н.В.Старыгиным (2000). Минералого-геохимические исследования выполнены В.А.Амузинским (1988), Г.С.Анисимовой [1], а структурные — В.М.Яновским [12], С.П.Лету-

новым, А.А.Матвейчуком, А.В.Татариновым (1993), В.Ю.Фридовским [9].

Объект работ расположен на северо-восточном фланге Верхоянского складчато-надвигового пояса среди карнийско-норийских терригенных толщ, сложенных песчаниками и алевролитами. Формирование основных тектонических структур, магматизма и золотого оруденения района связано с коллизионными процессами Колымо-Омолонского супертеррейна и восточной окраиной Северо-Азиатского кратона в поздней юре—мелу.

Месторождение Бадран приурочено к минерализованной зоне дробления Бадран-Энгельского взбросо-сдвига Мугурдах-Селериканской зоны разрывов, которая представляет собой внешнюю юго-западную часть Адыча-Тарынской транспрессионной присдвиговой структуры [9]. Общая протяженность Бадран-Энгельского взбросо-сдвига составляет более 20 км, угол падения сместителя $10-45^\circ$. Минерализованная зона дробления — зона Надвиговская, прослежена на 5,6 км. Мощность зоны 0,6—16 м. Золотое оруденение представлено умеренно сульфидной золото кварцевой формацией (В.А.Амузинский, 1998). Распределение промышленного золотого оруденения носит столбообразный характер. Для рудных столбов характерны мощные кварцевые

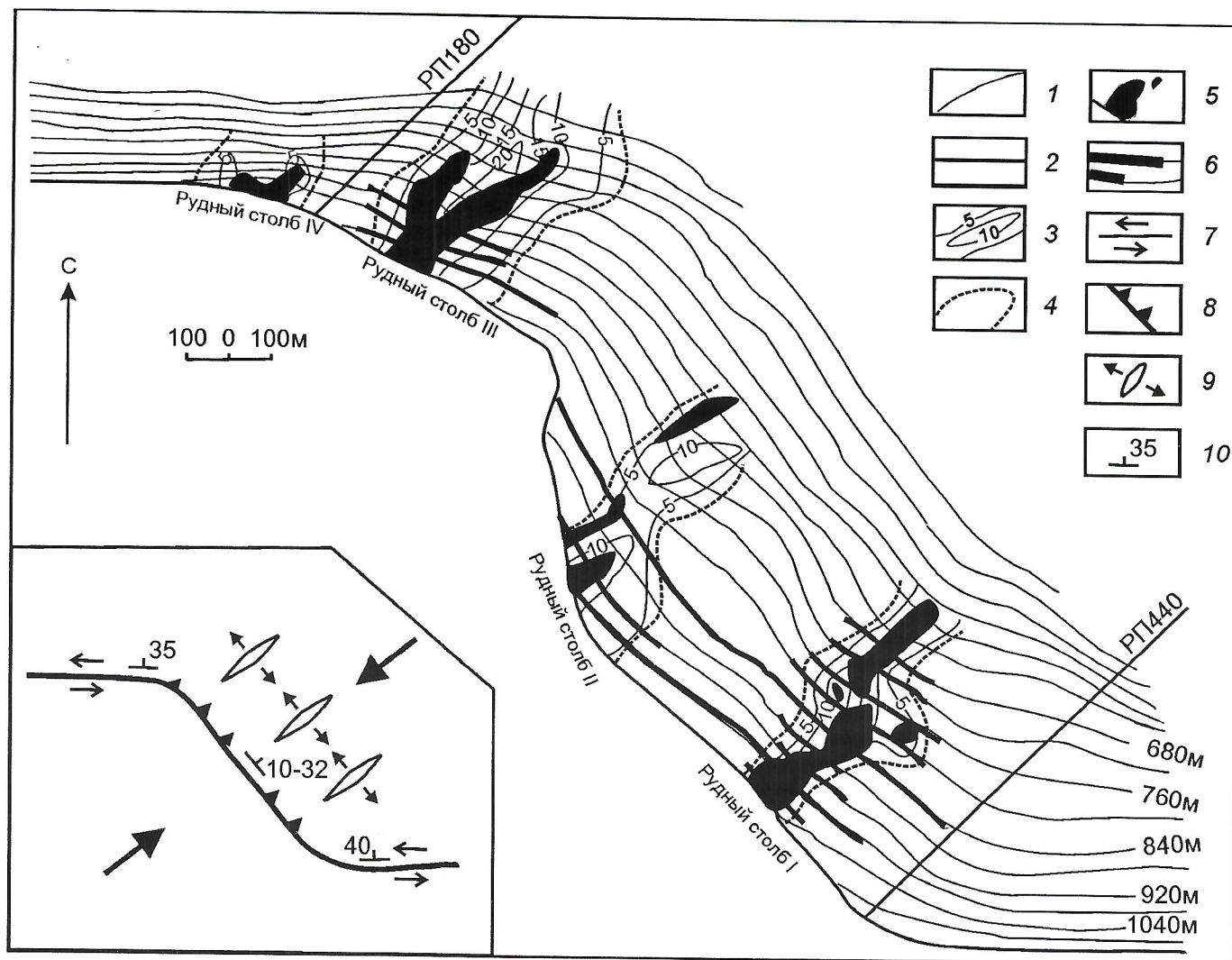


Рис. 2. Строение подошвы зоны Надвиговая. Врезка — кинематическая схема формирования рудных столбов:

1 — изогипсы подошвы, м; 2 — разведочный профиль (РП); 3 — изоамплитуды локальных отрицательных структур относительно генерализованного положения подошвы зоны, м; 4 — контуры локальных отрицательных структур подошвы; 5 — контуры кварцевых жил мощностью более 1 м; 6 — подземные горные выработки; 7 — сдвиги; 8 — надвиги; 9 — структуры растяжения; 10 — залегание разломов, град.

жилы с высокими содержаниями золота и приурочены они к участкам локальных валообразных понижений подошвы рудовмещающей зоны. Локальные понижения подошвы зоны Надвиговая связаны с поздними левосторонними сдвиговыми деформациями (рис. 2). В пределах рудовмещающей зоны с различной детальностью изучены четыре рудных столба. Жильные тела сложены в основном кварцем, кальцитом и доломитом. Среди рудных минералов преобладают пирит, гётит, арсенопирит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, в виде примесей присутствуют халькопирит, антимонит, бурнотит, самородное золото. Количество рудных минералов редко превышает 1%. Золото комковатое и интерстициальное с пробностью от 689 до 1000‰ [1]. Золотое оруденение сопровождается мощными зонами окolorудно-измененных пород (окварцевание, карбонатизация, серицитизация, сульфидизация) [2].

На месторождении выделяются следующие три разновидности руд, различающиеся текстурными особенностями, содержанием свободного кремнезема (кварца), сульфидов и золота и незначительно минеральным составом:

1. Массивные кварцево-жильные руды с содержанием кремнезема до 90%. Эти руды слагают, как правило, мощные кварцевые жилы в пределах рудных столбов I и III, изредка в районе рудного столба II. Содержание золота в

рудах от десятков граммов на тонну до первых килограммов на тонну.

2. Жильные, брекчиевидные и полосчатые руды с содержанием кремнезема 50—70%. Развита в основном в пределах рудного столба II, отдельными участками в периферийных и центральных частях рудных столбов I и III и на северо-западном фланге месторождения. Содержание золота — от единиц до первых десятков граммов на тонну.

3. Прожилково-вкрапленные метасоматические руды — тектониты — с содержанием кремнезема менее 50%. Подобными рудами сложены участки зоны Надвиговая между рудными столбами, а также периферические и приконтактные части рудных столбов. Содержание золота — первые граммы на тонну.

Во всех типах руд месторождения обнаружены в разном количестве включения гидротермально проработанных вмещающих терригенных пород или тектонитов. Образование первичных гипогенных руд месторождения Бадран происходило в три стадии, с выделением пяти минеральных ассоциаций [2]: первая, умеренно продуктивная, стадия включает ассоциацию метасоматических высокозолотоносных пирита и арсенопирита в окolorудно-измененных осадочных породах и высокосульфидную ассоциацию арсенопирит-карбонат-кварцевого жильного выполнения; вторая

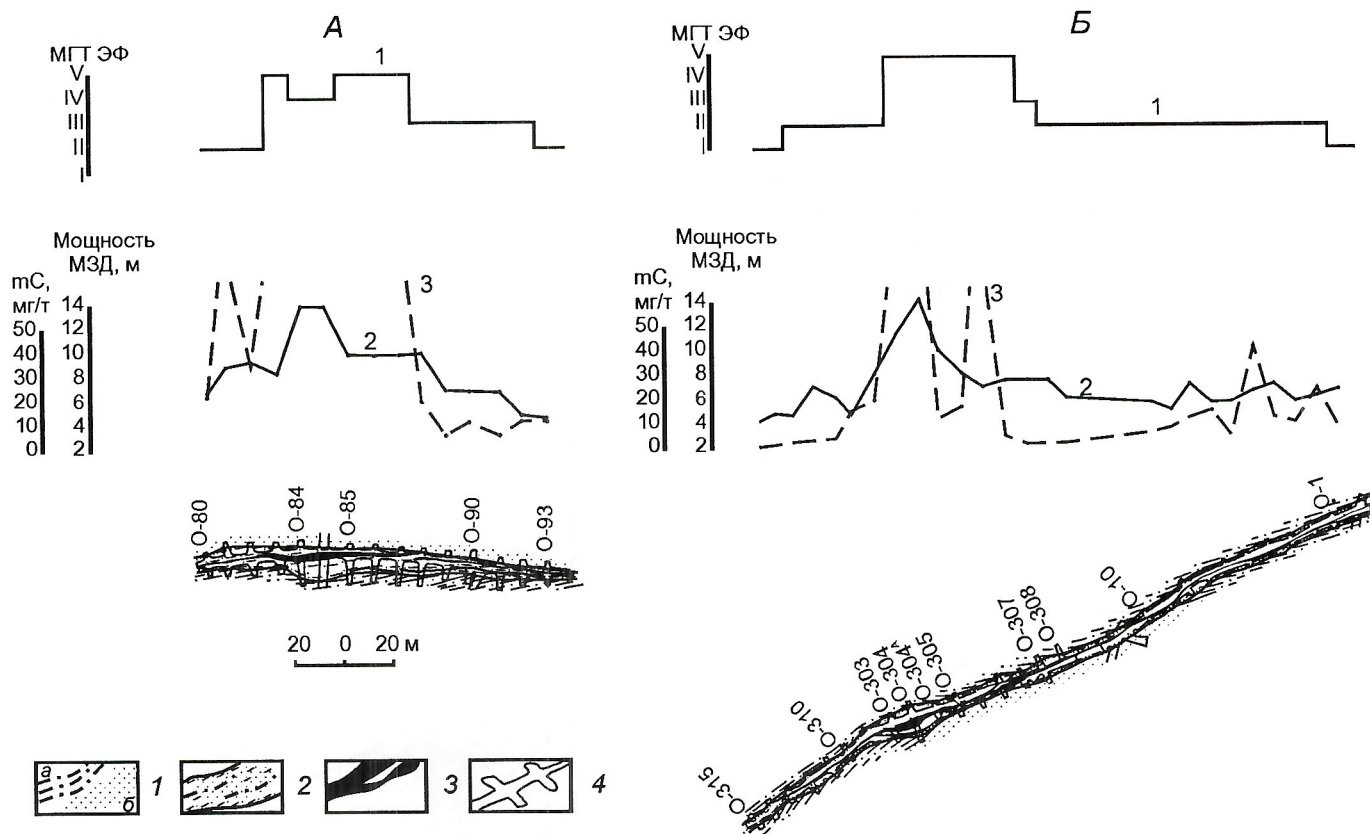


Рис. 3. Примеры морфогенетических типов рудных тел месторождения Бадран:

А — рудный столб I, штреки 5, 6 горизонт 940 м; Б — рудный столб III, штрек 376, горизонт 760 м; 1 — вмещающие породы (а — алевролиты, б — песчаники); 2 — минерализованная зона дробления; 3 — кварцевые жилы; 4 — подземные горные выработки; 1 — гистограмма изменения морфогенетических типов элементарных фрагментов рудных тел; 2 — мощности минерализованной зоны дробления, м, 3 — содержания золота, мг/т

объединяет наиболее продуктивные умеренно сульфидные ассоциации: халькопирит-галенит-альбит-доломит-кварцевую и сфалерит-тетраэдрит-серицит-кварцевую; третья представлена самой поздней слабопродуктивной на золото антимонит-кварцевой ассоциацией.

Морфометрический анализ рудных тел месторождения Бадран проведен по всем пройденным горным выработкам, вскрывшим минерализованную зону дробления. Система горно-разведочных выработок в пределах рудничного поля привязана к системе профилей и горизонтов. Про-

Морфогенетические типы элементарных фрагментов рудных тел месторождения Бадран

Тип	Графическое изображение (черное — кварц)	Морфометрические характеристики				
		α	m	N	n	γ
I		var const	var const	—	—	—
II		const	const	1	—	—
III		var	const	1	—	—
IV		var	var	1	1	0
V		var	var	1	—	—
VI		var	var	1	1	0

Примечание: const — морфометрический показатель сохраняет в пределах ЭФ относительное постоянство; var — морфометрический показатель заметно варьирует; α — азимут простирания ЭФ; m — мощность ЭФ жилы; N — число главных жил (прожилков); n — число оперяющих или сопутствующих параллельных жил (прожилков); γ — угол между главной и сопутствующей жилами (прожилками).

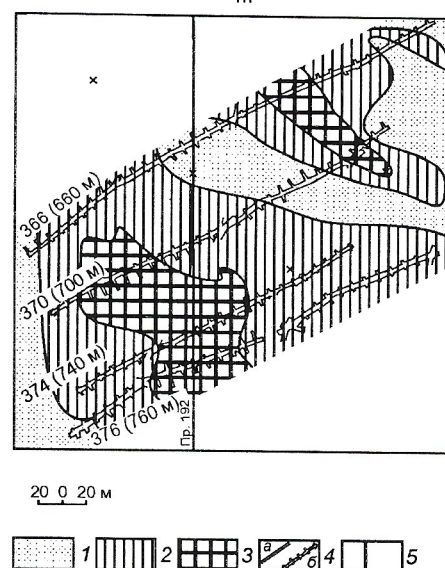
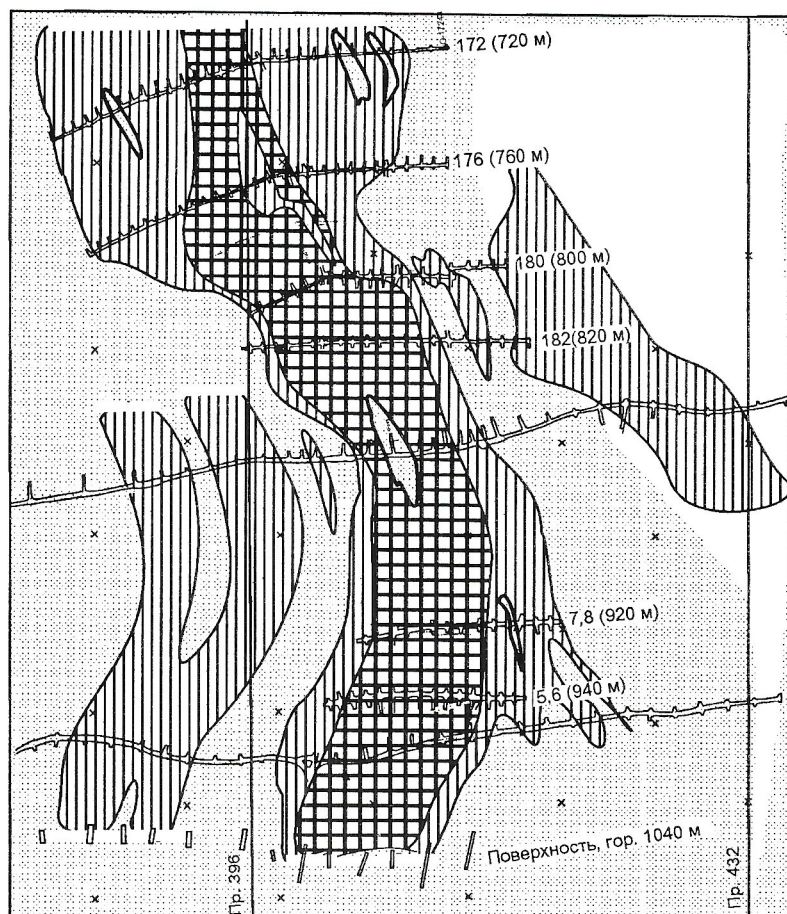


Рис. 4. Совмещенный план морфогенетических типов рудных тел месторождения Бадран в проекции на горизонтальную плоскость:

морфогенетические типы рудных тел: 1 — I, 2 — II—IV, 3 — V, VI; 4 — горные выработки (а — каналы, б — штреки, штольни, рассечки); 5 — разведочный профиль; цифры — штрек (горизонт)

фили ориентированы вкрест простирания зоны Надвиговая по азимуту 45°. Номера профилей соответствуют расстоянию, отсчитываемому в десятки метров от устья руч.Безводный (правый приток руч.Бадран) на юго-восток. Под горизонтом понимается изогипс осевой плоскости зоны Надвиговая. Номера горизонтов соответствуют их абсолютной отметке. За длину элементарного фрагмента рудных тел принята горизонтальная протяженность зоны влияния разведочного сечения, которая составляет 20—40 м на поверхности и 10—20 м по подземным выработкам. При этом длина элементарного фрагмента измерялась по линии, перпендикулярной разведочным профилям. При характеристике выделенного элементарного фрагмента рудных тел учитывались разновидности руд, различающиеся содержанием свободного кремнезема (кварца), с учетом стадии рудообразования и наличия опорающих жил и прожилков. Строение рудных тел в пределах элементарного фрагмента получило название морфогенетических типов (рис. 3). На месторождении Бадран выделены шесть морфогенетических типов элементарных фрагментов рудных тел. При этом сложность элементарных фрагментов возрастает от I к VI (таблица, рис. 4).

I. **Прожилково-вкрапленный метасоматический тип** с содержанием свободного кремнезема менее 50%. Руды этого типа представлены тектонитами — интенсивно проработанные вмещающие породы: алевролиты, песчаники и их переходные разности с включениями кварца.

II. **Жильный тип**, сложенный кварцем первой генерации (арсенипирит-пирит-карбонат-кварцевая минеральная ассоциация) простой формы. Число жил и прожилков $N \leq 1$. Содержание кварца 50—70%.

III. То же, со сложной изменяющейся формой жил.

IV. То же, с числом жил и прожилков $N > 1$.

V. **Кварцево-жильный тип**, сложенный кварцем второй генерации (халькопирит-галенит-альбит-доломит-кварце-

вая и сфалерит-тетраэдрит-серицит-кварцевая минеральная ассоциация), с числом жил $N \leq 1$. Текстуры руд: массивная, брекчиевидная, полосчатая. Содержание кварца более 70%. Мощные кварцевые жилы развиты в пределах рудных столбов I и III, изредка в районе рудного столба II.

VI. То же, с числом жил $N > 1$.

Выделенные морфогенетические типы элементарных фрагментов сопоставлялись с мощностью минерализованной зоны дробления, условными содержаниями золота рудного тела в метрограммах на тонну, локальным азимутом простирания и углом падения рудного тела.

Прожилково-вкрапленный метасоматический тип оруденения развит на всем протяжении оруденелой части минерализованной зоны дробления Надвиговая и представлен бедными рудами — милонитами, милонитизированными и рассланцованными осадочными породами, несущими прожилковое окварцевание и сульфидизацию. В.А.Амузинский и другие [4] к вкрапленным рудам относят и околорудно-сульфидизированные вмещающие породы, не имеющие промышленного значения. В настоящей работе рассматривается только морфогенетический тип оруденения в пределах минерализованной зоны дробления. Кварц здесь присутствует в виде непротяженных жил, прожилков, линз, гнезд, будин, цемента брекчий и характеризуется средне-, крупнозернистой структурами. Руды данного морфогенетического типа слагают фланги оруденелой части зоны Надвиговая (разведочные профили 0—115, 415—560), участки между рудными столбами (разведочные профили 135—180, 240—280, 310—380), а также висячий и лежащий бока рудных столбов. Текстура руд прожилковая, вкрапленная, плейчатая, структура тонкомилонитовая, бластоосаммитовая, бластоалевритовая.

Руды первого морфогенетического типа образованы в раннюю стадию гипогенного этапа рудообразования. На этом этапе происходили процессы околорудного метасома-

тоза с развитием типоморфных пирита, арсенопирита, серицита, ферродоломита и кварца [4]. Золотое оруденение в прожилково-вкрапленных бедных рудах наблюдается везде, распределение золота в них весьма неравномерное и нередко прерывистое. По данным технологических исследований, золото на 50—55% самородное и связано с кварцем, остальная часть выделяется в пирите и арсенопирите в виде тонкодисперсных включений. Содержания золота от «следов» до первых граммов на тонну. Мощность минерализованной зоны дробления на участках развития первого морфогенетического типа оруденения 2—6 м, иногда до 14 м (?). Азимут простирания рудного тела по элементарным фрагментам 275—315°, угол падения 22—40°. Крутые углы падения характерны для рудного столба III.

Оруденение второго, третьего и четвертого морфогенетических типов представлено кварцевой жилой первой генерации арсенопирит-карбонат-кварцевой ассоциации, развитой на участках повышения мощности минерализованной зоны дробления в пределах валлообразного понижения подошвы зоны. Кварц характеризуется молочно-белым цветом, средне-, крупнозернистой структурой и интенсивно раздроблен на мелкие обломки, участками до мучнистого состояния. Местами он сцементирован кварцем второй генерации. Жильные руды простой и сложной морфологии слагают периферийные части рудных столбов I и III, основную часть рудного столба II и, по предварительным данным, рудный столб IV. Размеры жил по простиранию и падению 30—100 м при мощности 0,2—1 м. Строение жил в основном сложное, изменчивое. Внутри контуров жил наблюдаются «окна», сложенные окварцованными тектонитами. Морфология жил связана с первичными особенностями строения и с внутри- и послерудными малоамплитудными тектоническими подвижками, вызвавшими образование кварцевых будин в милонитах. Наблюдаются приуроченность простых морфогенетических форм (второй тип) среди участков развития прожилково-вкрапленных руд и примыкание третьего и четвертого типов оруденения к участкам развития кварцево-жильного типа руд. Распределение золота в жильных телах весьма неравномерное. Его средние содержания в частных пересечениях рудного тела составляют 1—15 г/т, в единичных случаях до 50 г/т. При этом наблюдается тенденция увеличения содержаний золота по мере усложнения строения жилы (от второго к четвертому морфогенетическому типу), что может быть вызвано незначительным частичным наложением последующей более продуктивной стадии золотого оруденения. Мощности зоны дробления на участках развития жильных тел составляют 6—8 м, редко до 10 м. Азимут простирания зоны 270 (рудные столбы III и IV)—315° (рудный столб I). Углы падения рудного тела меняются от 25 (рудные столбы I и II) до 40° в районе рудных столбов III и IV.

Пятый и шестой морфогенетические типы элементарных фрагментов месторождения Бадран связаны со второй стадией рудообразования, объединяющей наиболее продуктивные на золотое оруденение минеральные ассоциации. Кварц второй генерации имеет мелкозернистую структуру и образует массивные жильные тела большой мощности (1—3,5 м). Нередко кварц-2 развивается по кварцу-1, цементируя раздробленную массу более раннего образования. Мощные кварцево-жильные тела развиваются в благоприятных участках минерализованной зоны с локальными отрицательными структурами и наложены на ранние минеральные ассоциации. Данный тип оруденения почти полностью слагает рудный столб I; 50% рудного столба III и небольшую часть рудного столба II, местами полностью замещая жильные образования второго, третьего и четвертого морфотипов. Кварцево-жильные образования по наиболее изученному рудному столбу I прослежены по падению на 700 м, по простиранию на 30—110 м. Азимут простирания элементарных фрагментов данного

типа оруденения 288—310°. Углы падения жилы 22—30°. Золото самородное, связано с кварцем второй генерации. Содержания золота составляют десятки и сотни граммов на тонну. Кварцево-жильные руды при площадной ограниченности вмещают до 80% всех разведанных запасов месторождения Бадран.

В заключение можно отметить, что на золоторудном месторождении Бадран проведено изучение структурно-морфологических особенностей рудных тел с целью выявления характера связи между особенностями формы рудных тел и их рудоносностью с применением методики морфометрического анализа, разработанной Ю.В.Лиром (1989). Морфологические особенности рудных тел изучались по выделенным элементарным фрагментам оруденелых участков в пределах влияния разведочного сечения. При характеристике выделенного фрагмента учитывались разновидности руд, различающиеся содержанием свободного кремнезема (кварца) с учетом стадии рудообразования и наличия опережающих жил и прожилков. Строение рудных тел в пределах элементарного фрагмента получило название морфогенетических типов рудных тел. Всего по месторождению Бадран выделены шесть морфогенетических типов элементарных фрагментов рудных тел. Сложность элементарных фрагментов возрастает от I к VI. Выделенные морфогенетические типы элементарных фрагментов сопоставлялись с мощностью минерализованной зоны дробления, условными содержаниями золота рудного тела в микрограммах на тонну, локальным азимутом простирания и углом падения рудного тела. Выявлено, что богатые концентрации золотого оруденения развиваются в благоприятных участках повышенной мощности минерализованной зоны дробления с локальными отрицательными структурами подошвы зоны. Богатые руды образованы посредством неоднократного наложения продуктивных стадий рудообразования и приурочены к участкам рудных тел, соответствующих V и VI морфогенетическим типам, характеризующихся сложной морфологией кварцево-жильных тел.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимова Г.С. Минералогические критерии локального прогнозирования золотого оруденения на основе топоминералогического картирования Бадранского рудного поля // Минералогическо-генетические аспекты магматизма и оруденения Якутии. Якутск, 1993. С. 49—53.
2. Анисимова Г.С. Бадранское месторождение (опыт оценки прогнозного ресурса) // Состояние и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса Республики Саха (Якутия) в современных условиях. Якутск, 2002. С. 61—63.
3. Анисимова Г.С., Амузинский В.А., Баландин В.А. Сульфидно-кварцевые залежи в пологих разломах — новый тип месторождений золота // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 65—70.
4. Амузинский В.А., Агеев В.А., Анисимова Г.С., Баландин В.А. Бадран // Структурные условия формирования богатых Ag, Au, Sn, Sb и Pb-Zn руд месторождений Якутии. Якутск, 2002. С. 40—64.
5. Зенков Д.А. Морфологический анализ оруденения с точки зрения разведки // Материалы по методике разведки полезных ископаемых. М., 1962. С. 97—104.
6. Иванкин П.Ф. Рудные столбы как элементы гидротермального потока // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, 1972. С. 6—12.
7. Лир Ю.В., Козлов А.В. Структуры рудных полей и месторождений. — С.-Пб.: СПГИ, 1993.
8. Семенов К.Л. Морфометрия тел полезных ископаемых. — М.: Недра, 1985.
9. Фридовский В.Ю. Коллизионная металлогения золота Верхояно-Колымской орогенной области. — Якутск: ЯГУ, 1999.
10. Шахов Ф.Н. Геология жильных месторождений. — М.: Наука, 1964.
11. Шахов Ф.Н. Состояние вопроса и направление развития исследований процесса образования рудных столбов // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, 1972. С. 3—6.
12. Яновский В.М. Рудоконтролирующие структуры терригенных многоэпиклиналей. — М.: Недра, 1990.

Структурный контроль кимберлитового магматизма восточной части Сибирской платформы

А.М. ШАРОВА

Тектонический контроль кимберлитового магматизма изучается геологами с момента открытия кимберлитовых тел Африки и до сих пор эта проблема не разрешена. Кимберлиты по вещественному составу — продукты верхней мантии. В основе сложившихся представлений лежат эмпирически установленные закономерности:

1. Кимберлиты встречаются только в пределах древних платформ (кратонов), а алмазоносные кимберлиты — только в пределах участков архейской консолидации (правило Т.Клиффорда).

2. Кимберлитовые поля и их группы располагаются по линейным зонам протяженностью в сотни и даже тысячи километров.

Для реализации алмазоносного потенциала архейского кратона необходимо наложение на него линейной зоны тектонической активизации. Подобные зоны выделены во всех кимберлитовых алмазоносных провинциях [4]. На Сибирской платформе кимберлитовый магматизм связан с протяженными зонами, выделяемыми по космическим снимкам, расположению кимберлитовых полей, а также трендам трещиноватости [1]. Иногда отмечается приуроченность таких полей к линейным грабенам осадочного чехла. В кристаллическом основании грабенам соответствуют прогибы, а в кровле верхней мантии — валообразные поднятия, над которыми мощность коры утонена на 10—15 %. Главный фактор локализации кимберлитовых проявлений — процессы, зарождающиеся в верхней мантии на глубинах 300—400 км. В результате этих процессов массы разогретого и разуплотненного мантийного вещества поднимаются к подошве земной коры. При этом благоприятны такие тектонические факторы как сокращенная мощность земной коры и повышенная проницаемость ее блоков [2]. Некоторые исследователи отмечают приуроченность кимберлитовых субпровинций к крупным изометричным мегаблокам земной коры, характеризующимся в геофизических полях оvoidно-кольцевым строением [3].

Таким образом, рассмотрены все возможные структуры, предположительно контролируемые кимберлитовый магматизм. Остается неясным механизм образования подобных структур.

Теория тектоники литосферных плит впервые в истории геологии дала физически обоснованное представление о главных сторонах тектонической жизни Земли, а также производных от нее, геологических процессах (магматизм, метаморфизм, сейсмичность, геоморфогенез, седиментогенез). Японскими учеными (С. Маруяма, М. Кумяяма, С. Канянама, 1995) сделан новый крупный шаг в направлении создания глобальной модели динамики Земли (рис. 1). Авторы справедливо исходят из того, что теория тектоники литосферных плит объясняла лишь процессы, происходящие в верхних оболочках твердой Земли и тектоносфере, под которой они понимают кору и верхнюю мантию, и что наступило время создания подлинно глобальной геодинамической модели. Они указывают, что появилось достаточно предпосылок создания такой модели:

- данные сейсмотомографии;
- результаты экспериментов при сверхвысоких давлениях;
- математическое моделирование с применением суперкомпьютеров;
- данные исследования Земли и планет из космоса;
- новые регионально-геологические исследования, существенно пополнившие наши сведения о строении континентов и океанов.

На уровне нижней мантии господствует уже не тектоника плит, а тектоника мантийных струн, т. е. плюм—тектоника, связанная, однако, с тектоникой плит. Такая связь выражается в том, что субдуцируемая холодная литосфера погружается до границ верхней и нижней мантий (670 км). Здесь она накапливалась, частично продавливаясь вниз, а затем через 300—400 млн. лет проникла в нижнюю мантию, достигнув ее границы с ядром. Это вызывало изменение характера конвекции во внешнем ядре и его взаимодействия с внутренним ядром и, в порядке компенсации притока материала сверху, образование на границе ядра (мантия) восходящих суперплюмов, поднимающихся до подошвы литосферы, частично задерживающихся на границе нижней и верхней мантий, а в тектоносфере расщепляющихся на более мелкие плюмы, с которыми и связан внутриплитный магматизм. Они же, очевидно, стимулируют конвекцию в астеносфере, ответственную за перемещение литосферных плит (рис. 2).

Процессы, происходящие в ядре, японские авторы обозначают в отличие от плейт- и плюм-тектоники, как тектонику роста (*growth tectonics*), имея в виду рост внутреннего, чисто железоникелевого ядра за счет внешнего ядра, пополняемого мантийным силикатным материалом. Таким образом, в их глобальной модели выделяются три уровня, различающиеся по характеру происходящих в них конвективных процессов: верхний (тектоносфера) с тектоникой плит, средний — с плюм-тектоникой (нижняя мантия) и нижний с тектоникой роста (ядро). Новая глобальная геодинамическая модель — существенное продвижение вперед в направлении создания новой парадигмы в науках о Земле [7]. Разработанная модель позволяет увидеть связь зон субдукции, где происходит поглощение океанской коры, с появлением мантийных плюмов. Если это предположение возможно, то местоположение мантийных плюмов может указывать на существование в данном районе границ архейских плит точно так же, как мы наблюдаем в зонах Бенюфа проявление щелочного магматизма.

При анализе гравимагнитного поля территории восточной части Сибирской платформы выделены структуры, интерпретируемые как мантийные плюмы: *Арга-Салинский, Мирнинский, Тонгский, Оленёкский, и Нижне-Вилюйский* (рис. 3).

Мантийные плюмы или просто плюмы представляют собой сравнительно узкие колонны разогретого вещества, поднимающиеся из глубоких слоев мантии. Размеры плюмов, установленные в современной тектонике, до 1000 км (Структурная геология и тектоника плит, т. 2, 1989). Плюмы можно определить по следующим диагностическим признакам: дуго- или кольцеобразным зонам магнитных аномалий; максимумам или относительным максимумам гравитационного поля.

Традиционно кимберлитовые поля увязывались с зонами разломов диагональной ориентировки. Однако выделение нового типа структур (палеоплюмов) на Сибирской платформе позволяет по-новому взглянуть на эту проблему. По конфигурации ареалов расположения кимберлитовых полей, можно отметить их тяготение к дуго- или кольцеобразным, с центром внутри плюма (см. рис. 3). Так, кимберлитовые поля: Алакитское (2), Далдыньское (3), Верхне-Мунское (4), Куранахское (9) и группа кимберлитовых тел «Олобу» (19) расположены в дугообразной зоне *Арга-Салинского плюма*; Лучаканское (10), Дюкенское (11), Ары-Мастахское (12), Старореченское (13), Ор-

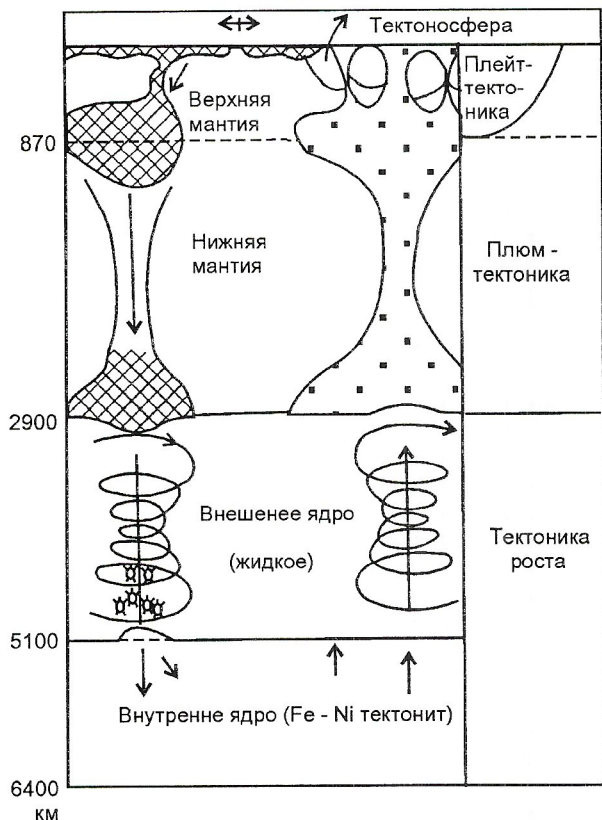


Рис. 1. Схематическая иллюстрация глобальной тектоники. По С.Маруяма, М.Кумячяма, С.Канянама, 1995

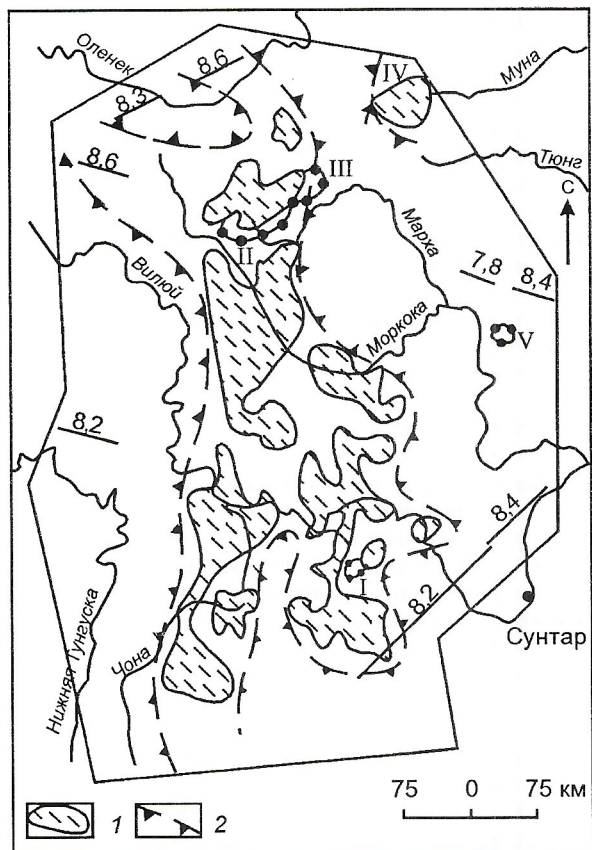


Рис. 2. Схема anomalно неоднородных верхов мантии:

1 — области с $v \geq 8,6$ км/с и больше; 2 — границы anomalно неоднородных верхов мантии; цифры: арабские (км/с) — данные СГРЭ, римские — кимберлитовые поля

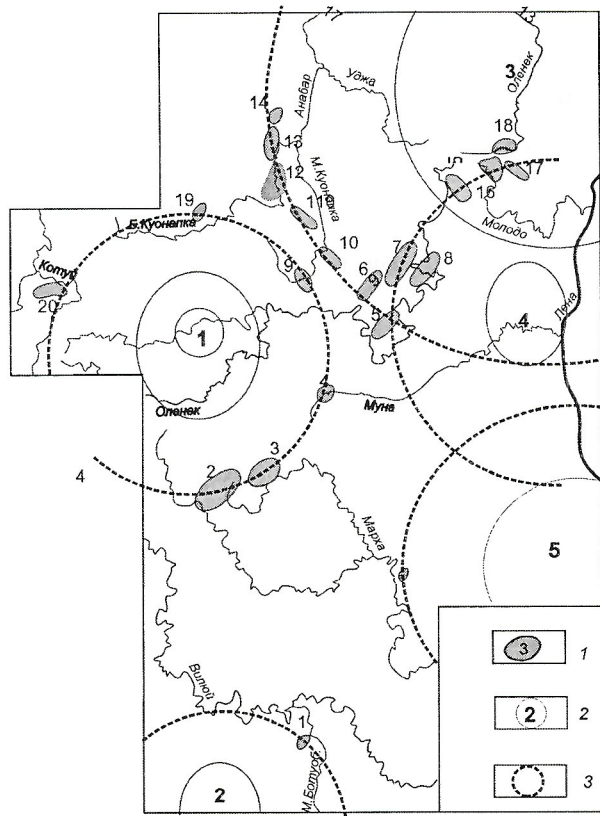


Рис. 3. Схема расположения основных зон разломов (по К.Б. Мокшанцеву и др., 1976) и плюмов (по А.М.Шаровой, 2000) Якутской кимберлитовой провинции:

1 — контуры и номера кимберлитовых полей; 2 — основные зоны разломов; 3 — контур размещения кимберлитовых полей; 4 — номер и контуры плюмов: 1 — Арга-Салинский, 2 — Мирнинский, 3 — Оленекский, 4 — Тюнгский, 5 — Нижне-Вилюйский

то-Ыаргинское (14) огибают контур **Оленёкского плюма**; Чомурдахское (5), Западно-Укукитское (6), Восточно-Укукитское (7) и Огоньор-Юряхское (8), Лучаканское (10), Мерчимденское (15), Молодинское (16), Толуопское (17), Куойкское (18) находятся в зоне влияния **Тюнгского плюма**; Мало-Ботуобинское (1) кимберлитовое поле тяготеет к подобной зоне **Мирнинского плюма**. Выделяемые направления хорошо согласуются с контуром плюмов, огибая их почти в виде идеального круга.

Алмазоносные кимберлитовые тела отмечаются в пределах Мирнинского и Арга-Салинского плюмов, расположенных субмеридионально на границе Анабарской антеклизы и Тунгусской синеклизы. Кимберлитовые поля, ассоциирующиеся с карбонатами, приурочены к краевой части платформы. В пределах **Нижне-Вилюйского плюма**, который просматривается в юго-восточной части территории, наблюдается **Накынское кимберлитовое поле**. Отсутствие здесь других полей кимберлитов скорее всего связано с недостаточной изученностью территории, или с индивидуальностью развития данного плюма, отмечаемого на тройном сочленении рифтов.

В пределах субмеридиональной зоны, протягивающейся от **Мирнинского плюма** до **Арга-Салинского** (от Сунтарской пегги р.Вилюй до р.Оленек) отмечается необычное строение нижней части земной коры и верхней мантии. Главная отличительная черта этой зоны — наличие очень больших скоростей по поверхности мантии. Величина граничной скорости по кровле мантии на локальных участках достигает 8,6 км/с и более. Сопоставление рельефов границ $K_{отр}$ и Мохо показывает, что прогибу по поверхности мантии в целом соответствует поднятие коровой отражающей границы.

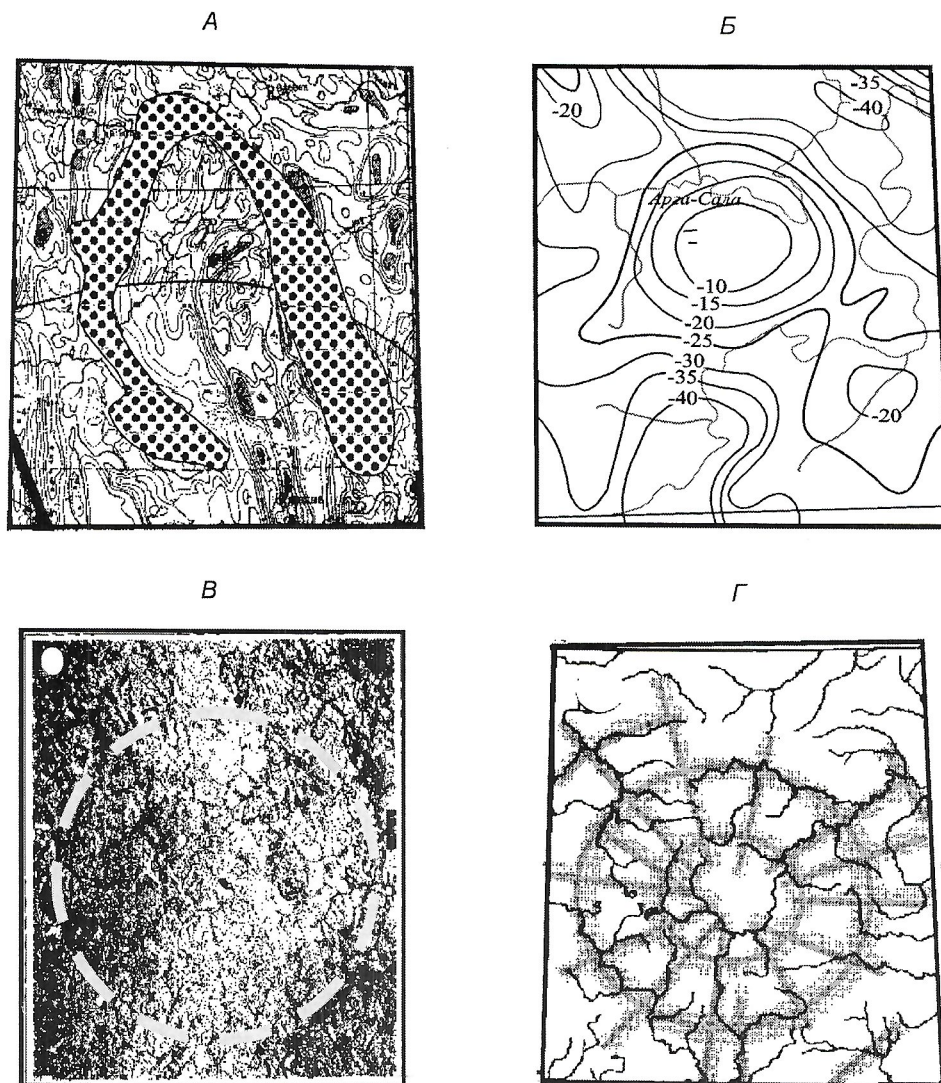


Рис. 4. Визуализация Арга-Салинской кимберлитоконтролирующей структуры палеоплюма:

карта: А — аномального магнитного поля, Б — гравитационного поля; В — визуализация структуры района на аэрофотоснимке; Г — радиально-кольцевая структура на космическом снимке

Амплитуда и прогиба, и поднятия к северу увеличивается. Увеличение мощности слоя происходит в основном за счет подъема коровой границы. Алакитское, Далдынское и Мирнинское кимберлитовые поля приурочены к полосе резкого утолщения мощности нижнего слоя земной коры (см. рис. 2), а Мунское кимберлитовое поле находится в области максимальной толщины слоя. Таким образом, расположение кимберлитовых полей достаточно уверенно коррелируется с особенностями нижнего слоя земной коры. Из изложенного сделан вывод о том, что «известные кимберлитовые поля среднепалеозойской эпохи приурочены к узкой области, где краевая часть аномально неоднородных верхов мантии пространственно совпадает с полосой резкого увеличения мощности нижнего слоя земной коры и участку его максимальной мощности» [5].

Интерпретация геофизических данных и космических снимков позволяют более определенно выделять кимберлитоконтролирующие структуры. В аномальном магнитном поле в пределах Арга-Салинской структуры наблюдается кольцевая магнитная аномалия, наложенная на линейные аномалии, отражающие породы фундамента (рис. 4, А). По данным гравиметрической съемки структура отражается в виде положительной аномалии, амплитуда которой 30 мГал (см. рис. 4, Б). Пример визуализации на космическом снимке структуры, контролирующей Далдыно-Алакитский район алмазоносного магматизма (Арга-Салинский палеоплюм), приведен на рис. 4, В. Схематизированный образ радиально-кольцевой структуры на фоне современной гидросети представлен на рис. 4, Г.

Таким образом, комплексный анализ геолого-геофизических данных, проведенный для территории восточной части Сибирской платформы, позволил сделать вывод о закономерной связи кимберлитового магматизма с выделенными нами плюмами, что подтверждается новыми данными интерпретации глубинной сейсморазведки, значительно расширяет перспективы и делает более целенаправленным прогноз месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. — Воронеж: Из-во Воронежского ГУ, 2000.
2. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д. Кольцевые структуры Земли и алмазоносность // Отечественная геология № 11. 1996. С. 10—17.
3. Структурная геология и тектоника плит / Под ред. К. Сейферт К. — М. Мир, 1990
4. Томпкинс Л. Структурное положение кимберлитов Бразилии и их алмазоносность // Геология и геофизика. № 10. 1992. С. 108—116.
5. Уаров В.Ф. Региональные особенности строения земной коры и верхов мантии южной части Якутской кимберлитовой провинции // Наука и образование. № 3/19. 2000. С. 32—35.
6. Шарова А.М. Структура фундамента восточной части Сибирской платформы // Тезисы докладов по материалам совещания. Общие вопросы тектоники. Тектоника России. — М.: ГЕОС, 2000.
7. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики — М.: МГУ, 1995.

Новые данные о биохимических ореолах кимберлитов

Б.С.ЯГНЫШЕВ

Биогеохимические ореолы кимберлитов наименее изучены. Первые сведения о проявлении повышенных содержаний микроэлементов в золе растительности, произрастающей над кимберлитами, относятся к 1971–1973 гг., когда на начальном этапе апробации комплекса методов прикладной геохимии при поисках алмазных месторождений было проведено изучение их биогеохимических параметров на примере кимберлитовых тел Мало-Ботуобинского, Алакит-Мархинского и Далдынского рудных полей.

Как известно, химический состав растений формируется под влиянием различных факторов, обусловленных физиологическими процессами жизнедеятельности самой растительности и связанных с геоландшафтными, климатическими, почвенными и другими внешними условиями среды их обитания. Исследованиями [2–4] определено, что в почвах над кимберлитами сохраняются близкие материнским породам концентрации Ni, Zn, Ga, Cu, Sn, Pb, В. Резко увеличивается количество ванадия и уменьшаются содержания хрома. Наиболее контрастны процессы аккумуляции микроэлементов в составе гумусового горизонта почвенного профиля, в котором унаследованно от элювия (слой С–ВС) к почвенно-растительному слою (Ао) над кимберлитами накапливаются именно типоморфные элементы Ni, Co, Cr, Nb, V, Mn и снижается роль многих прочих элементов. Обогащенность почв микроэлементами и в первую очередь их минерального слоя предопределяет индивидуальность геохимического спектра растительности.

В почвах над карбонатными породами в гумусовом горизонте накапливаются такие элементы, как Ni, Co, Ga, и уменьшается количество прочих малых элементов. В золе растительности здесь отмечается повышенная концентрация халько- и сидерофильных элементов в ассоциации с литофильными и редкими элементами. Уровень их концентраций в растительности ниже, чем в почвах. На основе расчетов коэффициентов биологического накопления, равных отношению концентрации элемента в золе растения к таковому в почвах (и породах), определена степень подвижности и миграционная способность химических элементов в биогеохимических ореолах кимберлитов (табл. 1).

На примере трубок Далдынского поля [2] установлено, что комплекс микроэлементов в золе растительности над кимберлитами по коэффициенту биологического накопления разделяется на четыре основные группы. В первую входит Zn ($K_{\text{биол.нак.}}$ 13,6–165); вторую группу составляют Pb, В, Мо и Cu. Относительно инертны элементы третьей группы Mn, Cr, Ni, V, представленные именно типоморфными индикаторами кимберлитов, низкие коэффициенты биологического накопления которых объясняют низкую контра-

стность проявления биогеохимических аномалий над трубками. Вследствие этого были поставлены задачи поиска вариантов искусственного усиления «геохимического сигнала» путем расчетов мультипликативных и аддитивных показателей. В основу их выбора положена контрастность активных элементов (Zn, Cu, Cr, Ni, V) в составе биогеохимических ореолов над трубками по отношению к инертности участия Ga, Ti, Co. При этом отмечена повышенная реакция мхов и лишайников на техногенное загрязнение, которая явилась причиной появления большого числа «ложных» биогеохимических аномалий с весьма затрудненной схемой их интерпретации, что послужило одной из причин вывода авторов о нецелесообразности привлечения биогеохимических методов при поисках трубок. Тем более, что значимые результаты показали данные литохимических съемок по вторичным ореолам рассеяния с доминирующей ролью собственно «кимберлитовых элементов», образующих изометричные полиэлементные аномалии средней–сильной контрастности над и вокруг трубок в соответствии с местными особенностями рельефа (вытянутость шлейфов вниз по склону и со смещениями их эпицентров).

В 1986–1989 гг. к изучению вопроса о возможности использования биогеохимических методов поисков алмазных работ обратилась А.Б.Лобанова. Полученные ею результаты на примере трубок Алакит-Мархинского поля Якутии и Севера Русской платформы подтвердили результаты предшественников о наличии выраженных биогеохимических ореолов над кимберлитами. Она установила, что биогеохимические аномалии характеризуются четкой унаследованностью микроэлементного состава от первичных ореолов к вторичным, вплоть до их полного отражения в структуре биогеохимического ореола трубок. Формы таких аномалий изометричные, размеры и положение в плане отвечают выходам кимберлитовых тел, контрастность слабая–средняя (Ca1–Ca2). Причем биогеохимические ореолы зафиксированы автором не только над трубками, обнаженными на уровне современного среза, но и в случаях, когда они перекрыты терригенно-континентальными осадками позднего палеозоя и мощными покровными интрузиями долеритов (траппов) суммарной мощностью 100–150 м.

К сожалению, перечисленные исследования разных авторов ограничились опытно-методической стадией и не прошли апробации в опытно-производственном варианте с логической отработкой методики заверки биогеохимических аномалий в различных геоландшафтных условиях. Хотя предпосылки оптимистического прогноза о применении метода, вытекающие из результатов опытных работ, были очевидны:

1. Ряды биологического накопления микроэлементов западной Якутии на примере мха-сфагнома Далдыно-Алакитского алмазоносного района. По В.А.Тимченко (1978), с дополнениями

Материнские породы	Элементы биологического захвата			
	сильного	среднего	слабого	очень слабого
	100–10n	10–1n	1–0,1n	0,1–0,01n
Карбонатные породы (доломиты, мергели, известняки)	Zn	Mn, Cu, В	Pb, Ni, Cr, V	Ga, Mo, Ti
Породы основного состава (траппы)	—	Zn, В, Mn, Pb, Mo	Cu, V, Ni	Ga, Ti, Co
Кимберлиты	Zn	Pb, В, Mo, Cu	Mn, Cr, Ni, V	Ga, Ti, Co
Растительность мира (Перельман, 1966)	Cl, P, S	Zn, В, Mo, As	Cu, Co, Ni, Mn	—

локальный характер расположения биогеохимического ореола непосредственно над телом, изометричность форм и признаки зависимостей от характера тектонической среды участка трубки;

относительно постоянный спектр аномалеобразующих элементов, коррелируемый с составом кимберлитов и корреспондируемый по разрезу почвенного профиля в минеральный слой питания растительности;

признаки закономерных связей и унаследованности состава биогеохимических ореолов от геохимических особенностей погребенных кимберлитовых тел за счет диффузионных и инфильтрационно-диффузионных процессов миграции микроэлементов в перекрывающем геологическом разрезе;

относительная простота и возможность целевого пробоотбора наиболее информативных видов растительности, исключая виды-эдикаторы техногенеза во избежание помех техногенного загрязнения.

В последующие годы нами проводились работы по накоплению статистически представительных данных по результатам биогеохимического изучения участков кимберлитовых тел, залегающих в различных геоландшафтных условиях. Особое внимание при этом уделялось изучению биогеохимических параметров регионального фона в целом для

Якутской алмазонасной провинции и отдельно по районам проявления кимберлитового магматизма. Вся рассматриваемая территория (за исключением северной области) по геоботаническим признакам районирования находится на стыке северо- и среднетаежных лиственничных лесов и относится к районам сосново-лиственничных лесов мелкодолинных ландшафтов подзоны средней тайги лесной зоны с участками вторичных кустарничковых лишайниково-зеленомошных редиин среднетаежных лиственничников с островками ерниковых болот. Центральные районы Якутской провинции кимберлитов входят в состав Средневилюйского среднетаежного лесорастительного округа, занимающего западную часть Центрально-Якутской аккумулятивной равнины, характеризующейся слаборасчлененным рельефом, резко континентальным засушливым климатом с достаточно высокой степенью (до 85%) лесистости. Главные лесообразующие культуры региона — лиственница Гмелина и переходная ее форма — лиственница Каяндера.

Параметры геохимического фона достаточно четко иллюстрируют избирательные свойства каждого конкретного вида растительности и отличаются индивидуальностью (табл. 2).

Знания параметров регионального геохимического фона и особенностей концентрации микроэлементов в золе по

2. Средние содержания микроэлементов в золе разных видов растительности западной Якутии (в мг/кг). Химическая лаборатория ГУП «Центргеоаналитика» ГИГ РС (Я)

Химический элемент, мг/кг	Средние значения для Западной Якутии, (1076)	Виды и органы растительности, число анализов								
		Хвоя лиственницы (165)	Кора лиственницы (16)	Листья березы тощей (24)	Листья ольхи (12)	Листья березки карликовой (52)	Листья ивы серой (123)	Разнотравье (49)	Мох-сфагнум (178)	Ягель (335)
Li	9,13	22,7	—	5,6	—	—	18,7	23	27	18
Be	0,18	—	—	—	—	—	—	—	—	2,4
B	76,19	63	67,5	76,2	50	73	167	67	63	65,8
P	2048	316	500	2794	1000	769	1560	1990	3230	4980
Sc	12,15	73	37,4	—	—	—	—	—	9,5	13,8
Ti	87,61	74	50	125	50	58	70	150	160	127
V	9,23	7	2,3	8,3	2	1,8	4,6	22	26	22,3
Cr	15,82	9	3,7	35,2	3	7,4	11,2	23	35	34,6
Mn	2950,3	1490	1890	7650	300	901	1260	630	2260	3000
Co	2,31	1,2	0,8	2,8	1	1,8	1,4	2	5,4	3,9
Ni	9,47	7	7,3	14,6	3	4,2	8,3	1,4	20,7	19
Cu	30,01	31,3	20,7	37,5	30	21	24	26	37	47
Zn	250,69	192	177	290	30	311	176	690	233	346
Ga	2,73	1,4	—	26,1	1	1,1	1,2	3,4	5	5,5
Ge	0,09	0,01	—	—	—	—	—	0,16	0,6	0,4
Y	13,22	20,3	—	23,7	—	30	18	20	21	10,3
Nb	6,64	7	9	9,1	—	10	7	7,5	7,5	7,5
Mo	2,41	1,6	—	1,8	3	1,3	1,6	6,6	7,1	2,3
Ag	0,16	0,14	0,05	0,1	—	0,1	0,08	0,1	0,3	0,5
Cd	0,61	0,24	0,03	0,62	—	—	1,68	—	0,8	0,8
Sn	0,54	0,6	0,12	0,6	1	—	0,11	0,8	1,1	1,3
Pb	12,47	8,9	27	7,8	10	4,7	4,5	4	21,6	44,1

видам растений позволяет целенаправленно и объективно выбирать наиболее показательные из них при поисках кимберлитов, залегающих в разных геоландшафтных условиях. В частности, положительные результаты получены на примере участка трубко Архейская и Харахта в пределах Анабарского массива. Особенность данных тел — тот факт, что они прорывают кристаллические образования — кристаллосланцы хапчанской серии архейского возраста и обнажены на уровне современного эрозионного среза.

Изучены особенности микроэлементного состава вегетативных органов (хвоя, листья) растений: лиственницы даурской (*Larix daurica*), кустарников — березы Миддендорфа (*Betula Middendorfa*), ивы скальной (*Salix hastate*), багульника (*Ledum paluste* L.), голубики (*Vaccinium uliginosum*), брусники (*Vaccinium vitis-ideal* L.), а также мха-сфагнума и кладонии оленьей (*Cladonia rangiferina*). Отбирались растения, произрастающие на криоземах мерзлотных гомогенных над кимберлитовыми трубками. Сравнительный анализ проводился относительно микроэлементного состава подстилающих пород и почв (табл. 3).

Установлено, что в условиях северных ландшафтов в составе криоземов (гомогенных, остаточных-карбонатных) интенсивно накапливаются элементы-индикаторы кимберлитов и в растениях, и в пределах гумусового горизонта почвенного профиля (глубина 5—10 см). Примечательно, что в почвах над кимберлитами наиболее проявлены накопительные свойства элементов, типоморфных кимберлитам — V, Cr, Mn, Ni, Nb. С ними коррелируют (r : 0,4—0,8) Zn, La, Ti, Pb, Y, Yb, Be. Геохимический спектр вторичных литохимических ореолов определяется вариациями петрохимического состава кимберлитов и геоландшафтными условиями их залегания в поле гетерогенных метаморфических пород архея. При этом роль элементов-индикаторов в составе вторичных ореолов рассеяния в почвах над кимберлитами практически постоянно аномалеобразующая. К числу геохимических признаков кимберлитов здесь отнесены Sr, Li и Rb (по данным рентгено-радиометрического анализа), повышение концентраций которых в 3—6 раз над фоновыми значениями установлено по данным изучения состава водных и соляно-кислотных вытяжек (10%-ная HCl) почв из гумусовых горизонтов над кимберлитами.

3. Средние содержания химических элементов в коренных породах, почвах и растительности участка трубко Архейская и Харахта по данным полуколичественного спектрального анализа

Химический элемент, множитель, %	Кристаллические гнейсы хапчанской серии архея (131)	Почвы		Растительность над трубкой				
		на гнейсах (99)	на трубке (80)	Карликовая береза (14)	Хвоя лиственницы (13)	Ива скальная (11)	Кладония (63)	Мох-сфагнум (29)
Li, 10 ⁻³	1,90	2,89	3,20	Не обн	Не обн.	Не обн.	3,36	3,03
B, 10 ⁻³	1,29	2,83	3,80	9,70	9,54	9,30	8,33	8,68
P, 10 ⁻²	6,32	5,02	5,80	44,60	80,0	29,70	38,3	31,65
Ti, 10 ⁻¹	3,32	2,04	4,40	0,70	1,36	0,69	2,19	2,79
V, 10 ⁻³	10,58	8,57	13,70	0,70	1,36	0,69	2,19	2,79
Cr, 10 ⁻³	9,35	4,95	15,20	1,12	1,12	0,61	11,40	8,57
Mn, 10 ⁻²	2,95	4,28	6,50	71,30	60,70	57,60	15,30	26,10
Co, 10 ⁻³	2,14	1,96	2,00	0,32	0,05	0,21	0,21	0,65
Ni, 10 ⁻³	3,27	2,73	13,40	1,48	0,39	0,90	3,29	3,51
Cu, 10 ⁻³	4,47	3,28	5,30	3,20	3,46	2,63	3,97	4,06
Zn, 10 ⁻³	4,87	8,14	15,50	46,70	25,77	25,45	25,60	21,48
Ga, 10 ⁻³	1,46	2,22	2,55	0,09	0,40	0,06	0,39	0,41
Ge, 10 ⁻⁴	1,19	1,10	1,15	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,29	0,48
Nb, 10 ⁻³	0,31	0,20	1,25	0,50	0,88	0,45	0,89	1,02
Mo, 10 ⁻³	0,98	1,48	1,35	6,30	2,25	2,45	4,09	5,07
Ag, 10 ⁻⁵	1,74	1,42	0,80	1,00	2,23	0,18	3,59	2,72
Sn, 10 ⁻⁴	1,58	0,98	1,50	0,90	2,10	0,45	2,86	1,77
La, 10 ⁻²	0,90	2,84	3,00	0,30	0,14	0,08	Не обн.	Не обн.
Pb, 10 ⁻³	0,96	1,57	1,60	0,87	1,49	1,22	4,58	3,68
As, 10 ⁻³	Не обн	Не обн	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,48
Y, 10 ⁻³	0,31	3,15	2,90	2,28	1,38	0,27	1,28	2,17
Cd, 10 ⁻³	Не обн	Не обн	Не обн.	Не обн	Не обн.	8,36	0,47	0,51
Yb, 10 ⁻³	1,32	4,47	4,60	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Bi, 10 ⁻³	0,61	1,58	0,58	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Be, 10 ⁻³	Не обн.	0,04	0,06	Не обн.	Не обн	Не обн.	Не обн.	Не обн.

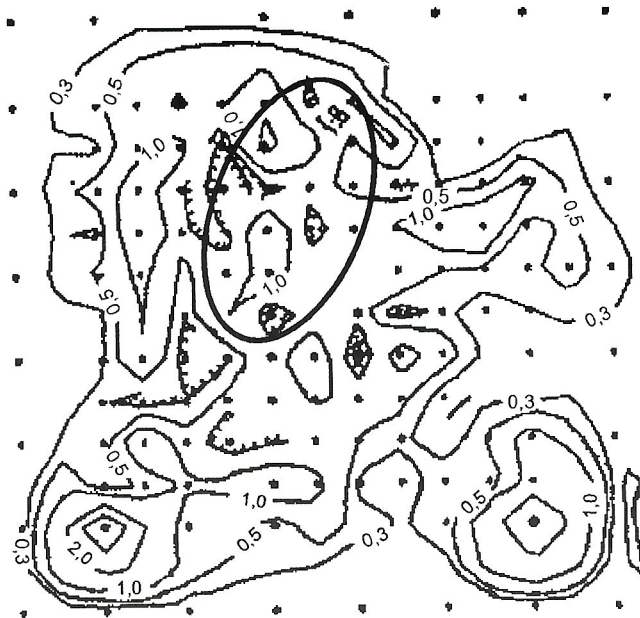


Рис. 1. Полиэлементная биогеохимическая аномалия хвои лиственницы участка трубки Нюрбинская, 100×100 м

Среди растений наиболее ярко выделяется кладония оленья, максимально концентрирующая ряд малых элементов — Ni, Co, Nb, Cr, Pb, Yb, Y, Mo, Ag, Ga. Распределение в плане моноэлементных ореолов отвечает положению тел кимберлитов и характеру распространения изучаемого вида растительности. Размеры биогеохимических ореолов отвечают площади трубок и отличаются локальностью проявления с весьма резкими границами полей фоновых и минимально-аномальных содержаний микроэлементов в золе растений. Внутреннее строение ореолов выделяется высокой степенью значений дисперсии и коэффициента вариации химических элементов. Важно отметить, что кимберлитовые тела, прорывающие кристаллические породы архея, сопровождаются формированием геохимических аномалий, фиксируемых в виде вторичных литохимических и биогеохимических ореолов и выделяющихся на местном геохимическом фоне слабо-среднеконтрастным содержанием типоморфных элементов — Cr, Ni, Co, Nb.

Коэффициенты биологического накопления позволяют рассчитать и построить индикационные ряды контрастности содержаний микроэлементов для каждого вида растений и выделить спектр наиболее характерных элементов-спутников. В частности, над дайками пород основного состава (долеритами) в золе растений доминирующее положение занимают Cu, Zn, Ti, Ag, Pb при слабой интенсивности проявления аномалий кобальта. Индикационная «долеритовая» составляющая подтверждается содержаниями кислотнo-нерастворимых форм этих микроэлементов в почвах гумусовых горизонтов. В пределах влияния зон минерализованных тектонических нарушений архейских пород в роли ореолообразующих элементов в составе биогеохимических аномалий выступают Ag, Zn, Sr, в меньшей мере Li, Cu и Mo. Таким образом, микроэлементные различия состава геохимических аномалий над различного рода источниками возмущения позволяют достаточно уверенно выделять среди них и ореолы «кимберлитовой природы».

Опыт изучения биогеохимических ореолов кимберлитов Анабарского массива использован нами при обработке аналогичной информации по результатам площадного (масштаб 1:100 000) Далдынского и Верхне-Мунского кимберлитовых полей, где все трубки обнажены на уровне современ-

ного среза в поле карбонатных пород раннего палеозоя, и на участках трубок Ботуобинская, Нюрбинская и тела Мархинское в пределах Накынского рудного поля. Все три рудных тела погребены под 70—80-метровой толщей раннеюрских осадков.

Основной объект опробования здесь — хвоя лиственницы, предпочтением выбора которой явилось ее ежегодное обновление, что снижает степень влияния техногенного механического загрязнения за счет буровой пыли, максимальной в зимний период, на который приходится основной объем буровых работ. Роль последнего оценивалась по результатам опробования мха-сфагнума, достаточно равномерно распространенного в пределах рудных полей.

По результатам площадного опробования Далдынского поля выявлены три крупные полиэлементные биогеохимические аномалии Cr, Ni, Co, Nb, пространственное положение которых отвечает местам локализации кустов трубок, с достаточно изометричными очертаниями, средней контрастности проявления (Ca2), с элементами вытянутости вдоль направлений рудоконтролирующих зон разломов. В ассоциации с аномалиями «кимберлитового индекса» открыты биогеохимические ореолы даек долеритов и тектонических нарушений, отличающихся преобладанием V, Ag, Mn, Cu, Zn.

Несколько иная форма биогеохимических ореолов выявлена для кимберлитов Верхне-Мунского поля, где они образуют одну крупную площадную аномалию (10×12,5 км), внутри которой расположены все известные трубки и жилы (19 тел). Вытянутость аномалии соответствует известному простиранию Далдыно-Оленёкской зоны глубинных разломов.

На примере кимберлитовых тел Накынского поля локальные биогеохимические аномалии выявлены над трубками Ботуобинская и Нюрбинская. Они характеризуются сходными морфологическим типом проявления, слабой—средней моноэлементной контрастностью содержаний, но отличаются спектром участвующих элементов. Доминирующее значение здесь по уровню содержаний и коэффициенту корреляции имеют Ni, Sr, Nb, Zn с подчиненной ролью Cr, Co, Ti, Mn, V. Определена четкая сопоставимость размеров и контуров биогеохимической аномалии с формами проявления наложенных вторичных литохимических ореолов рассеяния над трубками, что подчеркивает их диффузионное происхождение в составе золы растительности. Наиболее контрастно отражение результатов биогеохимического опробования показала методика построения карт энтропии суммарного (полиэлементного) поля, учитывающая степень внутренней структурированности и неоднородности геохимических аномалий над погребенными кимберлитовыми телами (рис. 1). На этом рисунке выделен контур погребенной трубки.

Отметим, что над трубкой Ботуобинская, по данным биогеохимического опробования (15 видов растительности) выявлена экологически значимая аномалия Cd в составе голубики с содержаниями элемента до $5\text{--}7\cdot 10^{-3}\%$ при фоновых значениях $0,05\text{--}10^{-3}\%$. Аномалия локальная, изометричная, только над центром трубки (6 аномальных точек из 144). Подобных ей аномалий больше не выявлено.

Весьма обнадеживающие данные получены при апробации ртутнометрического биогеохимического метода на участке тела Мархинское. Расположено оно в осевой линии Дыхтарского разлома Виллойско-Мархинской кимберлитоконтролирующей системы глубинных разломов северо-восточного простирания. Мощность перекрывающих раннеюрских (глины, алевроиты, пески) отложений достигает 55—70 м. Местность ровная, чистая, еще не затронутая техногенезом. Опробованию подвергнута хвоя лиственницы в июле 1998 г. Определение ртути проведено атомно-абсорб-

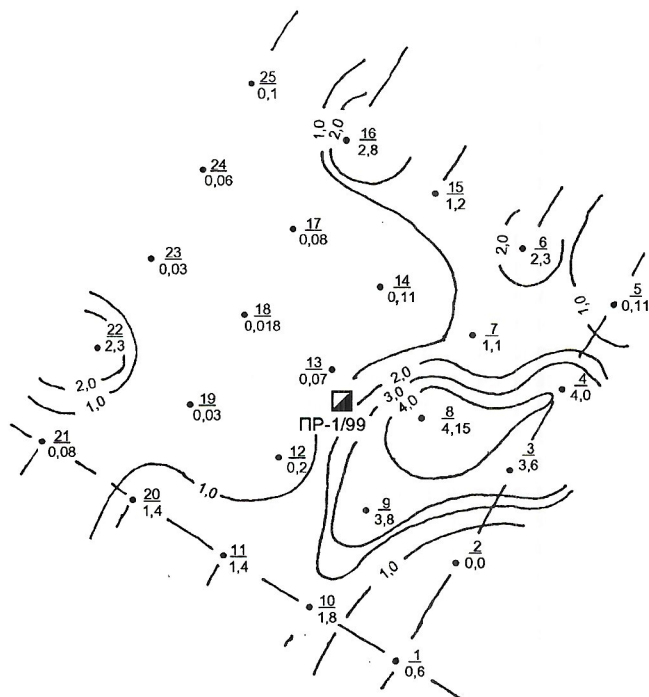


Рис. 2. Биогеохимические ореолы ртути в хвое лиственницы участка тела Мархинское

ционным методом с использованием гидридной приставки на приборе фирмы Perkin Elmer AA-600.

По результатам эксперимента определено, что на участке во всех изученных пробах хвои лиственницы содержания ртути изменяются от 0,03 до 4,15 г/т. Значения местного геохимического фона 0,35 г/т, регионального 0 (практически отсутствует). На рис. 2 мы видим, что в плане распределение содержаний ртути подчиняется известным тектоническим структурам. Цифровой материал рисунка представлен точками наблюдений, около которых в числителе — номер, в знаменателе — содержание ртути (в г/т); проведены также изолинии содержаний ртути (в г/т).

В направлении на северо-восток в соответствии с генеральным простиранием Вилуйско-Мархинской зоны разломов фиксируется фрагмент геохимической зоны повышенных значений Hg с содержаниями от 1 до 4 г/т. Установленные размеры зоны 325—350×600 м при достаточно выдержанном линейном непостоянстве направлений. Непосредственно над вскрытым рудным телом 9 (скв. 1/99) локализован биогеохимический ореол ртути с содержаниями до 4,15 г/т. Форма каплевидная, контрастность составляет по

максимуму 11,9 гф, в целом по ореолу 11,2 гф. Общее число аномальных точек 8. Средние содержания Hg в составе аномалии 1,8 г/т (5,15 гф). Оконтуривание ореола проведено по CaI 1,5 г/т (3,2 гф). Отсюда размеры ореола составляют 350×300 м, что определяет и возможные размеры аномалеобразующего объекта, до настоящего времени не полностью изученного бурением.

Полученные новые данные о биогеохимических ореолах над кимберлитовыми трубками, в т.ч. и погребенными под мезозойскими осадками мощностью до 80 м, показывают их потенциальные возможности на поисковой стадии в условиях северных ландшафтов Якутии. Применение метода рекомендуется на локальных участках (скальное плато, заболоченные участки и водоразделы), где привлечение других работ технически невозможно. Особую значимость имеют результаты апробации ртутнометрического биогеохимического метода при разбавке аномалий различного типа с целью определения эпицентров — мест возможного нахождения возмущающих объектов (трубок), т.к. ртуть, являясь ювенильным элементом и выступая в роли элемента-индикатора кимберлитов [1, 5], в целом не характерна для растительности Якутии, носит локальный характер проявления и может являться «браковочным» критерием на так называемых «спорных» участках, где определено наличие множества положительных признаков существования неизвестных кимберлитовых тел, но их поиски не дали своего положительного результата. В качестве дополнительной информации результаты биогеохимических поисков содержат и экологические характеристики состояния растительности, что имеет непреходящее значение для всех горнодобывающих районов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородин В.А., Бровчук И.Ф., Тимченко В.А. и др. Ртуть и ее формы нахождения в кимберлитах — возможный критерий поисков месторождений алмазов // Геохимические методы поисков рудных месторождений в северных районах Сибири. Якутск, 1979. С. 126—128.
2. Лапаев Г.П., Стрельцов В.Л., Тимченко В.А., Чибисов Н.П. Особенности гипергенной миграции некоторых элементов в ландшафте кимберлитовой трубки // Новости геологии Якутии. Якутск, 1973. С. 131—134.
3. Тимченко В.А. Методические основы геохимических поисков кимберлитовых тел. Автореф. дис. на соиск. кандидата геол.-минер. наук. М., 1978.
4. Ягнышев Б.С. Методическая основа геохимических поисков кимберлитов // Методы геологических исследований при поисках твердых полезных ископаемых в Якутии. Якутск, 1983. С. 96—99.
5. Ягнышев Б.С., Ягнышева Т.А., Авсеенко О.П., Фурсов В.З. Ртуть в минералах кимберлитов и ее поисковое значение // Типоморфные особенности рудных минералов эндогенных образований Якутии. Якутск, 1984. С. 105—109.

Механизм формирования деструктивных зон Верхояно-Колымской орогенной области

М.Р.ФАРБЕР, Л.А.КУЛАГИНА

Объектом исследований послужили разрывные нарушения, широко распространенные на всей территории Верхояно-Колымской орогенной области. Понятие о разломах как самостоятельных структурах появилось сравнительно недавно. Первые попытки выделения крупных дислокаций связаны с именами В.А.Обручева, Э.Зюсса, Г.Шнитке, Г.Клосса и других исследователей. Значительный сдвиг произошел после того, как А.В.Пейве дал определение термину «глубинный разлом», под которым понимались дизъюнктивные поверхности или узкие зоны между крупными подвижными блоками земной коры, характеризующиеся длительностью и многофазностью развития, большой протяженностью, значительной глубиной заложения и связью с формированиями горных пород. Идеи А.В.Пейве отражены в многочисленных работах А.И.Суворова, В.С.Буртмана, А.В.Лукьянова, В.С.Войтовича, С.И.Шермана и др.

В 70-х годах значительную роль в изучении разломов стали играть тектонофизические исследования, позволяющие понять их динамику и кинематику. В 80-е годы исследователей начинают интересовать внутреннее строение разломов как сложно построенных объемных геологических тел. Это было связано с необходимостью решения задач чисто прикладного характера.

Исходя из современных представлений, разломы представляют собой производные двух типов процессов одновременно: 1) отражают длительную историю геологических процессов, преобразований участка земной коры; 2) являются производными физического процесса разрушения земной коры, которые подчиняются определенным физическим законам. Оба этих процесса теснейшим образом связаны между собой и обуславливают друг друга.

Разлом можно оценивать не только как границу между блоками земной коры, но и как «специфическое геологическое тело с определенным стилем структурно-вещественной организации, возникшее в результате линейной деструкции коры» [3]. В тех случаях, когда речь идет о внутренней организации разлома, мы будем использовать понятие «зона динамического влияния разлома» (ЗДВР) [3]. Она определяется механизмом формирования разлома и движения по нему. В пределах ЗДВР горные породы подвергаются механическим (дробление, брекчирование, расщепление), геологическим (изменение физических свойств с глубиной), петрографическим (метаморфизм разных стадий) и структурным (разрывы оперения, приразломная складчатость, будинаж) изменениям.

Границы зоны динамического влияния могут характеризоваться изменением плотности сопутствующих разрывов, снижением интенсивности приразломных деформаций. По определению С.И.Шермана [6], под динамической зоной влияния разлома понимается часть пространства, окружающего разлом во всех трех измерениях, на котором проявляются остаточные и упругие следы деформаций, вызванные формированием разлома и подвижками по нему. Таким образом, серия отдельных сближенных нарушений большой протяженности создает серию областей динамического влияния, которые могут накладываться друг на друга, образуя общую динамическую зону, имеющую общую границу и внутреннее строение, где могут быть выделены участки различной степени деструкции.

Разломы Верхояно-Колымской орогенной области картированы в основном геологическими методами и разделены на четыре категории [2, 4]. К первым трем отнесены генеральные и региональные разломы протяженностью от сотен до тысяч километров. Пример таких разломов — краевые швы, отделяющие Сибирскую платформу от областей мезозой, пограничные разломы, разделяющие Верхояно-Колымскую область и Новосибирско-Чукотскую систему, межблоковые разломы отдельных крупных структурных элементов (горст-антиклинорий, синклинорий, антиклинорий и т.д.). Разломы этих трех категорий по своим признакам отнесены к глубинным.

К четвертой категории относится большое количество локальных разломов [3] длиной от сотен метров до десятков километров, оперяющих или сопутствующих крупным разломам или осложняющих складчатые структуры.

Разломы Верхояно-Колымской орогенной области сформировались и приобрели свой морфологический облик в позднем мезозое в коллизионный этап развития и сгруппированы в системы с различными динамическими условиями образования [4]. Интенсивное широтное сжатие, связанное с условиями коллизии, действующей длительное время, закономерно приводит к разрушению значительных объемов литосферы с возникновением деструктивных зон, являющихся производной совокупного действия складчатости, физико-механических свойств пород и зон динамического влияния разрывных нарушений.

Степень деструкции земной коры определяется интенсивностью разрушения ее трещинами и разноранговыми разломами, что приводит к формированию участков разных различных иерархических уровней. Наиболее низкий уровень деструкции хорошо фиксируется в естественных обнажениях, где можно выделить как «хаотическую» трещиноватость, так и системы трещин. Для выделения деструкционной зоны земной коры (ДЗЗК) того или иного масштабного уровня необходимо задаться степенью деструкции. При этом относительная степень деструкции в обнажениях и на больших площадях оценивается различными единицами измерения.

В результате проведенных исследований на территории Верхояно-Колымской орогенной области выделен ряд деструктивных зон, имеющих следующие различия: степень деструкции; размеры и очертания в плане; ориентировка (рис. 1).

Выделенные деструктивные зоны на территории Верхояно-Колымской орогенной области распространены неравномерно. Их наибольшая концентрация отмечена во внешней части Верхоянского складчато-надвигового пояса вдоль границы с Сибирской платформой, к югу переходящей в деструктивную зону Сетте-Дабана, и ряд отдельных ДЗЗК Южного Верхоянья. Другая полоса ДЗЗК расположена во внешней части Верхоянского складчато-надвигового пояса и приурочена к участку сочленения его Янского сектора с Кулар-Нерским сланцевым поясом и окраинными структурами внутренней зоны Верхояно-Колымской орогенной области — Иньяли-Дебинской и Полуосненской. На остальной площади орогенной зоны деструктивные зоны встречаются в виде отдельных обособленных участков. В целом простираение деструктивных зон подчиняется ориентировке основных тектонических структур, т.к. их формирование

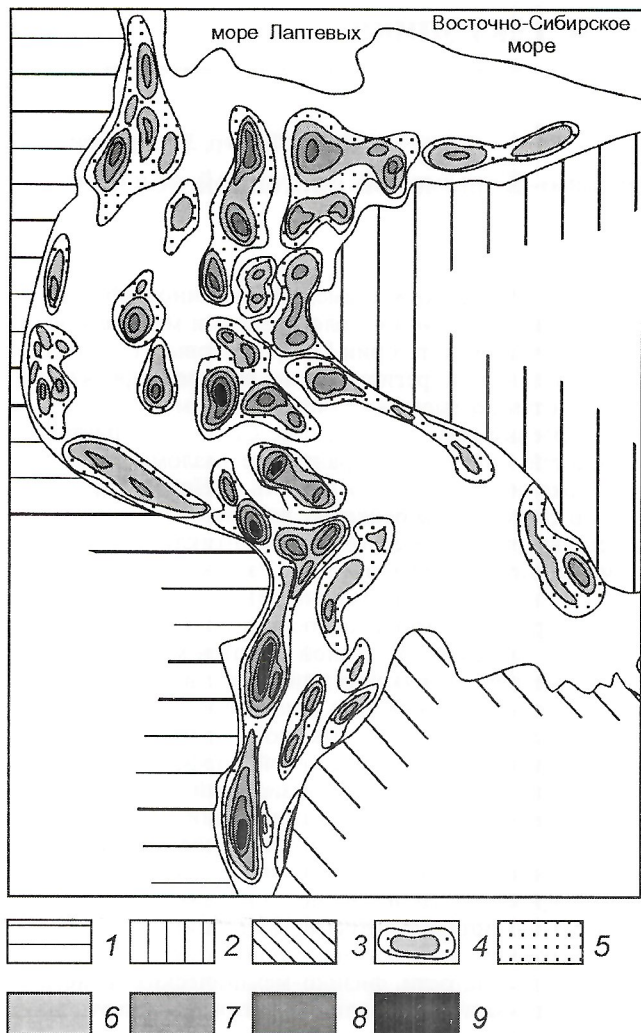


Рис. 1. Деструктивные зоны Верхояно-Колымской орогенной области:

1 — Сибирская платформа; 2 — Колымо-Омолонский супертеррейн; 3 — Охотский террейн; 4 — деструктивные зоны; степень деструкции: 5 — низкая, 6 — средняя, 7 — высокая, 8 — относительно высокая, 9 — весьма высокая

связано с общими геодинамическими процессами, протекающими в поздней юре—мелу при коллизии Северо-Азиатского кратона с Колымо-Омолонским супертеррейном и Охотским террейном [4].

По размерам деструктивные зоны можно разделить на три группы: 1) локальные — длина по простиранию не превышает 10 км; в плане эти зоны уплощенные, вытянутые по простиранию, длина резко преобладает над шириной, или эллипсовидные, с близкими размерами по двум направлениям; 2) региональные — длина по простиранию 10—50 км; в плане округлые или асимметричные; 3) генеральные — длина по простиранию более 50 км; практически целиком охватывают крупную структурную единицу, как например, деструктивная зона Сетте-Дабанского антиклинария или Иньяли-Дебинского синклинория (см. рис. 1).

Внутреннее строение деструктивных зон (степень деструкции) сложное. В целом границы деструктивных зон проведены по низкой степени деструкции. Внутри этого контура выделены зоны средней, высокой, относительно высокой и в редких случаях весьма высокой степеней деструкции. Участки с повышенной степенью деструкции (см. рис. 1) в основном имеют два варианта расположения: симметричное, повторяя контур общей (низкой деструкции); хаотично, образуя как бы несколько полюсов. Еще

одна важная особенность — в отдельных деструктивных зонах отмечена последовательная смена степени деструкции от периферии к центру, что происходит в основном в симметричных зонах. Однако в большинстве зон отмечается несколько участков, где степень деструкции возрастает от периферии к центру. Это характерно для региональных и генеральных по размерам зон.

Как было сказано выше, разломы Верхояно-Колымской орогенной области сформировались и приобрели свой морфологический вид в коллизионный этап развития региона. Однако каждый из них образовывался в различной геодинамической обстановке, что привело к возникновению различных по внутреннему строению ДЗЗК.

Деструктивная неоднородность Верхояно-Колымской орогенной области в целом и отдельных ДЗЗК, на наш взгляд, связана с сочетанием нескольких факторов: различный геодинамический режим, существовавший в отдельных блоках на фоне общего коллизионного этапа; различные физико-механические свойства пород, слагающих орогенную зону и ее отдельные блоки; различные формы складчатости и генетические типы разломов, развитые в разных блоках Верхояно-Колымского орогена. Однако в процессе формирования ДЗЗК наблюдаются и общие характерные черты, связанные с механизмом и последовательностью их становления.

Поскольку ДЗЗК — производные разломов, механизм их формирования следует рассматривать как основную составляющую формирования разломов. При этом вдоль их плоскости создается зона динамического влияния, ширина которой зависит от прилагаемых усилий, физико-механических свойств среды. Внутри зоны динамического воздействия присутствуют многочисленные единичные разрывы различных рангов [5].

Существует два варианта расположения единичных разломов внутри зоны динамического влияния [1]:

1. В центральной части зоны расположены разрывы более низких рангов, чем в краевых частях, и распределение напряжений в полости зоны динамического влияния происходит при отсутствии трещинообразующих дислокаций, связывающих разноранговые трещины (рис. 2, А); в этом случае зона динамического влияния разлома выдержана по мощности.

2. В центральной части зоны динамического влияния расположены разрывы более низких рангов, чем в краевых частях, но они связаны между собой зонами, компенсирующими распределение напряжений равномерно по всей площади (см. рис. 2, Б); в этом случае зона динамического влияния приобретает четко видимый облик с достаточно резким изменением мощности.

Такое строение зон динамического влияния может развигаться как по простиранию, так и по падению разрывных нарушений.

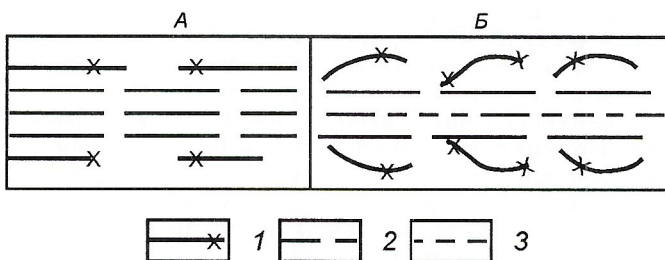


Рис. 2. Зоны динамического влияния разломов:

А — без трещинообразующих дислокаций; Б — с трещинообразующими дислокациями; 1 — граница зоны динамического влияния разлома; 2 — сопутствующие трещины; 3 — трещинообразующие дислокации

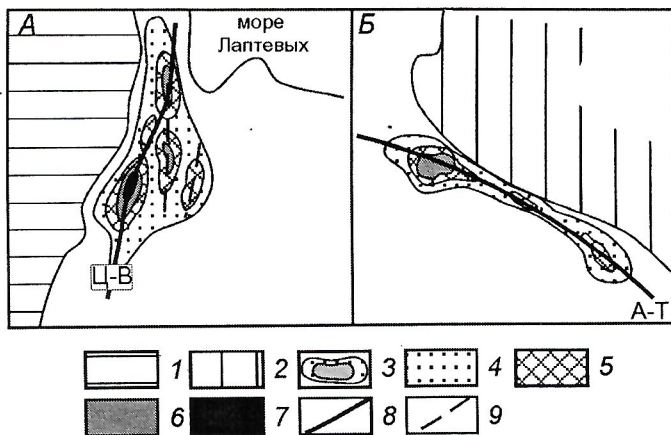


Рис. 3. Примеры деструктивных зон Верхояно-Колымской орогенной области:

А — асимметричная деструктивная зона, сформированная без связующих трещинообразующих дислокаций; Б — симметричная деструктивная зона, сформированная при наличии трещинообразующих дислокаций; 1 — Сибирская платформа; 2 — Колымо-Омолонский супертеррейн; 3 — деструктивная зона; степень деструкции: 4 — низкая, 5 — средняя, 6 — высокая, 7 — относительно высокая; разломы: 8 — региональные (Ц-В — Центрально-Верхоянский, А-Т — Адыча-Тарынский), 9 — сопутствующие и опережающие локальные

В качестве иллюстрации рассмотрим две деструктивные зоны (рис. 3). Деструктивная зона в северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса (см. рис. 3, А) представляет собой асимметричную по очертаниям и неоднородную по внутреннему строению ДЗЗК, внутри которой выделяются пять участков с высокой и средней степенями

деструкции. Данная ДЗЗК приурочена к фрагменту Центрально-Верхоянского разлома, фиксируемого на местности в виде отдельных фрагментов. Ее образование связано с этапами заложения и формирования Центрально-Верхоянского разлома, которое проходило, по-видимому, без трещинообразующих дислокаций, а наличие внутри зоны участков со средней и высокой степенями деструкции объясняется наличием сопутствующих разломов более низких рангов, не связанных между собой.

Деструктивная зона, связанная с формированием Адыча-Тарынского разлома имеет вытянутый облик, обусловленный простиранием разлома. По простираанию ДЗЗК отмечаются три участка со средней и высокой степенями деструкции. Эти участки четко фиксируют положение Адыча-Тарынского разлома, т.к. разноранговые разломы внутри динамической зоны связаны между собой (см. рис. 3, Б).

Рассматриваемые варианты образования ДЗЗК помогают понять механизм движения гидротермальных растворов. По-видимому, разломы, которые их сформировали, являются рудораспределяющими.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билби Б., Эшелби Дж. Дислокации и теория разрушения. Разрушение. — М.: Мир, 1973.
2. Гусев Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской структуры мезозой. — М.: Наука, 1979.
3. Лобацкая Р. М. Структурная зональность разломов. — М.: Недра, 1987.
4. Прокопьев А. В. Структура и эволюция Верхоянского складчато-надвигового пояса (Северо-Восток Азии). Тектоника Азии. — М.: ГЕОС, 1997.
5. Шерман С. И., Борняков С. А., Буддо В. Ю. Рекомендации по оценке ширины зон приразломных структурных изменений. — Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН.
6. Шерман С. И., Семинский К. Ж., Черемных А. В. Деструктивные зоны и разломноблоковые структуры Центральной Азии // Тихоокеанская геология. 1999. № 2. С. 41—53.

УДК 551.24

© И. И. Колодезников, П. П. Петров, И. Ю. Попов, 2003

Особенности строения и состава вулканогенно-осадочных толщ девонско-раннекаменноугольного возраста в Восточно-Хандыгской цепи грабенов Сетте-Дабанской рифтовой зоны

И. И. КОЛОДЕЗНИКОВ, П. П. ПЕТРОВ, И. Ю. ПОПОВ

В современном эрозионном срезе среднепалеозойские осадочно-вулканогенные образования Сетте-Дабанской рифтовой зоны обнажены в пределах Сетте-Дабанского поднятия вдоль восточного обрамления Сибирской платформы [3].

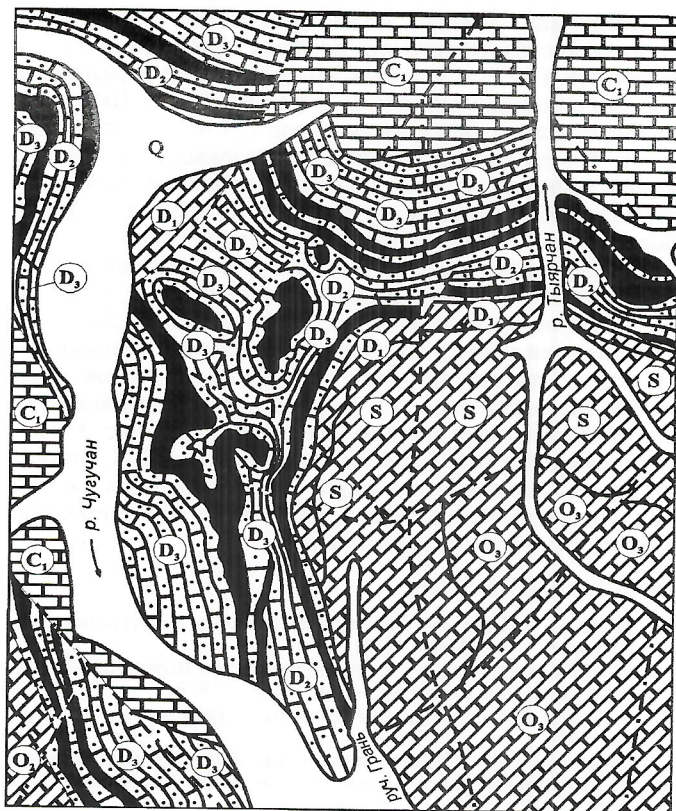
Первые признаки вулканической активности в конце позднего силура связаны с началом инверсионного этапа развития территории будущего заложения рифтовой зоны. Отмечена приуроченность вулканической активности к зоне, пространственно совпадающей с центральной частью Сетте-Дабана. Позднесилурийские вулканические породы представлены туфами, изредка присутствуют маломощные лавовые тела трахибазальтов, трахитов, фонолитов. Химический состав вулканических пород свидетельствует об их калиевой специфике.

Следующая вспышка вулканической активности сопровождается формированием систем грабенов. Образование грабенов начинается с живетского века среднего девона. В пределах рифтовой структуры по характеру осадконакопления и магматизма выделяются три цепи грабенов: Джалканская, Восточно-Хандыгская, Бурхалинская. Наиболее известен в литературе [1, 2, 5] разрез вулканогенно-осадочных толщ девонско-раннекаменноугольного возраста в

бассейне рек Джалкан—Крайний, относящийся к Джалканской цепи грабенов. В то же время отличный от разреза в бассейне рек Джалкан—Крайний вулканогенно-осадочный разрез девонско-раннекаменноугольного возраста в бассейнах рек Менкюле—Восточная Хандыга формировался в иной системе грабенов, которую мы именуем Восточно-Хандыгская. Строение этого типа разреза в литературе не опубликовано.

Фрагменты Восточно-Хандыгской цепи грабенов Сетте-Дабанской рифтовой зоны в современном эрозионном срезе протягиваются от бассейна среднего течения р. Менкюле на юг и юго-восток в бассейн рек Восточная Хандыга и Халыя. Наиболее детально строение вулканогенной части разреза девона нами изучалось в бассейне среднего течения р. Менкюле (см. рисунок) и в бассейне р. Восточная Хандыга. Возраст осадочно-вулканогенной толщи определен на основе достаточного сбора окаменелой фауны в осадочных породах, подстилающих и перекрывающих вулканические пачки.

В бассейне среднего течения р. Менкюле нижнедевонские отложения представлены известняками, доломитизированными известняками с прослоями глинистых сланцев. Мощность толщи достигает 300 м. Залегает нижнеде-



Геологическая схема междуречья Чугучан—Тырячан:

1 — известняки и алевролиты раннекаменноугольного возраста (хамамытская, куранахская, чугучанская свиты); 2 — вулканогенно-осадочные толщи средне-позднедевонского возраста (черное — вулканические пачки); 3 — карбонатные породы ордовикского и силурийского возрастов; 4 — разрывные нарушения

вонские отложения с размывом на доломитах и доломитизированных известняках верхнего силура. На нижнедевонских известняках с размывом залегают среднедевонские отложения. Разрез имеет следующее строение:

Пачка I (средний девон, живетский ярус) «пестроцветная» (70—80 м). В ее составе преобладают терригенные породы — алевролиты и мергели, присутствуют известняки.

Пачка II (средний девон, живетский ярус) вулканогенная. В бассейне руч. Грань эта пачка представлена одним лавовым потоком базальтов. Мощность 20—30 м.

Пачка III (средний девон, живетский ярус) имеет карбонатный состав. Это доломиты серые и розовато-серые, известняки серые. Мощность пачки 200—250 м.

Пачка IV (средний девон, живетский ярус) вулканогенная. Этот уровень вулканизма прослеживается не повсеместно. В обнажениях он обнаружен лишь по левобережью руч. Грань. Представлен одним лавовым потоком базальтов максимальной мощностью около 30 м.

Пачка V (средний девон, живетский ярус) сложена серыми и темно-серыми доломитами и известняками, с поверхности бурыми. Мощность пачки около 200 м.

Пачка VI (верхний девон, франкий ярус) осадочно-вулканогенная. Пачка имеет сложное строение (снизу вверх):

1. Красно-бурые алевролитистые известняки с обилием окаменелых остатков фауны. Мощность пласта красноватого не более 5 м. Красноцветные алевролитистые известняки встречаются не везде.

2. Поток базальтов темно-серых порфировых. В основании потока базальты не содержат миндалин. К кровле ко-

личество миндалин возрастает, базальты приобретают фиолетовый оттенок. Мощность 20 м.

3. Поток базальтов темно-серых с зеленоватым оттенком, порфировых. Миндалин мало, мелкие, заполнены кальцитом и малахитом. Мощность этого потока базальтов установить точно не удастся, т.к. он слагает цепь останков на водоразделе ручьев Грань—Чугучан. В южном направлении мощность лавовых толщ возрастает и достигает первых сотен метров.

4. Доломиты зеленовато-серые, плитчатые, окаменелая фауна. Мощность 5—7 м.

5. Поток базальтов серого цвета, плотных. Мощность 3 м.

6. Известняки серые с обилием остатков окаменелой фауны. Мощность 7 м.

7. Алевролитистые известняки серого цвета, плотные, доломитизированные. Мощность 30 м.

8. Красноцветные алевролитистые известняки с остатками окаменелой фауны. Мощность 2 м.

9. Поток базальтов серых со слабым зеленоватым оттенком. Порода плотная, миндалины мелкие, редкие. Мощность 30 м.

10. Алевролиты и сланцы черного цвета с остатками окаменелой фауны. Мощность 1,5 м.

11. Песчаные известняки серого цвета с поверхности желтые с обилием остатков окаменелой фауны. Мощность 10 м.

12. Доломиты темно-серые, плотные. Мощность 20 м.

13. Красноцветные песчаные известняки. Мощность 2 м.

14. Поток базальтов темно-серого цвета, плотных. Мощность 3 м.

На этом разрез заканчивается, т.к. мы достигли вершины водораздела ручьев Грань—Чугучан. Пачка VI (осадочно-вулканогенная) хорошо прослеживается на довольно значительном расстоянии в бассейнах рек Менкуле и Восточная Хандыга. В бассейне р. Восточная Хандыга среднедевонская вулканогенно-осадочная толща несогласно залегает на доломитах и известняках раннедевонского возраста. На границе несогласия наблюдаются пестроцветные туфо-песчаники, песчаники, конгломераты, известковистые песчаники. Выше по разрезу появляются пласты гипсов и ангидритов с прослоями глинисто-известковистых сланцев.

При микроскопическом изучении базальтов отмечается однообразие их петрографического состава. Если в Джалканской цепи грабенов были порфировые, афировые базальты, гиабазальты, причем среди порфировых базальтов фаменового возраста преобладали разновидности с обилием фенокристаллов пироксена и плагиоклаза (долеритобазальты), то среди базальтов Восточно-Хандыгской цепи грабенов преобладают порфировые базальты.

Раннекаменноугольный вулканизм проявился и в Восточно-Хандыгской цепи грабенов. Раннекаменноугольная вулканогенно-осадочная толща, с размывом залегающая на позднедевонских породах [4], в бассейне р. Халыя имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Конгломераты и гравелиты. Галька силурийских и девонских доломитов, известняков, базальтов. Мощность 5,5 м.

2. Доломиты зеленовато-серые, слабopесчаные, плитчатые и листоватые, горизонтально- и пологоволнисто-слоистые. Мощность 14 м.

3. Доломиты темно-серые и черные, тонкозернистые, массивные и неяснослоистые. В этом слое собраны кораллы раннекаменноугольного возраста. Мощность 7 м.

4. Известняки серые тонкозернистые, тонкослоистые и плитчатые, переходящие в кровле в известковистые интенсивно пиритизированные аргиллиты. В основании наблюдается линзообразный прослой 0,5 м конгломератов с галькой известняков и доломитов. Мощность 5 м.

5. Туфобрекчия, состоящая из обломков миндалекаменных трахибазальтов, гиабазальтов, миндалекаменных базальтов, сцементированных вулканическим материалом, плохо раскристаллизованным, с хорошо видимыми бурыми фьямме, кристаллокластами и миндалинами. Мощность 12 м.

6. Аргиллиты черные слабо окремненные и известковистые с линзами (до 0,8×3 м) темно-серых и черных мелкозернистых массивных известняков. В 2,5 м от основания слоя собраны раннекаменноугольные табуляты. Мощность 30 м.

7. Пачка чередования пластов (5–6 м) черных аргиллитов и тонкопереслаивающихся черных аргиллитов с серыми мелкозернистыми известковистыми песчаниками. Мощность 40 м.

Петрохимические особенности вулканических пород Восточно-Хандыгской цепи грабенов приведены в таблице.

Как видно из имеющихся анализов, базальты принадлежат к умеренно-щелочной калиево-натриевой и натриевой сериям. Вулканические породы раннекаменноугольного возраста представлены не только базальтами, но и трахибазальтами с высоким (6,10%) содержанием калия. Таким образом, для заключительной стадии вулканизма Восточно-Хандыгской цепи грабенов характерно появление магматических пород со значительным содержанием калия.

Сравнивая особенности строения среднедевонско-раннекаменноугольной вулканогенно-осадочной толщи в Восточно-Хандыгской цепи грабенов с изученной ранее [1, 2, 5] аналогичной толщей в Джалканской цепи грабенов, можно сделать следующие выводы. Прежде всего, эти толщи объединяют возрастная синхронность начала и завершения проявления вулканизма и общая тенденция в эволюции состава продуктов вулканизма. В обеих структурах активизация вулканизма начинается в живетское время среднего девона и завершается в раннем карбоне. Общая эволюция состава продуктов вулканизма идет в сторону повышения щелочности с проявлением калиевых щелочных вулканических пород в раннем карбоне.

В то же время наблюдается отличие в особенностях проявления вулканизма и характере осадконакопления. В целом масштабы проявления вулканизма в Восточно-Хандыгской цепи грабенов уступают масштабам проявления вулканизма в Джалканской цепи грабенов. В фаменское время в Восточно-Хандыгской цепи грабенов вулканизм не проявился, чем она и отличается от Джалканской. Общая мощность отложений девонско-раннекаменноугольного возраста в Восточно-Хандыгской цепи грабенов уступает мощности таковых в Джалканской цепи грабенов. В осадках Восточно-Хандыгской цепи грабенов содержится больше терригенного материала и присутствуют значительные по мощности пласты гипсов.

Средний химический состав (в %) вулканических пород Восточно-Хандыгской цепи грабенов Сетте-Дабанской рифтовой зоны

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46,05	49,47	45,84	45,82	45,88	54,52
TiO ₂	3,48	2	2,03	1,88	2,08	1,61
Al ₂ O ₃	12,84	14,88	13,45	13,62	14,8	14,64
Fe ₂ O ₃	5,25	6,94	2,87	4,17	0,82	1,62
FeO	10,36	3,86	10,85	9,01	12,96	10,38
MnO	0,15	0,14	0,12	0,11	0,07	0,02
MgO	4,99	7,28	8,4	8,05	7,86	4,94
CaO	6,4	6,25	7,5	8,23	3,12	1,27
Na ₂ O	2,8	3,64	3,32	2,01	2,26	0,95
K ₂ O	1,48	2,41	0,39	1,17	1,73	6,1
N	12	8	6	14	2	4

Примечание: 1 — умеренно-щелочные калиево-натриевые базальты, средний девон, живетский ярус, р.Менкюле; 2 — умеренно-щелочные калиево-натриевые базальты, фаменский ярус, р.Менкюле; 3 — умеренно-щелочные натриевые базальты, поздний девон, франский ярус, р.Восточная Хандыга; 4 — умеренно-щелочные калиево-натриевые базальты, поздний девон, франский ярус, р.Восточная Хандыга; 5 — умеренно-щелочные калиево-натриевые базальты, ранний карбон, р.Халыя; 6 — туфобрекчия, ранний карбон, р.Халыя.

Если учесть, что географически Восточно-Хандыгская цепь грабенов расположена юго-восточнее Джалканской, как бы углубляясь в тело Сибирской платформы, то особенности состава и объема выполняющих ее осадков можно объяснить отмеченной нами [2] ранее общей тенденцией затухания Сетте-Дабанской рифтовой зоны в южном направлении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булгакова М.Д., Кокшарская К.Б., Колодезников И.И., Левашов К.К. Стратотипический разрез джалканской серии хребта Сетте-Дабан // Стратиграфия, палеонтология и литология осадочных формаций Якутии. Якутск, 1975. С. 9–35.
2. Булгакова М.Д., Колодезников И.И. Среднепалеозойский рифтогенез на Северо-Востоке СССР: Осадконакопление и вулканизм. — М.: Наука, 1990.
3. Левашов К.К. Среднепалеозойская рифтовая система востока Сибирской платформы // Советская геология. 1975. № 10. С. 64–76.
4. Старников А.И., Хайзникова К.Б. Раннекаменноугольные базальты хребта Сетте-Дабан // Геология и геофизика. 1985. № 10. С. 19–24.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.

Кратонизация в складчатых мезозоидах Индигиро-Колымского региона

В.М.МИШНИН, В.Н.РУКОВИЧ

Понятие «мезозоиды» обязано своим происхождением методу тектонического районирования по эпохе завершающей складчатости. Наиболее последовательно этот метод реализован при составлении «Тектонической карты Евразии» масштаба 1: 5 000 000 под редакцией А.Л.Яншина. И, тем не менее, даже дополнительное привлечение фактора узловых событий (накопление моласс, ареальный гранитоидный магматизм, орогенез и др.) не раскрывает в полной мере внутреннего содержания мезозоид Северо-Востока Азии: не ясно, что находится под осадочными толщами складчатого комплекса, на каком тектоническом основании заложены мезозоиды и каким образом их развитие зависело от эволюции структур основания? Почему в регионе наблюдается сочетание линейных зон интенсивной складчатости с обширными изометричными ареалами, в пределах которых мезозойская складчатость почти не проявлена или проявлена очень слабо? Почему по особенностям развития данная территория относится в равной степени не только к складчатой области, но и подвижной платформе?

Существенно разъясняет ситуацию введенное Ю.А.Косыгиным [7] уточнение — Верхояно-Колымская эпикратонная складчатая область. Используя его, мы понимаем, что под складчатыми толщами верхоянского комплекса находится, по всей вероятности, такой же кристаллический дорифейский фундамент (кратон), как и на соседней Сибирской платформе. Однако и это уточнение недостаточно, оно лишь указывает на тип основания (возле кратона, на кратоне), но не сообщает, сколько раз, когда и с какой интенсивностью кратонный режим зарождался в регионе и оказывал влияние на развитие более молодых тектонических комплексов. Поэтому необходимо еще раз обратиться к анализу основополагающих понятий тектоники континентов — «кратон» и «кратонизация».

Изначальная неопределенность использования такого, казалось бы, очень простого термина «кратон» связана с тем, что в геологический обиход его в виде прототипа «кратоген» ввел Л.Кобер [3] в региональном аспекте, а для тектонического анализа коры материков использовал Г.Штилле [19] — в надрегиональном аспекте. По Л.Коберу, геологически жесткие, несминаемые в складки, изометричные «кратогены» в совокупности с линейными и реологически пластичными «орогенами» образуют динамопару. Под встречным сжимающим влиянием кратогенов в орогенах зарождалась складчатость, которая затем, по мере развития дислокационных процессов, мигрировала в форланды (передовые опускания) соседних кратогенов. Поскольку взаимодействие названных элементов динамопары происходило внутри конкретных складчатых областей, то из определения Л.Кобера следует, что «кратогены» и «орогены» — структурные единицы регионального ранга, поэтому размер поперечника кратогена не мог превышать первые сотни километров, что и подтверждается хорошо известным правилом Клифорда.

Совершенно в другом объеме использовал понятие «кратоген» Г.Штилле. Во-первых, он отделил его от сопряженного понятия «ороген». Во-вторых, редуцировал до написания «кратон» (греч. — крепость). Новое понятие включает не только крупные части континентов, но и прилегающие к ним столь же обширные части океанического шельфа. В дальнейшем Г.Штилле предлагал понимать под кратонами крупные, сопоставимые с древними платформами массивы континентальной коры, не способные к новым складчатым деформациям.

Применительно к восточному складчатому обрамлению Сибирской платформы понятие «кратон» в надрегиональ-

ном аспекте использовали Ю.А.Косыгин, А.А.Николаевский, К.Б.Мокшанцев, Л.М.Парфенов. Развивая это направление, Ю.А.Косыгин [7] выделил Северо-Азиатский кратон (САК), охватывавший в докембрии не только Сибирскую платформу, но и значительную часть Верхояно-Чукотской складчатой области, включая выходы метаморфических пород на дальних полуостровах (Чукотка и Камчатка). В 80-е годы XX в. эта идея была редуцирована: восточное ограничение САК стало проводиться по Адыча-Тарынскому разлому, к востоку от которого располагалась уже не классическая складчатая область, а лишь коллаж из террейнов, аккретированных из еще более восточных регионов [10]. По правилу приоритета подобного двойного истолкования в большом (по Ю.А.Косыгину) и малом (по Л.М.Парфенову) одного и того же понятия быть не должно.

По данным Ю.А.Косыгина, в рифее на востоке Северо-Азиатского кратона заложилась эпикратонная геосинклинальная область, которая в последующем, в связи с развитием планетарного Тихоокеанского подвижного пояса, причленилась к мезозоидам периокеанического кольца. По схеме А.А.Николаевского [9], учитывающей расположение региональных аномалий поля силы тяжести, примерно две трети площади консолидированного основания этой области занято архейским кристаллическим субстратом и лишь около одной трети — линейными раннепротерозойскими поясами, подобными тому, который в дорифейский этап отделял на Сибирской платформе Анабарскую глыбу от Алданской.

В работе А.А.Николаевского сделан принципиальный в методическом отношении шаг в сторону использования определяющих положений не только надрегионального (на уровне Северо-Азиатского кратона), но и регионального направлений тектоники кратонов (на уровне внутренних элементов архейских глыб). В совокупности эти элементы образуют базальную тектоническую решетку. Внутреннее пространство структурных ячеек такой решетки заполнено архейскими кратонами, а их внешние стенки заняты подвижными поясами дорифейской консолидации.

На примере работы А.А.Николаевского мы видим, что региональное направление использования понятия «кратон», заложенное Л.Кобером, вновь получило подтверждение, но уже на более высоком уровне геолого-геофизической изученности внутреннего строения коры материков. Наиболее мощный импульс для возрождения учения Л.Кобера дало целенаправленное изучение глубинных условий локализации алмазоносных кимберлитов в контурах древних платформ. Ведущие горнорудные компании мира в качестве приоритетного вида исследований избрали глубинное изучение ядер консолидации в фундаментах древних платформ, в т.ч. и таким дорогостоящим методом, как сейсмическая томография. Итогом этих исследований явилась разработка «правила Клифорда»: высокоалмазоносные кимберлиты локализованы внутри архейских кратонов, а не алмазоносные и слабоалмазоносные кимберлиты — в межкратонных поясах и зонах.

А.В.Синицин [11] обобщил данные о строении архейских кратонов и разделяющих их поясов по всем материкам мира, включая Антарктиду. На Северо-Востоке России им оконтурены Хромский, Омолонский, Охотский, Буреинский и другие архейские кратоны (всего 14). На территории Верхояно-Колымской области авторами по результатам интерпретации аномалий поля силы тяжести оконтурены: Нижне-Янский, Томпо-Адычанский, Оймяконо-Охотский,

Индиго-Колымский и Омолонский кратоны. Все они выражены слабopоложительными остаточными аномалиями, на что обратил внимание еще А.А.Николаевский. Межкратонные пояса, продольные и поперечные, отражены в виде полосовых или линейных минимумов. Поперечные имеют субширотное простирание и в западном направлении постепенно замещаются межкратонными поясами фундамента Сибирской платформы.

Приведенные примеры свидетельствуют о правомочности использования понятия «кратон» в региональном аспекте, когда сам кратон фигурирует в качестве исходного «кирпичика» (рангового элемента структуры), который сквозным образом участвует в строении кристаллического фундамента всей материковой коры, независимо от того, где находится эта кора — в пределах древней платформы или в соседней с ней эпикратонной складчатой области. Учитывая глубокое (на 200—250 км и более) проникновение корней кратонов в литосферную мантию, их тектоническую стационарность и изотропность, австралийский геофизик Ф.Стейси [13] отождествил архейские кратоны с элементарными структурными ячейками литосферы континентов.

Главным фактором, регламентировавшим поляризацию земной коры на кратоны и межкратонные пояса и унаследованность металлогенической специализации этих таксонов, являлись эпохи кратонизации. Они в планетарном масштабе консолидировали кору материков на всю ее мощность и могли прерывать предшествующие местные тектономагматические циклы на любой стадии его развития, формируя тем самым новые независимые периоды тектономегахроны (по Г.Штилле) и рудогенеза. Понятие «кратонизация» введено А.А.Богдановым по проявлению в фундаменте Балтийского щита особого тектонического режима. По консолидирующим следствиям этот режим отождествлен с готской эпохой диастрофизма, превратившей Балтийский щит в полностью консолидированное сооружение и далеко превосходящей по показателю консолидации ридовые области завершённой складчатости.

В.Е.Хаин [16] поддержал это направление и предложил считать показателями кратонизации: мощное накопление молассовых красноцветных толщ; ареальное внедрение гранитов рапакиви; широкое распространение наземных кислых вулканитов, среди которых преобладали риолиты калиевой линии, а также заложение вулканоплутонических поясов. Он отмечал, что в фундаментах Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ могут быть выделены изометричные и угловатые архейские глыбы и разделяющие их линейные пояса ландсфордской (1750—1650 млн.лет), готской (1400—1300 млн.лет) и гренвиллской (около 1000 млн.лет) складчатостей.

Наиболее последовательно проблема кратонизации освещена в специальном цикле работ Ч.Б.Борукаева [1, 2]. Развивая идеи Г.Штилле и используя в качестве реперных рубежей индикаторные комплексы эпохи саамской (3500 ± 350 млн.лет), алгомской (1750 ± 150 млн.лет), герцинской (300 ± 50 млн.лет) кратонизаций, он тем самым разделил тектоническую историю Земли на протогей, дейтерогей, неогей и эпинеогей.

В системе мезозой-Верхояно-Чукотской области комплекс саамской кратонизации может быть выделен на Омолонском и Охотском кристаллических массивах в виде абиссолитов, мигматит-плутонов с гранат-пироксеновыми, гнейсо-чарнокитовым и гнейсо-эндербитовым заполнением. Эти образования можно сопоставлять по морфологии тел и их составу с алданским комплексом восточной части Алданского щита (абсолютный возраст по Pb-Pb методу $2720-3570 \pm 60$ млн.лет; Sm-Nd $3450 \pm 50-3460 \pm 16$ млн.лет, по Г.В.Бирюлькину). На Охотском массиве комплекс кратонизации ареально наложен на гранулитовые толщ одноименного метаморфического комп-

лекса (по Г.А.Гринбергу [4]) с абсолютными датировками 4100—3300 млн.лет [5].

Комплекс алгомской кратонизации достоверно установлен в Южном Верхоянье. На Верхне-Майском выступе он локализован среди биотитовых серых гнейсов архея. В зоне Билякчанского глубинного разлома этот комплекс представлен одноименной вулканогенно-осадочной серией мощностью около 4000 м [6]. Раннепротерозойский возраст билякчанской серии подтверждается радиологическими датировками пород элгэтейской свиты (1615—1840 млн.лет). Кроме того, в доэлгэтейское время по зоне Билякчанского разлома произошло внедрение габбро-гранофилов (1930 млн.лет) — аналогов Учурского массива Алданского щита, а в постэлгэтейское время — штоков щелочных гранитоидов (1600—1770 млн.лет) — аналогов вулканского комплекса Алданского щита.

По мнению Ч.Б.Борукаева [2], кислые магматические образования Билякчанского грабена через вулканоплутонические ассоциации Улканского грабена структурно связаны с субэквентными наземными вулканами Ахитканского пояса Восточного Забайкалья. Таким образом, в алгомскую эпоху на востоке Азиатского континента был повторно кратонизирован фрагмент сиалической коры протяженностью более 2000 км — от Охотского массива до Восточно-Забайкальского свода.

Во внутренней части Верхояно-Колымской области комплекс алгомской кратонизации представлен красноцветными трахириолитами и риолитами (Селенняхский кряж, Алазейское и Приколымское поднятия) — аналогами маймаканского комплекса Алданского щита. К.Б.Мокшанцевым [17] эти образования выделены в качестве самостоятельного верхнего протоорогенного этажа кристаллического основания мезозой, что указывает на исключительно широкое развитие процесса алгомской кратонизации.

Комплекс герцинской кратонизации в вулканоплутоническом варианте установлен в Южном Верхоянье (матийская серия), на Охотском и Омолонском массивах, а в интрузивном варианте — на Приколымском и Алазейском поднятиях (Казаченский, Каменский, Кыллахский и другие, близкие по эпохе внедрения, гранитоидные массивы).

Вулканитам матийской серии комагматичны Мастахский, Верхне-Майский и другие массивы гранитоидов. Рассматриваемую вулканоплутоническую ассоциацию вместе с красноцветными песчано-конгломератовыми толщами раннего карбона В.И.Коростелев [6] относит к орогенным образованиям, завершающим среднепалеозойский тектонический цикл, что не противоречит концепции герцинской кратонизации, а лишь дополняет и усиливает ее.

На Охотском и Омолонском массивах также в большом объеме закартированы кислые наземные вулканиты среднего палеозоя. Они объединены в кедонскую серию (D_3-C_1), которая образует самостоятельный Охотско-Омолонский вулканический пояс шириной от 30 до 120 км и протяженностью более 1000 км. Боковые сателиты пояса известны также на Приколымском и Алазейском поднятиях и в Олойском прогибе, где они представлены полями кислых наземных вулканитов и красноцветных терригенных толщ молассоидного облика.

Таким образом, изложенное свидетельствует, что в мезозойдах территории исследований имеет место мозаичное сочетание структур платформенного и геосинклинального классов, изначально нормированное делением ее кристаллического основания на стабильные архейские кратоны и межкратонные раннепротерозойские подвижные пояса, трижды закрепленные процессами саамской, алгомской и герцинской кратонизаций. Эпохи кратонизации были одновременно и главными металлогеническими эпохами [2]. Особо богатой по видам полезных ископаемых и масштабу их распространения была герцинская эпоха. Этот вывод подтверждается открытием в контуре

Охотско-Омолонского вулканоплутонического пояса в девонских вулканитах крупного золоторудного (с серебром и теллуром) месторождения Кубака.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борукаев Ч.Б. Схема общей периодизации тектонической истории Земли // Геология и геофизика. 1977. № 12.
2. Борукаев Ч.Б. Кратонизация // Геология и геофизика. 1983. № 7.
3. Геологический словарь. — М.: Недра, 1973. Т. 1.
4. Гринберг Г.А. Докембрий Охотского массива. — М.: Наука, 1968.
5. Корольков В.Г., Рудник В.А., Собатович Э.В. О позднеархейском—раннеархейском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива // Докл. АН СССР. 1974. 219. № 6.
6. Коростелев В.И. Некоторые вопросы тектоники и магматизма зоны сочленения Южно-Верхоянского синклинория и Алданского щита // Тектоно-магматические и металлогенические проблемы Якутии. Якутск, 1987.
7. Косыгин Ю.А. Развитие Сибирской платформы в докембрии // Геология и геофизика. 1962. № 7.
8. Мишин В.М. Геолого-геофизические доказательства и стационарности тектонической структуры Сибирской платформы и прилегающего сектора Верхоянских мезозойских: «Птоломей или Коперник» // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия). Т. 1. Региональная геология. Якутск, 1997.
9. Николаевский А.А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. — М.: Наука, 1968.
10. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 6.
11. Силин А.В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. — Л.: Недра, 1990.
12. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. — М.: Недра, 1965.
13. Стейси Ф. Физика Земли. — М.: Мир, 1972.
14. Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии масштаба 1:5 000 000. — М.: Наука, 1966.
15. Тектоника Якутии / К.Б. Мокшанцев, Г.С. Гусев и др. — Новосибирск: Наука, 1975.
16. Хаин В.Е. Общая геотектоника. — М.: Недра, 1964.
17. Шейнман Ю.М. Платформы, складчатый пояс и развитие структур Земли // Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1964. Вып. 49.
18. Шпетный А.П. Палеозойский магматизм и его значение в истории развития мезозойского Северо-Востока СССР // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1975. Ч. 2.
19. Штилле Г. Избранные труды. — М.: Мир, 1964.

УДК.551.81/88

© А.В.Рукович, 2003

История формирования индских отложений восточной части Вилуйской синеклизы и прилегающих районов Предверхоянского прогиба

А.В.РУКОВИЧ

В раннем триасе бассейн осадконакопления преимущественно представлял собой мелководное заливообразное море, которое открывалось в районе Верхоянского мегантиклинория в Палеоверхоянский океан [7, 8]. Этот седиментационный бассейн в триасе сохранял заливообразную форму и размеры, которые существовали в поздней перми.

Неджелиинское время (ранний инд). В первую половину индского века формировались отложения неджелиинской свиты. Морской бассейн граничил с сушей, которая на юге и юго-западе оставалась в течение всего индского времени относительно приподнятой и представляла собой область сноса обломочного материала. Заливообразное море, образовавшееся в Вилуйской впадине, очевидно, было несколько опреснено за счет поступления пресных вод с континента (см. рисунок, А). На большей части территории формировались преимущественно алевритоглинистые, часто туфовые отложения, которые по фациальному облику соответствуют осадкам мелководных и средних зон шельфа. Существует также мнение [4], что основная масса глинистого вещества возникла при гальмиролизе тонкого основного вулканогенного материала. Опресненность вод и вулканическая деятельность обусловили крайнюю бедность органического мира в этом заливообразном раннеиндском морском бассейне. Известны редкие находки раннетриасовых конхострак и отпечатки раннетриасовых растений. Лишь в районе современного западного склона Верхоянья в этом стратиграфическом интервале появляется нормальная морская фауна в очень ограниченном количестве.

В раннем триасе на территории запада Сибирской платформы произошла исключительно интенсивная вспышка вулканизма, которая сопровождалась массовым излиянием основных лав (Тунгусская синеклиза) и выбросом колоссальных масс пеплового материала. Синхронно с этой вспышкой на территории синеклизы и в Верхоянском мегантиклинории также проявился вулканизм, который сопровождался излияниями лав основного состава и выбросом пеплового материала [3, 5]. В районе Неджелиинской и

Южно-Неджелиинской площадей скважинами вскрыты пласты эффузивных миндалекаменных диабазов [9]. Пластовые тела диабазов, несомненно, являются эффузивами, на что указывают офитовая структура и шаровая отдельность, а так же то, что они пространственно связаны с разнообразными вулканогенно-осадочными породами аналогичного петрографического и петрохимического составов. Помимо этого, в данном стратиграфическом интервале на площади проявления диабазов встречаются туфы, характерные для околожерловых фаций [5]. Излияние данных эффузивов происходило в подводной обстановке, о чем свидетельствуют шаровая отдельность лав и ассоциация их с морскими осадками. Такую же отдельность имеют раннетриасовые эффузивы в обнажениях на территории современного Приверхоянского прогиба. В центре Вилуйской синеклизы в алевритоглинистых породах неджелиинской свиты встречается прерывистая вихревая слоистость, образовавшаяся в результате колебаний дна и придонной водной массы, которые были вызваны подземными толчками, связанными с вулканической деятельностью. Это вполне увязывается с достаточно интенсивными проявлениями вулканизма. В нижней части свиты в туфопесчаниках и туфоалевролитах часто встречаются грубые текстуры подводно-оползневого происхождения. На южном борту Вилуйской синеклизы (Байская скважина) в породах неджелиинской свиты такой слоистости не наблюдается, напротив, в глинистых и алевритовых породах темной, почти черной окраски южного борта развита преимущественно тонкая горизонтальная слоистость с включениями обугленного растительного детрита, что свидетельствует о более спокойной тектонической обстановке осадконакопления и близости береговой линии. Снос песчаного и мелкогалечного терригенного материала преимущественно шел с южной и юго-западной частей бассейна. Мощность отложений закономерно возрастает от бортов к центральной части синеклизы. Параллельно с увеличением мощности сокращается процентное содержание грубого материала, составляющая которого в центральной части

Вилуйского бассейна значительно ниже, чем в южных прибортовых частях.

В центральной ветви Предверхоянского прогиба неджелинская свита пройдена бурением на Китчанской и Усть-Вилуйской площадях. Здесь по геофизическим данным, составу пород и мощности неджелинская свита близка к разрезам свиты в центральных районах Вилуйской синеклизы. В Менгере-Бегиджанском междуречье и в Алданской ветви Приверхоянского прогиба мощность неджелинской свиты резко сокращается и представлена маломощной пачкой алевритоглинистых пород. Для разрезов неджелинской свиты, приуроченных к Алданской ветви Предверхоянского прогиба, характерно присутствие диабазов в нижней части. Так, в бассейне р. Келе (руч. Тенкече) неджелинская свита представлена пачкой алевритоглинистых пород мощностью менее 10 м и пластом эффузивных миндалекаменных диабазов мощностью около 20 м. Южнее, в бассейне р. Илин-Делинныя, мощность свиты также не превышает 15 м [3], а на платформенном крыле прогиба в Ивановской скважине не превышает 52 м [9]. Наряду с этим, на территории Бараинского антиклинория в породах свиты выделены три пласта эффузивных диабазов: 26 м от подошвы, 14,5 и 13 м от кровли мощностью от 9 до 0,3 м.

Для пород неджелинской свиты как в Вилуйской синеклизе, так и в Предверхоянском прогибе характерна пестроцветная окраска: зеленая, зеленовато-серая, красно-бурая, серая и темно-серая, у аргиллитов иногда почти черная. Черную окраску вслед за А.В. Вихертом [3] И.И. Тучков [10] связывает с существованием в раннетриасовое время аридного климата. Следствием аридного климата обычно является «свежесть» — неизменность материнского терригенного материала осадков, которая обеспечивает широкое развитие аутигенного минералообразования. Исключение составляют вулканогенные осадки, поскольку вне зависимости от климата туфо-тефроидный материал поступает в осадки практически неизменным, чем и стимулируется интенсивное минералообразование уже на ранней стадии диагенеза, а его основной состав обеспечивает повышенные содержания ряда элементов: высокие концентрации титана, алюминия, железа и т.д. [4]. Красноцветность и зеленоцветность осадков нижнего триаса в изученных регионах объясняются соотношением двух- и трехвалентного железа. При этом, как отмечал В.Ю. Ивенсен [4], в неджелинской свите зеленоцветная окраска преимущественно приурочена к песчаным породам, а бурая и красно-бурая чаще всего наблюдаются у глинистых пород. Получается, что красноцветные глинистые осадки раннего триаса накапливались в условиях мелководного моря пониженной солености, а зеленоцветные песчаные — более мелководного, возможно, прибрежно-морского и даже аллювиально-дельтового происхождения. Объяснить такое противоречивое распределение окраски наличием аридного климата весьма затруднительно. Проще это объясняется валентностью железа при вхождении его в состав решетки глинистых минералов. Трехвалентное железо преимущественно входит в состав высокожелезистых диоктаэдрических монтмориллонитов, которыми сложены глинистые породы раннего триаса [4], а двухвалентное железо присутствует в железистых хлоритах, доля которых в цементе песчаных пород раннего триаса весьма высока. Таким образом, интенсивная пестроцветная окраска пород обусловлена высоким содержанием железа (значительно выше кларка для соответствующих осадочных пород) и его валентностью. Двукратное преобладание железа одной валентности над другой однозначно увязывается с красной или зеленой окраской.

Таганджинское время (поздний инд). С этим временем связано накопление таганджинской и нижней и средней частей люксюгунской свит. Образование осадков происхо-

дило почти в тех же границах, что и в раннем инде. Вместе с тем, привнос терригенного материала в бассейн резко активизировался (см. рисунок, Б).

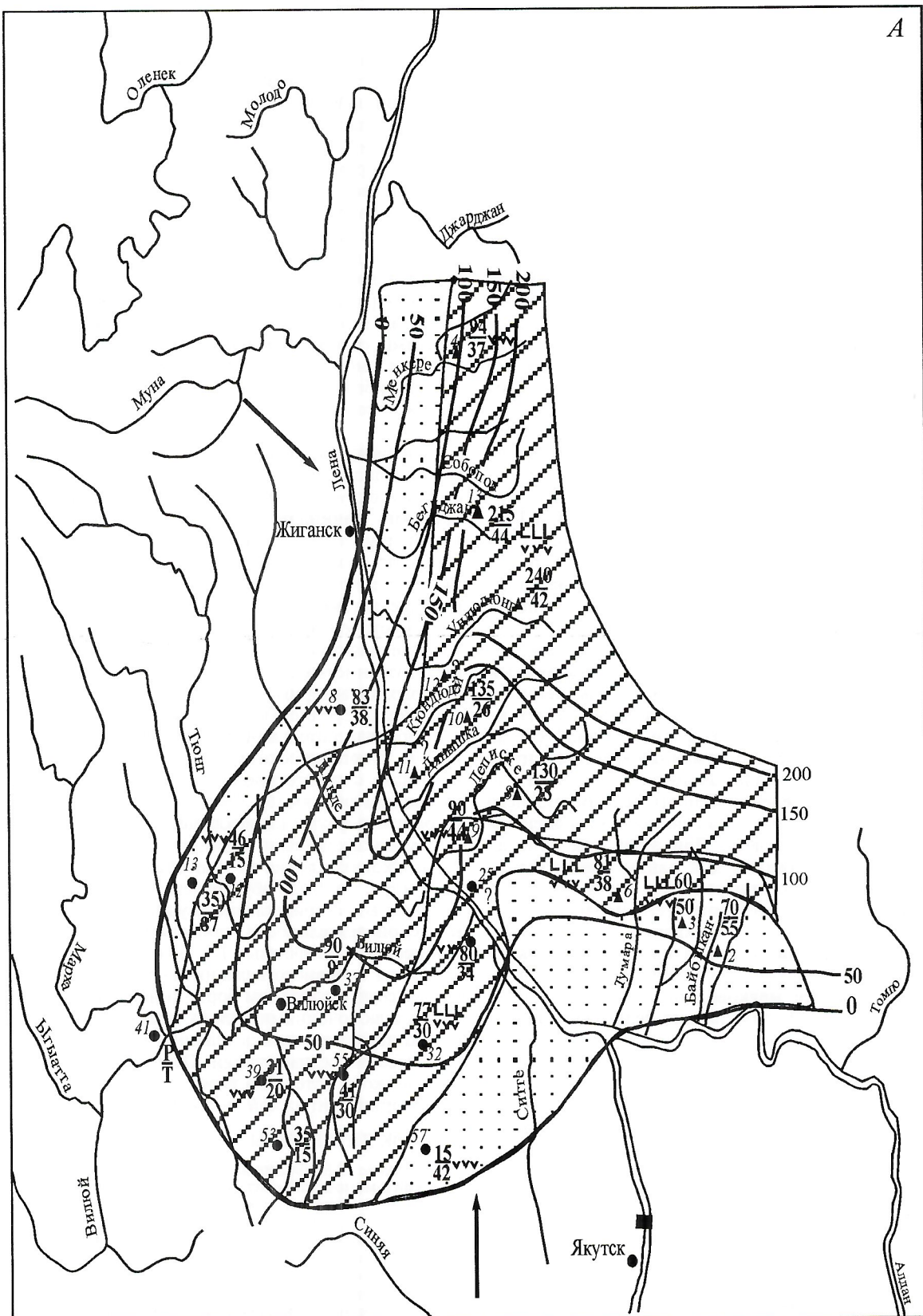
На территории Вилуйской части бассейна, занимавшего в фациальном ряду крайнее приближенное к источникам сноса положение, накапливались преимущественно песчаные отложения мелководного шельфа [6]. Наиболее интенсивный привнос терригенного материала осуществлялся с юга. Этим объясняется формирование в южной части Вилуйского морского бассейна многочисленных мощных пластов и пачек внутриформационных конгломератобрекчий. Присутствие в них глинистого щебня — результат морской абразии и неоднократного перемыва уже сформировавшихся глинистых толщ. Можно предположить, что в южной части Вилуйского залива существовал небольшой архипелаг, состоящий из невысоких островов (выступов дельты) или вообще подводных поднятий, которые подвергались морской абразии. Среди обломков в конгломератобрекчиях присутствуют мергели, что связано с речной эрозией прилегающей суши, сложенной карбонатными отложениями нижнего палеозоя, и переносом кальция в морской бассейн. К этому процессу причастна и волноприбойная деятельность моря, которая также приводила к интенсивному разрушению береговых карбонатных толщ.

В периоды ослабления эрозионных процессов в областях денудации или при перемещении береговой линии в сторону окружающего континента в седиментационном бассейне начинали накапливаться алевритоглинистые пачки, в частности, пестроцветная глинисто-алевритовая пачка (до 40 м), экранирующая залежи горизонта T_1-X , а также глинистые покрывки меньшей мощности, экранирующие залежи пластов T_1-B и T_1-V на Средне-Тюнгском месторождении. С этими же породами связано образование пластов хорошо отсортированных песчаников и крупнозернистых алевролитов таганджинской свиты, для которых характерны крупные залежи газа на Средне-Вилуйском и Средне-Тюнгском месторождениях.

В породах таганджинской свиты отношения пиритного железа к органическому углероду (0—0,6) изменяются в пределах, соответствующих пресноводным и солоновато-водным фациям [6]. Это и полное отсутствие каких-либо остатков фауны (за исключением конхострак) позволяет сделать заключение о том, что солевой режим в бассейне осадконакопления не способствовал развитию животного мира, что было обусловлено как большим привносом пресных вод с прилегающей суши, так и влиянием вулканической деятельности, продолжавшейся на территории Сибирской платформы. По данным З.Е. Барановой [11], продукты основного вулканизма присутствуют в скважинах на северо-западном борту синеклизы в виде прослоев туфов с включениями мелких вулканических бомб, которые концентрировались главным образом в краевых частях бассейна седиментации. Основные источники пирокластического материала вероятнее всего располагались на территории Тунгусской синеклизы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранова З.Е. Фациальная взаимозамещаемость таганджинской и мономской свит нижнего триаса Вилуйской синеклизы // Био- и литостратиграфия мезозоя нефтегазоносных районов СССР. Л., 1990. С. 14—25.
2. Булгакова М.Д., Коробицын А.В., Семенов В.П., Ивенсен В.Ю. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхоянья (палеозой и нижний мезозой). — Новосибирск: Наука, 1976.
3. Вихерт А.В. Осадочные формации Западно-Верхоянского антиклинория и прилегающих территорий. — М.: Наука, 1960.
4. Ивенсен В.Ю., Ивенсен Г.В. Глинистые минералы вулканогенно-осадочных отложений раннего триаса Лено-Вилуйской нефтегазоносной провинции. — Якутск, 1975.
5. Ивенсен В.Ю. Триасовый вулканизм на территории Вилуйско-Верхоянского палеобассейна // Региональная геология Якутии. Якутск, 1995. С. 143—149.



- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|----|--|----|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|----|
| | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | 7 | | 8 | | 9 | | 10 |
| | 11 | | 12 | | | | | | | | | | | | | | | | |

6. Казаков А.М. Фациально-генетическая модель и литостратиграфия нижнетриасовых отложений Вилуйской синеклизы и Западного Верхоянья // *Верхний палеозой и триас Сибири*. Новосибирск, 1989. С. 49—57.
7. Сафронов А.Ф. Историко-генетический анализ процессов нефтегазообразования. — Якутск: Издательство ЯНЦ, 1992.
8. Сластенов Ю.Л. Геологическое развитие Вилуйской синеклизы и Приверхоянского прогиба в позднем палеозое и мезозое // *Минералогия, тектоника и стратиграфия складчатых районов Якутии*. Якутск, 1986. С. 107—115.
9. Сластенов Ю.Л., Королева Р.В., Алексеев Н.Н. Литология и экранирующие свойства глинистых горизонтов в разрезе мезозоя Лено-Вилуйской НГО // *Литология и геохимия осадочных толщ Якутии*. Новосибирск, 1975. С. 3—13.
10. Тучков И.И. Палеогеография и история развития Якутии в позднем палеозое и мезозое. — М.: Наука, 1973.

УДК 551.243

© П.С.Дмитриев, М.Ф.Третьяков, 2003

Неотектонический рельеф верхнего течения р.Мома (Момский рифт)

П.С.ДМИТРИЕВ, М.Ф.ТРЕТЬЯКОВ

Момская рифтовая зона находится на северо-востоке Республики Саха (Якутия) и расположена в горной системе Черского. Она состоит из линейно вытянутых в северо-западном направлении Момского, Тас-Хаятахского, Улахан-Чистайского, Селенныхского хребтов и других возвышенностей с разделяющей их межгорной цепочкой Момо-Селенныхских рифтовых впадин. Эта рифтовая зона прослеживается почти на 1200 км и далеко уходит за пределы Якутии в Магаданскую область в виде системы Сеймчанских межгорных впадин.

Открытие данного кайнозойского континентального рифта связано с поисками на континенте продолжения срединно-океанического подводного рифтового хребта им. Гаккеля Северного Ледовитого океана. В 1966 г. А.Ф.Грачев при составлении карты новейшей тектоники Арктики показал, что наиболее вероятное продолжение океанической рифтовой зоны — активная в сейсмическом отношении цепь Момо-Селенныхских впадин в горной системе Черского. Им же впервые охарактеризованы амплитуды новейших деформаций, связь кайнозойского вулканизма с рифтогенезом, показаны эпицентры землетрясений и т.п. [2].

Область мезозойской складчатости Северо-Востока России, где расположена Момская рифтовая зона, завершила складчатое развитие в конце позднего мела, после чего на обширной территории наступил этап длительного датско-палеогенового разрушения мезозойского орогенного рельефа и выравнивания, при этом формировалась кора выравнивания. Хребты и впадины современного горного рельефа зоны Момского рифта возникли на месте древнего пенепленизированного рельефа в результате новейших тектонических движений.

В настоящей работе рассматривается район верхнего течения р.Мома. Здесь наблюдается эрозионно-тектонический рельеф, представленный хребтами Момский, Тас-Хаятах, Буордахского массива, а также аккумулятивным рельефом, который приурочен к центральной Момской и восточной частям Бугчанской впадин. Площадь исследованного района соответствует карте масштаба 1:200 000. Геолого-съемочные работы на территории данного и прилегающих районов проводились геологами Якутского геологического управления в 1970—1980 гг.

На данной территории встречаются разнообразные горные породы от карбонатно-сланцевых и терригенных до субвулканических формаций раннеордовикского и раннемелового возрастов. Район расположен в зоне сочленения Иньяли-Дебинского синклиналя и антиклиналем соответствующими синклиналями и антиклиналями, разбит главными разломами, такими как Дарпир, Буордахский, Улахан, и большим количеством более мелких разрывных нарушений, оперяющих главные разломы [1].

Проанализировав геоморфологические объекты и отдельные формы рельефа, следует отметить особенности новейшей тектоники в данном районе. Соотношение фор-

мы, размеров и относительной высоты отдельных участков рельефа позволяет определить при известной начальной поверхности направление последующих деформаций, знак и амплитуду новейших тектонических движений. Для этого необходимо реставрировать тектонический рельеф, частично разрушенный поверхностной эрозией и денудацией, выявить закономерности и этапность формирования подобного рельефа.

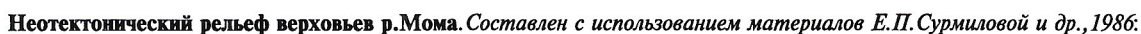
Характерные черты рельефа на рассматриваемой территории — ступенчатое сочетание площадей с горизонтальной поверхностью и уступом прямолинейной формы. Следовательно, при восстановлении форм тектонического рельефа важно оконтурить эти частично разрушенные, но некогда единые, примерно одновысотные площади. В результате сопряженные участки с незначительной разницей высот объединялись авторами в один блок поверхности тектонического рельефа даже в том случае, если они в настоящее время разделены ущельями и речными долинами. Так и выделялись поверхности блоков. Границы между соседними блоками чаще всего проходят по крутым прямолинейным уступам разной протяженности и высоты, реже — изрезанным, более пологим участкам. В первом случае — это «линеamentы», разрывные нарушения, непосредственно выраженные в рельефе; во втором — частично разрушенные экзогенными процессами и местами перекрытые рыхлыми отложениями.

Основной геоморфологический репер (нулевая высота) перед началом новейших движений в данном районе — поверхность регионального выравнивания, образованная в датско-палеогеновое время на абсолютной высоте около 500 м, принята за фоновую поверхность, амплитуды новейших поднятий и опусканий начинались от 500 м. В рассматриваемом случае принимались во внимание комплексы денудационного и аккумулятивного рельефа, находящиеся на этой территории: линии подножия прямолинейных склонов; последовательно размещенные спрямленные участки речных долин; линии перегибов склонов как тектонического, так и денудационного происхождения; реликты денудационных поверхностей; аккумулятивный рельеф речного, пролювиального, склонового, ледникового, флювиогляциального происхождения.

На рисунке показаны 12 блоков, сгруппированных в 3 зоны по типам рельефа и характеру новейших движений: юго-западная включает блоки 1—4, центральная 5,6, северо-восточная 7—12.

Юго-западная зона расположена на юго-востоке карты, охватывает Буордахский горный массив, часть хр.Улахан-Чистай с наивысшей абсолютной отметкой территории Якутии — горой Победа, 3142 м. Зона сложена терригенно-вулканогенными и субвулканическими формациями раннего мела и поздней юры.

В вершинных частях хребтов присутствует большое количество реликтов поверхности выравнивания в диапазо-



Формации: 1 — карбонатно-сланцевая нижнего—среднего ордовика, 2 — терригенная верхнего ордовика—нижнего силура, 3 — карбонатная девона—нижнего карбона, 4 — флишoidная верхней юры, 6 — субвулканитическая верхней юры, 7 — субвулканитическая нижнего мела; отложения: 8 — континентальные неоген—четвертичные, 9 — верхнечетвертичные, 10 — современные; 11 — реликты поверхности выравнивания (мел—палеоген); рельефообразующие разломы (воздымание, м): 12 — 3000, 13 — 2000, 14 — 1000; 15 — линия пассивного, малоамплитудного разлома в рассматриваемую стадию рельефообразования; 16 — номер блока (амплитуда вертикального перемещения); 17 — современный гипсометрический уровень поверхности блока; 18 — уровень фоновой поверхности; разломы (буквы в кружках): Др — Дарпирский, Бр — Буордахский, Ул — Улахан; врезка — расположение района исследований

Блок 1а расположен восточнее, имеет вытянутую прямоугольную форму. Восточная граница с Момской

59

носа и ледниковые отложения мощностью до нескольких сотен метров. Данный блок поднят на 2200 м.

Южнее находится Бугчанская межгорная впадина, которая соответствует блоку 2. Она выполнена рыхлыми плиоцен-четвертичными отложениями пролювиального, аллювиального, ледникового генезисов, коррелятивными процессу воздымания сопряженных горных массивов. Мощность данных отложений 500—600 м. Границы впадины идут по тектоническим разломам; в плане форма впадины трапецевидная, относительная высота тектоноуступов до 1200 м. Общее поднятие блока, отнимая заполнение впадины, +200...+300 м. Далее, до южного края карты, расположены блоки 3, 4, части хр. Улахан-Чистай, сложенные формациями: карбонатными — кембрия, карбонатно-сланцевыми — раннего и среднего ордовика и кремнисто-липаритовыми субвулканическими — поздней юры. Максимальные отметки достигают 2380 м, реликты поверхности выравнивания прослеживаются на высотах 2200—2300 м. В рельефе проявлены разломы с вертикальными уступами 200—300 м, разбивающие блоки на более мелкие надблоки. Формы рельефа преимущественно эрозионно-тектонические, крутые склоны, ущелья. Весьма характерна граница с Момской впадиной на высоте блока 4. Здесь наблюдается протяженный тектоноуступ высотой от подножия до вершины 1200—1300 м. Подножие уступа перекрыто гравитационными, ледниковыми, речными пролювиальными отложениями, также здесь начинаются поля флювиогляциальных отложений. Общее поднятие блоков до +1850 м.

Центральную зону исследованной территории занимают блоки 5, 6, ба, приуроченные к Момской межгорной рифтовой впадине, которая полосой вытянута с севера на юг. Она на севере имеет ширину около 30 км и постепенно сужается к югу до 5—7 км. Общая длина впадины на данной территории до 70 км. Такие рифтовые впадины образуются в результате растяжения центрального грабен-рифта. Границы впадины тектонические, со сбросо-сдвигами. Амплитуды смещения по видимой части до 2700 м и более. По геофизическим данным разломы прослеживаются далеко в глубь земной коры. Поперечный профиль впадины асимметричен, западная граница тянется в рельефе по одному сбросу, образуя один протяженный и высокий тектоноуступ, относительная высота которого 2500—1200 м. Восточная граница имеет более сложное строение и прослеживается по ряду сбросов, которые формируют продольные ступени рельефа от подножия до главных вершин Момского хребта. Первоначальная, самая низкая ступень представляет собой правый берег р. Мома, прямолинейно возвышающийся над поверхностью впадины на 100—120 м. Данная ступень рельефа перекрыта пролювиальными конусами выноса, ледниковыми моренами и речными отложениями небольшой мощности. Примерно в 8—10 км от нее, к востоку, проходит громадный тектоноуступ, приуроченный к зоне разлома Улахан и представленный почти вертикальной плоскостью сбрасывателя относительной высотой до 1500 м, длиной 30—40 км (только по нашей карте).

Граница впадины тянется по первоначальному эрозионно-тектоническому уступу (см. рисунок). В этих границах блоки Момской впадины опущены относительно прилегающих гор и заполнены рыхлыми осадками пролювиального, аллювиального, ледникового, флювиогляциального и озерного происхождения. Мощность осадков 200—300 м, поверхность впадины ровная, слегка наклонная к северу с небольшими эрозионными останцами. Поперек впадины наблюдается общий перегиб поверхности, что обусловлено небольшим по амплитуде разрывным нарушением. Абсолютные высоты поверхности впадины от 570 м на севере до 730 м на юге. Блок 5 относительно опущен до -400 м. Блок 6 имеет меньшие мощности рыхлых отложений, также четко морфологически ограничен с за-

пада и востока тектоноуступами, сужается к югу, общее его опускание до -300 м.

Блок ба, наиболее узкая часть Момской впадины, с поверхности покрыт пролювиальными отложениями, конусами выноса, которые местами перекрываются ледниковыми отложениями. Границы блока приурочены к молодым разломам, хорошо выражены в рельефе уступами до 1000 м. Общее опускание блока до -200 м.

Северо-восточная зона, представленная блоками 7—12, — часть Момского хребта. На терригенно-карбонатных формациях ордовика и силура, частично на вулканогенно-карбонатной верхней юре развит рельеф с эрозионно-тектоническими формами, реликтами денудационной поверхности выравнивания. Границы между блоками четкие, приурочены к разрывным нарушениям. Простирание разломов в основном по зоне разлома Улахан северо-западное, но много и поперечных, диагональных опирающихся разломов. Поэтому рисунок блоков в плане представляет собой мозаику из вытянутых, прямоугольных фигур различной площади. Общее строение блоков более сложное, чем в северо-восточной зоне.

Блок 7 сложен карбонатной формацией нижнего девона — нижнего карбона и вулканогенно-терригенной формацией верхней юры Гармычанской грабен-синклинали, приподнят до максимальных высот 2000 м с остатками поверхности выравнивания на вершинах и частично разрушен эрозионными, гравитационными процессами. Общее воздымание +1450 м. С юго-запада он граничит с блоком 8 по тектоноуступу полуовальной формы в плане высотой до 300 м. Блок 8 сложен терригенной формацией средней — верхней юры, флишовой формацией верхней юры. Эгеляхская синклиналь имеет максимальные высоты 2390 м, общее воздымание в новейшее время составило +1900 м.

Западнее находится блок 9, граничащий по высокому тектоноуступу до 1500 м с блоком 8. Он сложен карбонатно-сланцевой формацией нижнего ордовика. Момская антиклиналь с абсолютными высотами 650—750 м, относительно опущена, поэтому в общем слабо приподнята до уровня +200 м. Южнее расположена сложная мозаика из группы мелких блоков 10—12 общей амплитудой поднятий 800—1000 м.

Все эти блоки также состоят из перечисленных формаций Хараулахской антиклинали и разбиты сложной системой разрывных нарушений зоны разлома Улахан. В рельефе преобладают эрозионно-тектонические формы, скалестые плато-пьедесталы, местами встречаются ледниковые отложения.

Таким образом, представленный неотектонический рельеф верхнего течения р. Мома, зоны Момского рифта, сформирован блокообразующими разрывными нарушениями плиоцен-четвертичного возраста, движения по разломам определили общий блоковый рисунок рельефа. Последовательный анализ профилей и реперов, реконструкция частично разрушенных блоков позволяют составить общую картину формирования рифтовой зоны. Особенно характерно для нее наличие следующих геоморфологических особенностей: 1) ярко выраженные молодые тектонические уступы большой высоты и протяженности; амплитуды вертикальных перемещений достигают 3000 м; 2) отчетливая линейность блоков; 3) имеется прямая связь эрозионно-тектонического рельефа с воздыманиями, развитием определенных форм рельефа и образованием плиоцен-четвертичных впадин преимущественно аккумулятивного рельефа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка. Лист Q-54, 55-Хонун. — Л., 1986.
2. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. — Л.: Недра, 1977.

Внутриземный тепловой песток Алданского щита

М.Н.ЖЕЛЕЗНЯК

Значение геотермических исследований для решения разнообразных научных проблем глубинной геологии и геофизики Земли в настоящее время не вызывает сомнений. По мнению В.В.Хаина, парагенетическая связь между поднятиями, складчатостью, гранитоидным плутонизмом и региональным метаморфизмом проявляется постоянно, что говорит об их обусловленности общей причиной — повышенным тепловым потоком q . Изучение пространственного распределения теплового потока наиболее полно характеризует тепловую ситуацию недр региона и позволяет изучить общую и региональную тепловую историю планеты.

Имеющиеся геотермические данные по докембрийским платформам в основном свидетельствуют о низком значении и малой изменчивости внутриземного теплового потока. Однако общеизвестно, что в их пределах в геологическом прошлом формировались активные (рифтовые) структуры, в которых происходили интенсивное прогибание, образование разломов, магматизм (Байкальская рифтовая зона, Восточно-Африканская рифтовая система и др.).

Алданский щит — крупнейший выступ кристаллического фундамента Сибирской платформы. Он имеет блоковое строение, сложен кристаллическими комплексами, представленными нестратифицируемыми породами гранитоидного состава с резко подчиненным количеством основных кристаллических сланцев (инфракрустальный комплекс) и метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами (супракрустальный комплекс) [8].

По особенностям тектонического строения, составу пород и их соотношениям в пределах Алданского щита геологами [9] выделяются 14 неравновеликих блоков, разграниченных шовными зонами или крупными разломами (рис. 1). Каждому из блоков присущи индивидуальные черты глубинного строения и развития, которые определяют теплофизические свойства пород и внутриземный тепловой поток.

Региональные обобщения К.Б.Мокшанцева, Д.К.Горнштейна и других геологов показали, что через всю территорию юга Сибирской платформы протягиваются широтные и меридиональные полосы, в которых проявились разновозрастные, активные процессы преимущественно гидротермальных проявлений. Существуют структуры, сформированные или обновленные в мезозое и более поздних периодах [2]. Это указывает на неоднородность мантийной составляющей q , а значит и теплового потока этого региона.

Для определения внутриземного теплового потока в пределах Алданского щита были проведены геотермические исследования в 135 скважинах глубиной свыше 400 м, выполнены определения теплопроводности (более 500 образцов) и оценена радиогенная теплогенерация (более 3000 проб) основных типов горных пород. Измеряемый тепловой поток непосредственно связан с тепловыделением в приповерхностном слое земной коры, поэтому важный элемент геотермических исследований — оценка радиогенной теплогенерации толщи [7, 10]. В ряде работ установлена зависимость теплогенерации от геофизических и геохимических свойств, что открывает большие возможности для геотектонических и геотермических реконструкций, а также контроля геофизических моделей строения литосферы.

Анализ содержания радиоактивных элементов (РАЭ) в породах Алданского щита [4, 9] свидетельствует о радиогеохимической неоднородности метаморфических и магматических комплексов, образующих поверхность структуры. В пределах обширной гранулитогнейсовой области, занимающей центральную часть щита, теплогенерация отдельных блоков изменяется от 0,74 до 2,32 мкВт/м³, не обнаруживая четкой направленности по латерали. Максимальные концентрации РАЭ и радиогенное тепловыделение присущи западной части области на ее тектоническом сочленении с Чаро-Олекминской гранит-зеленокаменной



Рис. 1. Схема геотектонических блоков Алданского щита [9]:

1 — верхнепротерозойские и фанерозойские отложения платформенного чехла и впадин; 2 — границы щита и блоков; блоки гранит-зеленокаменных областей: О — Чаро-Олекминский, Б — Батомский; блоки Центрально-Алданской гранитоидной области: К — Курьтинский, З — Зверевский, Ч — Чугинский, Н — Нимынский, М — Мелемкенский, См — Сеймский, Х — Холбо-лохский, Тр — Тыркандинский, Сн — Суннагинский, Т — Тырканский, У — Учуро-Гонамский

областью (Чугинский и Нимнырский блоки). Архейские гранит-зеленокаменные комплексы, развитые на флангах щита (Батомгский и Чаро-Олекминский блоки), а также сланцево-эндербитогнейсовые образования Курультинского блока обладают минимальной теплогенерацией ($0,48-0,79$ мВт/м³). Относительно высокие расчетные значения радиогенного тепловыделения в целом по гранит-зеленокаменным блокам связаны с повышенными концентрациями РАЭ в нижепротерозойских метатерригенных и вулканогенных отложениях, а также гранитоидных и щелочных интрузиях. Средняя оценка теплогенерации для пород, обнаженных на поверхности Алданского щита, составляет $1,22$ мВт/м³ [9].

Сопоставление радиогенного тепловыделения в формациях с измеренным тепловым потоком выполнено нами для Алданского щита. В 35 пунктах этой территории определены геотермические параметры, включающие температуру на разных глубинах и тепловой поток [5, 6]. В каждом пункте наблюдений теплового потока рассчитывалась средняя теплогенерация в приповерхностном слое пород с уче-

том их площадной распространенности и условий залегания.

Распределение теплогенерирующих источников Алданского щита, судя по плотностным характеристикам комплексов, образующих земную кору, аппроксимируется трехслойной моделью. Верхний слой мощностью $12-17$ км практически совпадает с теплогенерирующим слоем. Рассчитанные из этого соотношения значения плотности и радиогенной теплогенерации составляют $2,66$ г/см³ и $1,3$ мВт/м³. Средний слой, подошва которого расположена на глубине 35 км, согласно геолого-геофизической модели земной коры щита, имеет плотность $2,81$ г/см³, а теплогенерацию $0,48$ мВт/м³. Нижний слой ($35-45$ км) характеризуется плотностью пород $3,1$ г/см³ и теплогенерацией $0,1-0,2$ мВт/м³ [9].

Основываясь на оценке теплогенерации горных пород и данных измерений теплового потока [6], ряд исследователей [9] по значению радиогенного тепловыделения в пределах этих блоков прогнозируют поверхностный тепловой поток $55-60$ мВт/м². Эти данные, на наш взгляд, явно за-

Внутриземный тепловой поток и его составляющие основных геоструктур юго-восточной части Сибирской платформы

Блок, структура, участок	Тепловой поток q , мВт/м ²	Коровая составляющая q , мВт/м ²	Мантийная составляющая q , мВт/м ²
Нимнырский (восточная часть)	36	22—23	13—14
Чугинский	42—44	28—30	14—16
Сеймский	36	19—21	15—17
Холбохский	39	23—25	14—16
Суннагинский	45	27—30	15—18
Учуро-Гонамский	41	25—27	14—16
Сутамский	47	30—32	15—17
Зверевский	36	18—20	16—18
Курультинский	30	15—17	13—15
Тырканский	38	20—22	16—18
Мелемкенский	40	25—27	13—15
Батомгский	38	22—24	14—16
Тыркандинский	43	23—25	18—20
Токинская впадина	65	21—23	42—44
Чульманская впадина	46—48	21—22	25—27
Березовский прогиб (северная часть)	33	19—21	13—15
Березовский прогиб (южная часть)	42	24—27	15—18
Мурун-Тарыннахское поднятие	36	22—23	13—14
Ханинский грабен	41	24—26	15—17
Апсатская депрессия	48	23—28	20—25
Чарская впадина	52	22—27	25—30
Удоканский прогиб	34	19—21	13—15
Чинейский габброидный массив	48	22—24	24—26
Удоканский прогиб (южная часть)	45	23—27	18—22
Токарикская впадина	43	19—23	20—24
Северная часть платформенного чехла (участок Улу)	21	9—10	11—12
Северная часть платформенного чехла (участок Амга)	46—49	23—26	23—26
Северная часть платформенного чехла (участок Сыгылыр)	22	10—11	10—11

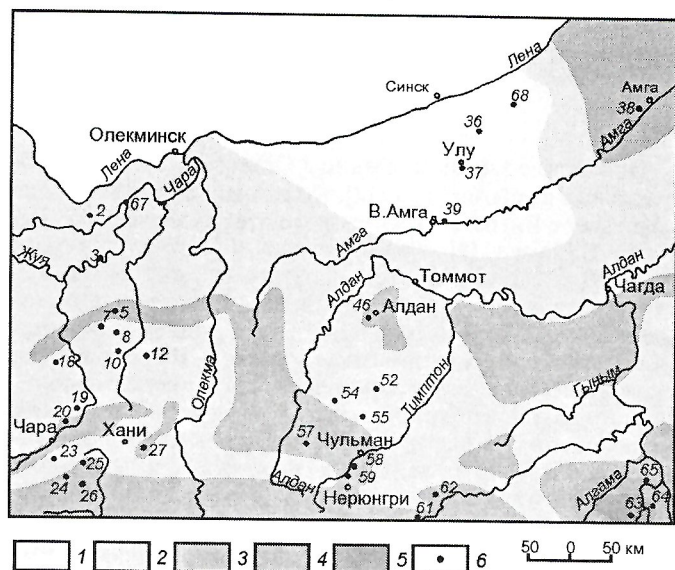


Рис. 2. Карта внутриземного теплового потока юго-восточной части Сибирской платформы:

внутриземной тепловой поток, мВт/м²: 1 — 20—30, 2 — 30—40, 3 — 40—50, 4 — 50—60, 5 — 60—70; 6 — участки непосредственного определения теплового потока по геотермическим измерениям

вышены, т.к. q , принятая для блока (49 мВт/м²), не подтверждается фактическими данными, а характерна для активных мезозойских областей.

Внутриземной тепловой поток нами рассматривается как сумма мантийной и коровой составляющих. Коровая оценивается через радиогенную теплогенерацию. По данным исследований теплогенерация в земной коре юго-востока Сибирской платформы составляет 0,34—2,60 мкВт/м³. Ее максимальные значения приурочены к интрузиям фанерозойских сиенитов Суннагинского и Учуро-Гонамского блоков, а минимальные — к интрузивному комплексу Нимырьского, Батомгского и Курультинского блоков.

По результатам определения q по скважинам и радиогенной теплогенерации, нами оценена величина его составляющих в пределах ряда структур Алданского щита. В дальнейшем, используя полученные данные о суммарном внутриземном тепловом потоке, определения теплогенерации, сведения о вещественном составе и условиях формирования других блоков, мы при помощи обратной задачи вычислили q и ее составляющие в основных геоструктурах региона (см. таблицу).

В пределах Алданского щита внутриземный тепловой поток изменяется от 32 до 65 мВт/м² при среднем 38 мВт/м² (рис. 2). Суннагинский, Чугинский и Сутамский блоки отмечены повышенными значениями 45—47 мВт/м², связанными с высокой теплогенерацией пород. Минимальным q 30 мВт/м² выделяется Курультинский блок, что отмечено его низкой радиогенной теплогенерацией в породах.

В Олекмо-Чарском блоке тепловой поток изменяется от 32 на севере до 55 мВт/м² на юге. Подобные изменения связаны с историей формирования блока в мезозойское время. Именно повышенными значениями 42—55 мВт/м² выделяются мезозойские депрессии и интрузии (Чинейский габброидный массив), впадины байкальского типа.

Тепловой поток центральной части Алданского щита, по нашим данным, составляет 32—48 мВт/м². Более высоким q характеризуются, аналогично Олекмо-Чарскому блоку, мезозойские впадины. Небольшими изменениями 36—45 мВт/м² отмечены кристаллические массивы, в пре-

делах которых разницу создает в основном содержание в породах РАЭ. Следует отметить довольно стабильный q 46—48 мВт/м² в позднемезозойских интрузиях, связанный с тепловыми преобразованиями в верхней мантии и остаточным тепловым эффектом внедренного массива.

Восточная часть щита характеризуется тепловым потоком от 35 до 65 мВт/м². Аномально высокое для региона значение отмечено в Токинской депрессии и связано, на наш взгляд, с высоким мантийным и редуцированным тепловым потоком, косвенно подтверждающимся работами В.С.Имаева, Б.М.Козьмина и др.

На севере область платформенного чехла характеризуется изменением теплового потока от 20 до 48 мВт/м². Минимальное значение отмечено в центральной части и связано с низкими значениями его составляющих. По нашим оценкам, теплогенерация в коре этой области 0,3 мВт/м³, а мантийная составляющая теплового потока 12 мВт/м². Восточнее и западнее эта составляющая значительно возрастает, вследствие чего увеличивается тепловой поток, который в среднем течении р.Амга достигает 48 мВт/м². По геотермическим данным, полученным лабораторией геотермии ИМЗ СО РАН, область пониженного q ограничивается Туолбинским разломом на западе, Чаро-Амгинским — на юге, Якутским — на востоке и характерна для восточного склона Алдано-Ленского мегавала. Эта территория, вероятно, имела специфичную историю развития. Пониженная аномалия теплового потока, возможно, связана с опусканием и надвигом под Сибирскую плиту более холодной Охотской плиты [3]. Об этом косвенно свидетельствуют данные ГСЗ (Березово—Усть-Мая и Сквордино—Улу), на которых отмечено заметное погружение к северу одной из границ (Г) гранитного слоя и поверхности Мохоровичича [1]. Низкий мантийный тепловой поток (12 мВт/м²) данной структуры может свидетельствовать о том, что часть мантийного тепла идет на нагревание внедрившейся холодной плиты.

Таким образом, по выполненным исследованиям дана характеристика внутриземного теплового потока основных геоструктур региона. Установлено, что в пределах Алданского щита и его северного обрамления внутриземный тепловой поток составляет 20—65 мВт/м², а на большей части территории 35—55 мВт/м². В осевых хребтах Становой горной системы тепловой поток не превышает этих же значений, что подтверждает мнение ряда ученых о заложении Станового хребта на литосферной коре Сибирской платформы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булин Н.К., Афанасьева Н.А., Проняева Е.А., Эглиц Е.И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным // Советская геология. № 10. С. 134—140.
2. Геология СССР. Т. XLII. Южная Якутия. — М.: Недра, 1972.
3. Железняк М.Н., Балобаев В.Т. Температурное поле и криолитозона северо-восточной части Алданской антеклизы // Мат-лы Второй конф. геокриологов России. Т. 2. М., 2001. С. 135—140.
4. Железняк М.Н. Внутриземный тепловой поток и криолитозона Алданской антеклизы // Мат-лы Второй конф. геокриологов России. Т. 2. М., 2001. С. 129—135.
5. Железняк М.Н. Геотермические условия формирования и существования криолитозоны в западной части Алданской антеклизы. — Якутск: Изд-во СО РАН, 1998.
6. Каталог данных по тепловому потоку Сибири (1966—1984 гг.) / Под ред. А.Д.Дучкова. — Новосибирск, 1985.
7. Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. — Киев: Наукова думка, 1978.
8. Ранний докембрий Южной Якутии / В.Л.Дук, В.И.Кицул, А.Ф.Петров и др. — М.: Наука, 1986.
9. Температура, криолитозона и радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии / А.А.Дучков, В.Т.Балобаев, Б.В.Володько и др. — Новосибирск, 1994.
10. Vitorello J., Pollack H.N. On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. B. 2. P. 983—995.

Становой мегаблок Алдано-Станового щита: структура и эволюция

В.В.СТОГНИЙ, Г.А.СТОГНИЙ, А.Н.ЗЕДГЕНИЗОВ

Область выходов раннедокембрийских кристаллических пород Олекмо-Алдано-Станового региона рассматривается как в составе Алданского (Олекмо-Алданского, Витимо-Алданского) щита и Становой (Джугджуро-Становой) складчатой области [9], так и объединяется в единый Алдано-Становой щит [6]. Такая неоднозначность в тектоническом районировании отражает имеющиеся подходы в трактовке термина «щит». Название Алдано-Становой щит соответствует понятию «щит» Э.Зюсса, введенного в 1888 г. для крупных областей раннего докембрия в Северной Америке (Канадский щит) и Северной Европе (Балтийский щит), а название Алданский щит — предложенному в 1947 г. Н.С.Шатским термину «кристаллический щит», под которым понимается «крупный (до 1000 км в поперечнике) выступ фундамента платформы, сохранявший в течение большей части ее истории устойчиво приподнятое положение и лишь ненадолго, в эпохи максимальных трансгрессий, перекрывавшийся мелким морем» [7]. С точки зрения последнего определения исключается возможность внутренней перестройки структуры и допускаются лишь вертикальные перемещения в эпохи трансгрессий и регрессий.

Понятие «щит» может быть представлено как крупная (более нескольких сотен километров в поперечнике) область с границами морфотектонического и структурного типов, в пределах которой на поверхности обнажены или перекрыты маломощными рыхлыми отложениями преимущественно раннедокембрийские кристаллические породы. Данное понятие не связано жестко с такими генетическими прототипами как часть фундамента платформы или кратона. Исходя из этого определения, правомочно выделение Алдано-Станового щита, который с позиций блоковой делимости литосферы рассматривается в составе Алданского и Станового мегаблоков. Неоднозначность трактовки термина «щит» приводит к различному пониманию границ, структуры и истории развития, соответственно, Алданского и Алдано-Станового щитов, при этом ключевой является проблема Станового мегаблока (границы, внутреннее строение, история развития).

За северную границу Станового мегаблока традиционно принимается Становой глубинный разлом [9, 11]. По Л.И.Красному [4], Алданский и Становой мегаблоки разделены Каларо-Джугджурской межмегаблоковой границей системой, включающей блоки гранулитов (Зверевский, Верхнетимптонский, Сутамский) и массивы анортозитов. Граница между Алданским и Становым мегаблоками А.Н.Зедгенизовым [10] интерпретируется как система южных фрагментов дугообразных Каларо-Становой, Амгино-Становой и Тыркандино-Джугджурской структур, разделяющих Алданский мегаблок на блоки первого порядка. К северному ограничению Станового мегаблока отнесена система субширотных надвигов, трассирующая с юга меловые впадины [6, 15]. В такой схеме блоки высокобарических гранулитов (Зверевский, Каларский, Верхнетимптонский, Сутамский и Туксанийский) являются составными частями Станового мегаблока (рис. 1). С юга Становой мегаблок ограничен системой нарушений (Южно-Становая, см. рис. 1) Монголо-Охотского шва, имеющих надвиговой и сбросо-сдвиговой характер. Северная и южная границы мегаблока сближены в его восточной части, перекрытой мезозойскими осадочно-вулканогенными образованиями. За восточное ограничение принимается Западно-Верхоянский разлом, разграничивающий практически по 138° в.д. Алдано-Становой и Южно-Верхоянский геоблоки кристаллического фундамента.

Положение западной границы Станового мегаблока обсуждалось в работах [8, 9, 12]. По данным работы [12], она совпадает с Витимо-Каренгской зоной разломов, а Г.С.Гусев и В.Е.Хаин [8] отождествляют ее с Желтулакским швом. Для Станового и расположенного западнее Витимского мегаблоков характерна система поперечных тектонических нарушений различной кинематики и ограничивающих блоки более высоких порядков. На наш взгляд, существует большая неопределенность в оценке положения структурной границы между Становым и Витимским мегаблоками. На рис. 1 она обоснована исходя из особенностей среднечастотной составляющей гравитационного поля — по торцовому сочленению Тунгирского максимума с Нерчуганским минимумом и Туколамским максимумом (рис. 2). Расположенный значительно восточнее Желтулакский разлом, в плане отвечающий восточной градиентной зоне Тунгирского гравитационного максимума и сопряженного с юга минимума, обычно рассматривается как разлом, разграничивающий Становой мегаблок на два блока — Западный и Восточный [3].

Структура Станового мегаблока определяется совокупностью разнорядковых блоков и чешуй, сложенных раннедокембрийскими породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой (становой комплекс) и гранулитовой фаций и различающихся, прежде всего, соотношением метатерригенных и метабазитовых образований. Становой комплекс, представленный чередованием толщ

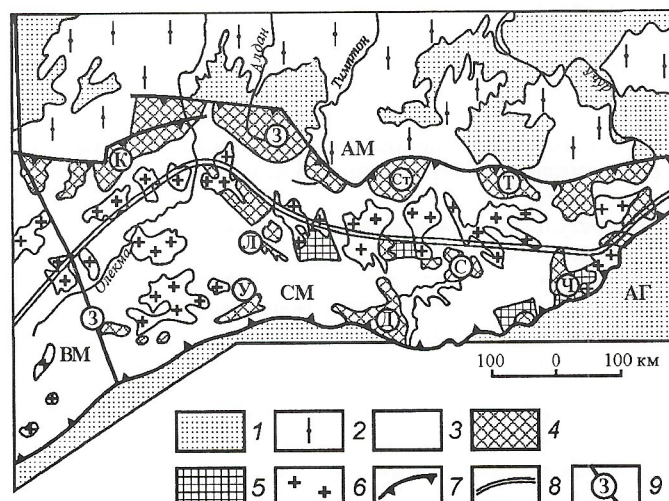


Рис. 1. Схема строения Станового мегаблока Алдано-Станового щита:

1 — осадочно-вулканогенные отложения Алданской антеклизы и Монголо-Охотской складчатой системы; 2 — раннедокембрийские метаморфические образования Алданского мегаблока; 3 — раннедокембрийский становой комплекс; 4 — блоки гранулитов по геологическим данным Каларо-Джугджурского (К — Каларский, З — Зверевский, Ст — Сутамский, Т — Туксанийский), Ларбинско-Чогарского (Л — Ларбинский, С — Сивакано-Токский, Ч — Чогарский) и Амазарского (У — Урушанский, Д — Дамбукинский) поясов; 5 — блоки гранулитов по данным интерпретации гравитационного поля; 6 — мезозойские массивы гранитоидов; 7 — границы Станового мегаблока, представленные сериями надвигов (П — Предстановая, Ю — Южно-Становая); 8 — проекция на дневную поверхность Каларо-Чогарского межплитного разлома; 9 — Западно-Алданский (З) межгеоблоковый разлом; мегаблоки: АМ — Алданский, СМ — Становой, ВМ — Витимский; АГ — Амурский геоблок

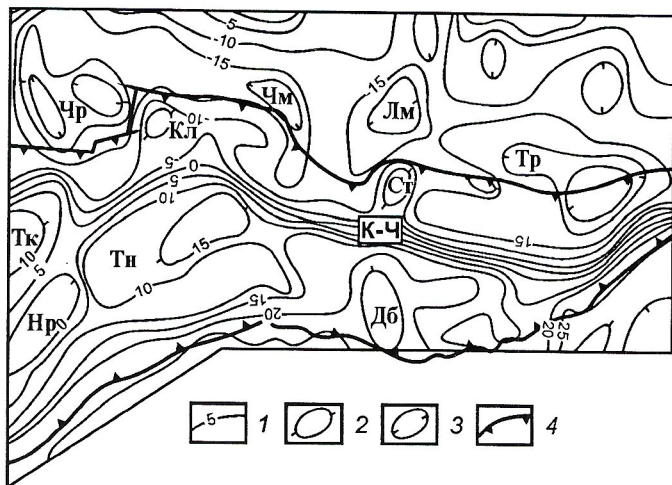


Рис. 2. Схема среднечастотной составляющей гравитационного поля Станового мегаблока Алдано-Станового щита:

1 — изогонеты; 2 — максимумы (Кл — Каларский, Ст — Сутамский, Тк — Туколамский, Тн — Тунгирский, Дб — Дамбукинский); 3 — минимумы (Чр — Чарский, Чм — Чульманский, Лм — Ломанский, Тр — Тырканский, Нр — Нерчуганский); 4 — северная и южная границы Станового мегаблока; К-Ч — Каларо-Чогарская гравитационная ступень

существенно роговообманковых гнейсов и сланцев с толщами высogliноземистых гнейсов, часто отождествляется с серыми гнейсами архейских кратонов. Вопрос природы станового комплекса наиболее дискуссионный [6, 9, 12]. Выделим две основные точки зрения: согласно первой, становой комплекс — это неоднократно преобразованные в условиях амфиболитовой фации гранулиты (аналогичные развитым в пределах Алданского мегаблока), согласно второй, породы амфиболитовой фации представляют собой самостоятельный становой комплекс.

Характерные элементы структуры Станового мегаблока — три субширотных пояса гранулитовых блоков [16]: Каларо-Джугджурский, Ларбинско-Чогарский и Амазарский. Каларо-Джугджурский гранулитовый пояс включает Каларский, Зверевский, Верхнетимптонский, Сутамский и Туксанийский блоки гранулитов, а Ларбинско-Чогарский — Ларбинский, Брянтинский, Сивакано-Токский и Чогарский блоки гранулитов. В Амазарский пояс, окаймляющий юго-западный фланг Станового мегаблока, объединены Могочинский, Урушанский и Дамбукинский блоки гранулитов. Параметры метаморфизма гранулитов отвечают фациям повышенной и высокой глубинности. Так, гранулиты Ларбинского, Сутамского, Брянтинского, Сивакано-Токского и Чогарского блоков метаморфизованы при T 800–1000°C и P (8–11) 10^2 МПа, а гранулиты Амазарского пояса при T 750–800°C и P (6,5–7) 10^2 МПа.

Развитие парадигмы плитной тектоники нашло отражение в разнообразных моделях формирования Станового мегаблока и его взаимоотношениях с Северо-Азиатским кратоном. Так, Становой мегаблок часто рассматривается как перикратонный террейн [14, 17]. В.Г.Моисеенко и С.В.Нужнов [13] предполагают под южной окраиной Восточно-Сибирского континента магматически активную, вплоть до настоящего времени, зону внутриконтинентальной деструкции земной коры, под влиянием которой сформирована позднетриасово-юрская чашевидная структура Становой области, южная окраина которой была приподнята над погружающимися под нее структурно-вещественными комплексами Монголо-Охотского складчатого пояса, что привело к отрыву Становой области от Сибирской платформы и надвиганию ее на окраину платформы. Согласно И.А.Александрову, О.В.Авченко [2], субдукция Становой плиты под Алданский мегаблок в

протерозое обусловила как метаморфизм пород Станового мегаблока, так и перекристаллизацию метаморфических образований Алданского мегаблока. При этом гранулитовые блоки (Чогарский, Сивакано-Токский и др.) представляют собой «остатки бывшей архейской коры, находившейся над погружающейся Становой плитой во время ее метаморфизма».

Имеющаяся геолого-геофизическая информация более всего отвечает модели, согласно которой его субширотная структура сформирована в области сближения Сибирской и Амурской континентальных плит в мезозойский тектономагматический этап [15]. В основе данной модели лежат следующие положения: граница между Сибирской и Амурской плитами определяется субвертикальным Каларо-Чогарским межплитным разломом, обоснованным по протяженной (более 1000 км) зоне горизонтальных градиентов (см. рис. 2); процессы динамического сжатия в зоне сближения плит на уровне нижней коры (20–45 км) способствовали выдвиганию разноглубинных блоков в верхние горизонты и формированию на уровне верхней части земной коры (0–20 км) в условиях раздвиги современной чешуйчато-блоковой структуры Станового мегаблока с субширотными поясами гранулитов и гранодиоритов (см. рис. 1). Время выдвигания высокобарических гранулитовых блоков отражают, по-видимому, их К-Аг датировки в 180–138 млн.лет [8].

В поперечном разрезе структура Станового мегаблока имеет чашеобразную форму, северный его фланг надвинут на архейские метаморфические образования Алданского мегаблока, а южный — на осадочные отложения Монголо-Охотского складчатого пояса. Небольшая (15–20 км) мощность Станового мегаблока наглядно подтверждается характером гравитационных аномалий на схеме среднечастотной составляющей (см. рис. 2). Чарский, Чульманский и Тырканский минимумы, отражающие тектонические элементы Алданского мегаблока, продолжают до Каларо-Чогарской градиентной зоны, которая также ограничивает диагонально ориентированные гравитационные аномалии тектонических элементов Амурского геоблока. Гранулитовые блоки Станового мегаблока проявляются гравитационными максимумами с амплитудой 10–20 мГал, однако в среднечастотной составляющей гравитационного поля сохранились лишь отдельные аномалии (Каларский, Сутамский и Дамбукинский максимумы) от блоков, имеющих максимальную вертикальную мощность. Региональный характер гравитационного поля, по нашему мнению, исключает возможность модели поддвига Станового мегаблока под Алданский, которой придерживается ряд авторов [1, 2].

Массивы мезозойских гранитоидов обычно объединяются в Становой и Амазаро-Гилойский пояса. Становой пояс гранитоидов, занимающий центральное положение в пределах мегаблока, приурочен к зоне Каларо-Чогарского межплитного разлома (см. рис. 1). Массивы гранитоидов амeboобразной формы площадью до 2 тыс. км² либо не отражены в гравитационном поле, либо выделяются слабоинтенсивными аномалиями амплитудой 2–4 мГал. Формирование таких крупных пластинчатых массивов обусловлено главным образом реологической и дилатансионной неоднородностями горизонтов земной коры в области коллизии, а также повышенной циркуляцией мантийных флюидов в зоне Каларо-Чогарского межплитного разлома, способствовавших гранитизации метаморфических раннедокембрийских пород. В горизонтах реологически и дилатансионно неоднородных слоев средней части земной коры тектонически активных краев сближающихся Сибирской и Амурской континентальных плит возникали геодинамические обстановки, когда сжатие на одних горизонтах сопровождалось компенсационным растяжением в пределах других горизонтов, являющихся областями

максимальной трещиноватости и флюидонасыщенности. В формирующейся камере мантийные флюиды понижали температуру плавления субстрата коры, в то время как фрикционное взаимодействие горизонтов земной коры с различной тектонической подвижностью вызывало повышение температуры. Эти факторы обусловили преобразование субстрата раннедокембрийских пород в субгоризонтальные массивы гранитоидов большой площади, выведенные в последующем на поверхность совместно с породами вмещающей рамы в процессе формирования структуры Станового мегаблока.

С генетической точки зрения, Становой мегаблок представляет собой центральный сегмент Витимо-Охотского (название предложено авторами) подвижного пояса, окаймляющего с юга Северо-Азиатский кратон. Западным сегментом подвижного пояса является Витимский мегаблок Байкальского геоблока, а восточным — Охотский подвижный пояс [16], включающий гранулитовые блоки Охотского и Омолонского срединных массивов.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 02-05-64476.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов В.А.* Структура тектоносферы Алданского щита и его мезозойских рудно-магматических узлов. Автореф. дисс. на соиск. ...доктора геол.-минер. наук. Иркутск, 1992.
2. *Александров И.А., Авченко О.В.* Сравнительная термобарометрия метаморфических комплексов и геодинамическая модель взаимоотношения Алданского и Джугджуро-Станового блоков (Алдан-Становой щит) // Тихоокеанская геология. 2002. № 5. С. 3—14.
3. *Гаврикова С.Н., Соколовский А.К., Галанин А.В.* и др. Особенности строения фундамента Становой складчатой области // Советская геология. 1991. № 6. С. 14—19.
4. *Геология зоны БАМ. Т. I. Геологическое строение.* — Л.: Недра, 1988.
5. *Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.* — Л.: Наука, 1968.
6. *Годзевич Б.Л.* Стратиграфия архея юга Алдан-Станового щита // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. М., 1986. С. 127—136.
7. *Горная энциклопедия.* — М.: Изд-во «Советская энциклопедия», 1991. Т. 5.
8. *Гусев Г.С., Хаин В.Е.* О соотношениях Байкало-Витимского, Алдан-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68—82.
9. *Докембрийская геология СССР* // Отв. ред. Д.В.Рундквист, Ф.П.Митрофанов. — Л.: Недра, 1988.
10. *Зедгенизов А.Н.* Геоструктуры Алданского щита и их региональные тренды эволюции // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия). Якутск, 1997. Т. 1. С. 8—11.
11. *Казьмин Ю.Б.* Становой глубинный разлом, его развитие и влияние на магматизм и металлогению // Матер. по региональной геологии. М., 1962. С. 98—102.
12. *Метаморфические фации зоны Байкало-Амурской магистрали* / А.Н.Неелов, В.А.Глебовицкий, С.А.Бушмин и др. — Л.: Наука, 1987.
13. *Моисеенко В.Г., Нужнов С.В.* Геологическое развитие мезозойского Северо-Востока СССР и тектоно-магматическая активизация Восточной Евразии // Тектоника и минералогия Северо-Востока СССР: Тез. докл. Магадан, 1990. С. 140—148.
14. *Парфенов Л.М.* Структура и геодинамика южной и восточной периферии Сибирского кратона // Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений юга Сибири. Новосибирск, 1991. С. 33—35.
15. *Стогний В.В., Стогний Г.А.* Тектоническая расслоенность Алдан-Станового геоблока. — Новосибирск: Наука, 1997.
16. *Стогний В.В., Стогний Г.А.* Высокобарические гранулиты юго-восточной окраины Сибирской плиты // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых. Томск, 2001. С. 131—133.
17. *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. Докембрий. — М.: Недра, 1988.

Методы и методика геологоразведочных работ

УДК 550.837

© Ю.А.Ним, 2003

К теории подземной импульсной электроразведки

Ю.А.НИМ

При поисках и разведке скрытых и глубокозалегающих месторождений, а также при горно-эксплуатационных и других работах один из эффективных инструментальных средств исследования, как известно, — разведочная геофизика, в числе которых видное место занимают методы электроразведки, основанные на изучении переменного электромагнитного поля. Общая слабость этого класса методов — их недостаточный радиус действия, помехозащищенность и разрешающая способность. Более широкие возможности при исследовании геологических сред имеет импульсная электроразведка, включающая низкочастотную — зондирование методом переходных процессов (ЗМПП) и высокочастотную — георадиолокационное зондирование (РЛЗ), модификации [1, 3, 4, 8, 9]. Однако их практическое применение в подземной геофизике в настоящее время ограничено недостаточным теоретическим обеспечением технологии исследования, особенно РЛЗ. Например, теория ЗМПП или становления поля в ближней зоне разработана без учета комплексной электропроводности, что представляет в настоящее время предмет широкого обсуждения и исследования [1, 4, 6, 8, 11, 13]. Что же касается георадиолокационного зондирования, то исследования в такой постановке нам не известны [9, 10, 14]. В этой связи представляет интерес анализ прямой задачи подземной импульсной электроразведки. В классиче-

ском варианте решение такой задачи с точечным импульсным возбуждением комплексной среды существенно затруднено, поэтому целесообразно с достаточной для практики точностью рассмотреть приближенную (аппроксимационную) модель, упрощающую решение и численный анализ, сохраняя при этом наиболее существенные свойства и взаимосвязи объекта [3, 6, 7, 12].

Представим объект исследования в виде системы двух горизонтально залегающих пластов, характеризующихся комплексной электропроводностью K_n ($n = 1, 2$). Каждый пласт аппроксимируем плоскостью K_n , электромагнитные параметры которых эквивалентны соответствующему пласту. При этом $K_n = S_n + D_n$, где $S_n = \lim_{l_n \rightarrow 0} \gamma_n l_n$, при $\gamma_n \rightarrow \infty$, $l_n \rightarrow 0$, $D_n = \lim_{l_n \rightarrow 0} \epsilon_n l_n$, при $\epsilon_n \rightarrow \infty$, $l_n \rightarrow 0$, так что K_n остается конечной величиной.

Источник импульсного электромагнитного поля в виде вертикального магнитного диполя с моментом $M_z = Me^{-i\omega t}$, ориентированного по оси z , поместим в межпластовое пространство в начало цилиндрической системы координат (r, ϕ, z) . Здесь M — амплитуда заданного поля, ω — круговая частота, t — время, i — мнимая единица.

Первую плоскость K_1 расположим в плоскости $z=h$, а вторую в плоскости $z=H$. Если пренебречь электромагнитными параметрами вмещающей систему среды из-за их

малости по сравнению с параметрами K_n , то электромагнитное поле, представляемое вектор-потенциалом A_z , вводимое соотношением $E_\varphi = \text{rot} A_z$, в области определения поля описывается уравнением Лапласа:

$$\nabla^2 A_{nz} = 0. \quad (1)$$

Здесь E_φ — электрическая компонента электромагнитного поля. Телеграфные уравнения, описывающие электромагнитные поля в комплексных средах K_n , на плоскостях K_n вырождаются в граничные условия вида [6]:

$$\frac{\partial A_{nz}^{(1)}}{\partial z} + \frac{\partial A_{nz}^{(2)}}{\partial z} = i\omega\mu(S + i\omega D)A_{nz}^{(1,2)}, \quad (2)$$

где $\mu = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м — магнитная проницаемость вакуума.

Второе граничное условие имеет классический вид:

$$A_{nz}^{(2)} = A_{nz}^{(1)}. \quad (3)$$

Краевые условия при данном возбуждении определяют как [3, 7]:

$$A_{nz} \rightarrow 0 \text{ при } r \rightarrow \infty \text{ и } \bar{M}_z \rightarrow \frac{i\omega\mu M}{4\pi} \text{ при } r \rightarrow 0. \quad (4)$$

Применяя метод разделения переменных, решение уравнения Лапласа, как известно, в соответствующих областях представляется выражениями:

$$A_{1z}(\omega) = \bar{M}_z \int_0^\infty C_0 e^{-mz} J_0(mr) dm, \text{ при } z \geq h,$$

$$A_{2z}(\omega) = \bar{M}_z \int_0^\infty (e^{\pm m|z|} C_1 e^{mz} + C_2 e^{-mz}) J_0(mr) dm, \text{ при } H \leq z \leq h, \quad (5)$$

$$A_{3z}(\omega) = \bar{M}_z \int_0^\infty C_3 e^{mz} J_0(mr) dm, \text{ при } z < H.$$

Здесь A_{1z} , A_{2z} , A_{3z} — соответственно вектор-потенциалы в первой среде — над плоскостью K_1 , во второй — в межпластовом пространстве, в третьей — под плоскостью K_2 ; C_0 , C_1 , C_2 , C_3 — коэффициенты, подлежащие определению.

Решение уравнения (1) в межпластовой среде содержит функцию возбуждения — внутреннее возбуждение пласта, т.е. подземное возбуждение геологической среды, осуществляемое из горной выработки, штольни или скважины.

Удовлетворяя краевым и граничным условиям, получаем систему уравнений для определения неизвестных коэффициентов. При $z=h_1$ и при $-z=H_2$ соответственно имеем:

$$\begin{aligned} & C_0 e^{-mh} + C_1 e^{mh} + C_2 e^{-mh}, \\ & -m C_0 e^{-mh} + m e^{-mh} - m C_1 e^{mh} + C_2 e^{-mh} = i\omega\mu_1 K_1 C_0 e^{-mh}, \quad (6) \\ & e^{-mH} + C_1 e^{-mH} + C_2 e^{mH} = C_3 e^{-mH}, \\ & -m e^{-mH} + m C_1 e^{-mH} - m C_2 e^{mH} - m C_3 e^{-mH} = i\omega\mu K_2 C_3 e^{-mH}. \end{aligned}$$

Решая эту систему относительно неизвестных коэффициентов, после алгебраических преобразований приведем их к виду, удобному для применения обратного преобразования Лапласа—Карлсона с целью определения временной функции импульсного источника [2]. При этом будем иметь:

$$C_0 = \frac{2m}{\mu D_1} \frac{g_H}{g} (p^2 + p\epsilon'' + 2m / \mu D_2 g_H) / W,$$

$$C_1 = e^{-2mh} \frac{g_H}{g} [p^4 + p^3 \epsilon'' + p^2 (\epsilon_1'' \epsilon_2'' + \frac{2m}{\mu D_2} \frac{1}{g_H}) + p \frac{2m}{\mu D_2} \frac{\epsilon_1''}{g_H}] / W,$$

$$C_2 = e^{-2mH} \frac{g_H}{g} [p^4 + p^3 \epsilon'' + p^2 (\epsilon_1'' \epsilon_2'' + \frac{2m}{\mu D_1} \frac{1}{g_H}) + p \frac{2m}{\mu D_1} \frac{\epsilon_2''}{g_H}] / W,$$

$$C_3 = \frac{2m}{\mu D_2} \frac{g_H}{g} (p^2 + p\epsilon'' + \frac{2m}{\mu D_1}) / W \quad (7)$$

$$\text{где } W = p^4 + p^3 \epsilon'' + p^2 (\frac{2m}{\mu g} \bar{D} + \bar{S}_1 \bar{S}_2) + p^2 \frac{2m}{\mu g} \bar{S} + \frac{4m^2}{\chi},$$

$$g = 1 - e^{-2m(H+h)}, \quad g_h = 1 - e^{-2mh}, \quad g_H = 1 - e^{-2mH}, \quad p = i\omega,$$

$$\epsilon'' = \epsilon_1'' + \epsilon_2'', \quad \epsilon_1'' = \frac{S_1}{D_1}, \quad \epsilon_2'' = \frac{S_2}{D_2}, \quad \chi = \mu^2 g D_1 D_2, \quad D = D_1 + D_2,$$

$$S = S_1 + S_2, \quad \bar{S} = S / D_1 D_2, \quad \bar{S}_1 \bar{S}_2 / D_1 D_2.$$

Разложив знаменатель коэффициентов на сомножители, получим

$$W = (p+d)(p+c)[(p+a)^2 + b^2],$$

где

$$d = \left(\frac{\sqrt{x_1} + \sqrt{x_2} + \sqrt{x_3}}{2} + \frac{\epsilon''}{4} \right), \quad c = \left(\frac{\sqrt{x_1} + \sqrt{x_2} + \sqrt{x_3}}{2} - \frac{\epsilon''}{4} \right),$$

$$a = \frac{\sqrt{x_1}}{2} - \frac{\epsilon''}{4}, \quad b = i \left(\frac{\sqrt{x_2} + \sqrt{x_3}}{2} \right),$$

x_1, x_2, x_3 — корни уравнения третьей степени (резольвента), имеющие три значения в зависимости от знака параметров этого уравнения [5].

В частном случае, например, с учетом комплексной электропроводности пород в естественном залегании, можно положить

$$x_1 = -2Rsh \frac{\varphi}{3} - \frac{u}{3}, \quad x_2 = Rsh \frac{\varphi}{3} + i\sqrt{3}Rch \frac{\varphi}{3} - \frac{u}{3},$$

$$x_3 = Rsh \frac{\varphi}{3} - \sqrt{3}Rch \frac{\varphi}{3} - \frac{u}{3},$$

$$\text{где } u = \frac{4m^2}{\mu^2 g D_1 D_2} - g^* \frac{\epsilon''}{4} - p^* \left(\frac{\epsilon''}{4} \right) - \left(\frac{\epsilon''}{4} \right)^3,$$

$$g^* = \frac{2mS}{\mu g D_1 D_2} - 4 \left(\frac{\epsilon''}{4} \right)^3 - 2 \left(\frac{\epsilon''}{4} \right) \left[\frac{2mD}{\mu g D_1 D_2} - 6 \left(\frac{\epsilon''}{4} \right)^2 \right],$$

$$p^* = \frac{2mD}{\mu g D_1 D_2} + \frac{S_1 S_2}{D_1 D_2} - 6 \left(\frac{\epsilon''}{4} \right)^2,$$

$$R = (\sin g) \left(\frac{|p^*|}{3} \right)^{1/2}, \quad \varphi = \arcsin \frac{g^*}{2R^3}.$$

Подставив выражения (5) с учетом краевых условий и коэффициентов (7) в табличные интегралы преобразования Лапласа—Карлсона [2], электромагнитное поле импульсного источника выразим в виде однократного интеграла

$$A_{1z}(t) = -\frac{\mu M}{2\pi D} \frac{\partial}{\partial t} \int_0^\infty m e^{-mz} \frac{g_H}{g} (A_2^* e^{-dt} + B_2^* e^{-ct} + C_2^* e^{-at}) J_0(mr) dm;$$

$$\begin{aligned} A_{2z}(t) = & -\frac{\mu M}{2\pi D} \left\{ \int_0^\infty e^{-m(2g-z)} \frac{g_H}{g} \left[\frac{\partial^2}{\partial t^2} (A_2^* e^{-dt} + B_2^* e^{-ct} + C_2^* e^{-at}) - \right. \right. \\ & \left. \left. - \epsilon_1'' \frac{\partial}{\partial t} (A_2^* e^{-dt} + B_2^* e^{-ct} + C_2^* e^{-at}) \right] + \right. \\ & \left. + e^{-m(2H+z)} \frac{g_h}{g} \left[\frac{\partial^2}{\partial t^2} (A_1^* e^{-dt} + B_1^* e^{-ct} + C_1^* e^{-at}) - \right. \right. \\ & \left. \left. - \epsilon_2'' \frac{\partial}{\partial t} (A_1^* e^{-dt} + B_1^* e^{-ct} + C_1^* e^{-at}) \right] \right\} J_0(mr) dm; \end{aligned}$$

$$A_{3z}(t) = -\frac{\mu M}{2\pi D_2} \int_0^\infty m \frac{g_H}{g} e^{mz} (A_1^* e^{-dt} + B_1^* e^{-ct} + C_1^* e^{-at}) J_0(mr) dm,$$

где коэффициенты интегрирования имеют вид [2]

$$A_j^* = \frac{d^2 - \alpha_j d - \beta_j}{(c-d)[(a-d)^2 + b^2]}, \quad B_j^* = \frac{c^2 - \alpha_j c - \beta_j}{(d-c)[(a-c)^2 + b^2]},$$

$$C_j^* = \frac{1}{b} \left\{ \frac{(d^2 - b^2 - \alpha_j a + \beta_j^2)^2 + b^2(\alpha_j - 2a)^2}{(c - a)^2[(d - a)^2 + b^2]} \right\}$$

$$j = 1, 2; \alpha_j = \epsilon_j''; \beta_j = 2m / \mu D_j g_j; D_j = D_{1,2}, g_j = g_{1,2} = g_{h,h}.$$

Компоненты электромагнитного поля определяются соотношениями:

$$E_\phi(t) = -\frac{\partial A_z}{\partial r}, B_z(t) = \frac{\partial B_r}{\partial t} = -\frac{\partial^2 A_z}{\partial z^2}, B_r(t) = \frac{\partial B_z}{\partial t} = -\frac{\partial^2 A_z}{\partial r \partial z},$$

которые могут быть реализованы численным анализом по аналогии с работой [7].

Параметры комплексной электропроводности пластов в импульсном электромагнитном поле проявляются в основном экспоненциальной зависимостью

$$\exp = \left[-\left(\frac{S_1}{D_1} + \frac{S_2}{D_2} t \right) \right].$$

Функция $[(S/D)t]$ в физической интерпретации представляет собой отношение тока проводимости к току смещения и в частотной области определяет тангенс угла потерь: $\operatorname{tg} \delta = [(S/D)t] = \gamma / \epsilon \omega$. При $\operatorname{tg} \delta \ll 1$ среда характеризуется как диэлектрик, при обратном соотношении — как проводник.

В случае одного пласта, при возбуждении поля над пластом, а его наблюдении под ним или наоборот (вариант просвечивания), с достаточной для практики точностью ($m \rightarrow 0$ или $r \rightarrow \infty$, или $S \gg \approx 0,01$) компоненты поля могут быть выражены через элементарные функции. К примеру, измеряемая на практике функция поля имеет вид

$$E_\phi(t) = -\frac{3M}{2\pi S r^3} \left[\frac{\alpha_{k1}^*}{(\alpha_{k1}^{*2} + 1)^{5/2}} - e^{-\epsilon^* t} \frac{\alpha_{k2}^*}{(\alpha_{k2}^{*2} + 1)^{5/2}} \right] \approx$$

$$\approx -\frac{3M}{2\pi S r^3} \left[\frac{1}{\alpha_{k1}^{*4}} - e^{-\epsilon^* t} \frac{1}{\alpha_{k2}^{*4}} \right],$$

где $\alpha_{k1}^* = -z + 2t / \mu S$, $\alpha_{k2}^* = -z - 2t / \mu S$.

$$\text{При } t \rightarrow 0 \text{ имеем } E_\phi(t) = -\frac{3M}{2\pi S r^3 z^4} (1 - e^{-\epsilon^* t}).$$

$$\text{При } t \rightarrow \infty, E_\phi(t) = -\frac{3M \mu^4 S^3}{32\pi r^4 z^4} (1 - e^{-\epsilon^* t}).$$

Согласно данным выражениям, диэлектрическая компонента комплексной среды поляризуется (заряжается до

насыщения), а затем ввиду потерь на нагревание электропроводящей компоненты среды разряжается до нуля (переходный процесс).

Из общих соображений следует, что при $\operatorname{tg} \delta \gg 1$ в случае внутреннего возбуждения и приема поля система проявляется в виде электромагнитного волновода — объекта исследований в радиоволновом методе, методе заряда и др., а при $\operatorname{tg} \delta \ll 1$ — диэлектрической системы — модели пластов льда, нефтегазовых залежей, коксующихся углей, пресных вод и других полезных ископаемых. Такая же геометрия размещения источника и приемника поля соответствует скважинным вариантам (особенно горизонтальным) исследования.

В заключение заметим, что приведенные теоретические исследования могут дать импульс к разработке конкретных технологий подземной импульсной электроразведки и, прежде всего, комбинированных, сочетающих особенности георадиолокационного зондирования и метода переходных процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Губатенко В.П. Эффект Максвелла—Вагнера в электроразведке // Физика Земли. 1991. № 4. С. 88—89.
2. Диткин В.А., Прудников А.П. Справочник по операционному исчислению. — М.: Высшая школа, 1995.
3. Кауфман А.А. Введение в теорию геофизических методов. Ч. 2. Электромагнитные поля: Пер с англ. — М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2000.
4. Каменецкий Ф.М. Высокоразрешающая электроразведка: факт или реклама? // Геофизика. 1999. № 1. С. 41—44.
5. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике для научных работников и инженеров. — М.: Наука, 1973.
6. Макагонов П.П., Мухина Н.И., Я. Шерияф Я. Влияние диэлектрической проницаемости на нестационарное электромагнитное поле в микросекундном диапазоне // Геология и разведка. 1987. № 8. С. 81—86.
7. Ним Ю.А. Основы приближенной теории электроразведки методом переходных процессов // Геология и геофизика. 1989. № 3. С. 134—141.
8. Ним Ю.А., Омеляненко А.В., Стогний В.В. Импульсная электроразведка криолитозоны. — Новосибирск, 1994.
9. Омеляненко А.В. Научно-методические основы георадиолокации мерзлых горных пород. Автореф. дисс. на соиск. доктора технических наук. Якутск, 2001.
10. Петровский А.Д. Радиоволновые методы в подземной геофизике. — М.: Недра, 1971.
11. Светов Б.С. «Неклассическая» геофизика // Физика Земли. 1998. № 8. С. 3—12.
12. Страхов В.Н. Геофизическое образование — на качественно новый уровень! // Геофизика. 2002. № 3. С. 15—20.
13. Тикшаев В.В., Лепешкин В.П., Глечиков В.А. Неустановившееся электромагнитное поле в слоистой среде с учетом частотной дисперсии электропроводности // Физика Земли. 1987. № 9. С. 47—54.
14. Финкельштейн М.И., Кутев В.А., Золотарев В.П. Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии. — М.: Недра, 1986.

Пути оптимизации процесса разрушения горных пород и создания новых коронок для геологоразведочного бурения

Р.М. СКРЯБИН, Л.Н. ФЕДОРОВ, Г.А. СВЕШНИКОВ

В Республике Саха (Якутия), являющейся крупнейшим горнодобывающим регионом страны, при переходе на рыночные отношения произошел значительный спад геологоразведочных работ, поэтому возрождение геологоразведочной отрасли и интенсификация горного производства остаются приоритетными задачами стратегии ее социально-экономического развития. В условиях ограниченного финансирования геологоразведочных работ наиболее актуальны поиски новых путей совершенствования геологоразведочного бурения, внедрение в производство высокоэффективных методов и технических средств бурения.

Современный уровень развития способов разрушения горных пород, как науки, обеспечен многолетними масштабными исследованиями свойств горных пород. Последнее открытие новых свойств — свойство симультанности — было сделано в 70-х годах. На основе этого были предложены комбинированные способы одновременного действия и созданы агрегированные групповые породоразрушающие инструменты [1].

В системе знаний о способах разрушения горных пород наработано огромное количество теоретического и экспериментального материала как научного, так и практического. Дальнейшее его накопление на основе старых подходов, базирующихся на свойствах пород и концепции ядра разрушения, неперспективно и ведет лишь к «информационному шуму». В разработке новых и совершенствовании известных способов и средств разрушения горных пород наблюдается длительный застой. Разрушение горных пород как теоретически, так и практически уже давно не отвечает запросам горного дела [2]. Это подтверждает хотя бы тот факт, что в буровых станках сам принцип разрушения уже стал непреодолимым тормозом на пути создания станков для бурения взрывных скважин диаметром 350–400 мм. Высокая энерго- и материалоемкость таких станков не оправдывает затраты на их изготовление и эксплуатацию. Например, станок 2СБШ-200-32 для бурения скважин диаметром 200 мм весит 55 т, а станок СБШ-320-36 — диаметром 320 мм — уже 140 т. И в зарубежных странах наблюдается такая же зависимость массы и габарита станка от диаметра бурения. Однако в отличие от нас за рубежом в процессе изготовления станков применяются прогрессорную и даже робототехнику. Прогрессивная циклично-поточная технология разработки месторождений полезных ископаемых и другие, альтернативные взрывной, из-за отсутствия способов и средств разрушения, отвечающих требованиям этих технологий, не находят широкого применения.

В настоящее время во всем мире горная технология, в т.ч. и геологоразведочное бурение, основаны на способах разрушения инициированных исключительно механическими свойствами горных пород. Поэтому в современном горном производстве применяются в основном механические способы разрушения. Оптимизм по поводу широкого внедрения новых способов разрушения с применением различных физических полей, наметившийся еще в 70-х годах прошлого столетия, в настоящее время несколько угас. Одна из основных причин не только конструктивная, технологическая и эксплуатационная сложность устройств, реализующих эти способы, но и концептуально устаревшие подходы к разработке новых способов разрушения. В связи с этим физические поля в таких способах применялись без необходимого понимания физической сути их роли в общем механизме разрушения горных пород.

Прогресс в разрушении горных пород в настоящее время развивается преимущественно по двум направлениям:

1. Интенсификация процесса механического разрушения путем дополнительного введения энергии в породу через ударный, режущий или шарошечный инструменты. В этом плане представляет интерес комбинированный буровой снаряд с пневмоударником, созданный в Институте горного дела УрО РАН под руководством доктора технических наук Р.Н. Сухова и обеспечивающий возможность бурения скважин диаметром 400 мм станком СБШ-250. Для интенсификации процесса шарошечного бурения в СКТБ электровибрационной техники под руководством кандидата технических наук В.О. Мальченка были созданы и испытаны в производственных условиях магнитострикционные вибраторы, обеспечивающие 2–3-кратное увеличение механической скорости бурения станком СБШ-250 в различных горно-геологических условиях эксплуатации и даже бурение скважин диаметром 500 мм. В ИГД им. А.А. Скочинского при бурении взрывных скважин с использованием сверхвысокочастотных (СВЧ) электромагнитных полей достигнуто 2–3-кратное увеличение механической скорости бурения в крепких породах при одновременном снижении осевого усилия в 3–5 раз. В геологоразведочном бурении применение гидроударников и гидровибраторов в качестве интенсификаторов процесса резания и удара позволило на 40–60% увеличить механическую скорость бурения. Известно также использование магнитострикционных вибраторов, показавших увеличение механической скорости бурения в 22,5 раза.

2. Улучшение эксплуатационных свойств известных и разработка новых сверхтвердых инструментальных материалов. В России созданы на основе нитрида бора и кремния новые инструментальные материалы типа кубанита, бельбора, гексанита и др. Эксплуатационные свойства широко распространенных твердых сплавов также улучшаются. Например, в аэрокосмическом комплексе им. М.В. Хруничева изготавливаются более твердые и более пластичные сплавы, к тому же хорошо сваривающиеся со сталью. В США известны такие сверхтвердые сплавы как эльбор, боразон, современные композитные материалы на основе синтетических алмазов как стратапакс, геозет, синдрил, сундакс и др. В нашей стране также разработаны и применяются в качестве вооружения долот для бурения нефтяных скважин алмазно-твердосплавные пластины.

Данные направления развиваются в тесной связи друг с другом. Интенсификаторы разрушения часто требуют износостойких, более твердых и одновременно ударовибростойких материалов, а это очень трудная задача материаловедения. Практика показывает, что ударопрочные материалы надо применять в ударных способах, а износостойкие — в процессе резания. Эффективное сочетание удара и резания сдерживается отсутствием материалов, которые одновременно обладали бы высокой износостойкостью и ударопрочностью.

Такое положение объясняется, на наш взгляд, не только экономическим кризисом в России, но и устареванием научных идей и положений, лежащих в основе разработки и совершенствования способов разрушения горных пород. В связи с этим, проанализировав современные представления о разрушении твердых тел, нами намечены пути выхода из такого застойного состояния и сформулирована новая концепция способов разрушения горных пород [3]. Согласно данной концепции для инициирования различ-

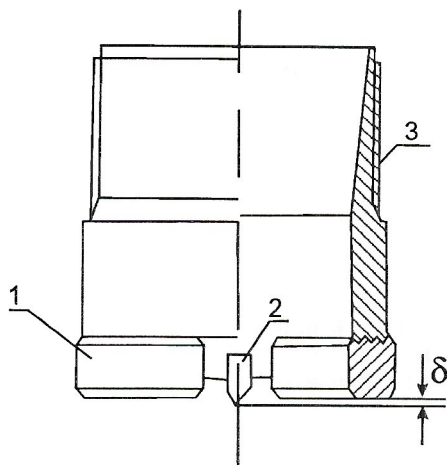


Рис. 1. Термофрикционная коронка КФП-76

ными способами первой стадии разрушения необходимо вводить в породу энергию *объемно*, а второй — *локально*. Следовательно, в объеме породы инициируются процессы генерации и накопления микро-и макротрещин и других дефектов до критической концентрации — *объемное предразрушение*, а при локальном воздействии активизируются процессы слияния трещин в более крупные и доминирующий катастрофический рост некоторых из них с образованием отдельных — *стадия доразрушения*. В соответствии с этим породоразрушающие инструменты, реализующие двухстадийное разрушение, должны иметь две группы элементов, где вводится энергия: 1) *объемно*, 2) *локально*. Новый подход в организации процесса разрушения горных пород позволяет нам изменить стратегию разрушения на основе изучения физических процессов и явлений в стадию предразрушения горных пород. Естественно, что в данном случае порода не теряет своей целостности, но изменяет свои физико-механические свойства. Изучение таких новых свойств позволит правильно выбрать способы окончательного разрушения, т.е. доразрушения. Новая стратегия не отменяет изучение свойств пород, а предполагает это делать в условиях предразрушения, т.е. разупрочнения. В этой стратегии способов разрушения горных пород новое — ее направленность на изучение физических процессов, предшествующих образованию отдельных. В свете рассматриваемой новой концепции понятна роль физических полей — *объемно предразрушать*, а *локальным механическим воздействием — доразрушать* горную породу. Под этот принцип подпадает работа многих термомеханических инструментов, созданных еще в XX в. В настоящее время для бурения двойными колонковыми трубами во Всероссийском институте техники и технологии разведки под руководством доктора технических наук Г.С. Бродова разработаны термофрикционные коронки, в которых фрикционные элементы при трении о забой нагревают и разупрочняют поверхностный слой породы, а резцы под действием упругих элементов или давления промывочной жидкости внедряются в этот слой и отделяют его от забоя. Конструктивно фрикционные элементы закреплены на одном корпусе, а режущие — на другом. В результате увеличивается ширина торца коронки, соответственно, и объем разрушения. Однако несмотря на это коронка показала наилучшие результаты [4]. Сложность конструкции термофрикционной коронки Г.С. Бродова связана с требованием самого механизма разрушения вводить в породу энергию разупрочнения *объемно*, а энергию доразрушения — *локально*. Следовательно, необходимо предусматривать в конструкции породоразрушающего инструмента дополнительные элементы.

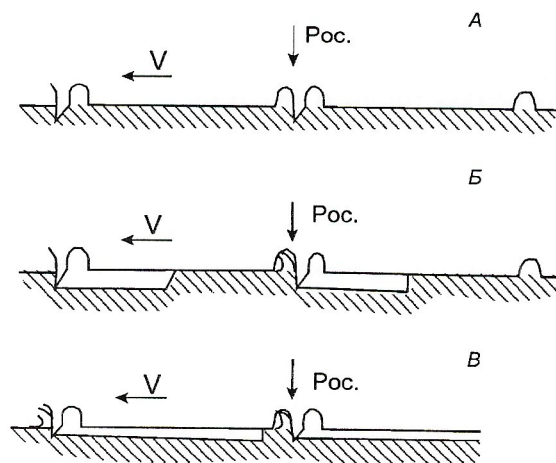


Рис. 2. Различные положения фрикционной коронки в процессе бурения

Для решения подобной задачи в ИГДС СО РАН совместно с кафедрой Технологии и техники разведки МПИ ГРФ ЯГУ и Всероссийским институтом техники и методики разведки (ВИТР, г. Санкт-Петербург) по совместному проекту разрабатывается одинарная термофрикционная коронка КФР-76. В этой коронке фрикционные элементы 1 и резцы 2 установлены неподвижно на одном корпусе 3. Причем резцы опережают фрикционные элементы на 0,2–0,8 мм (рис. 1), поэтому в начале бурения резцы работают без нагревания породы, т.е. без ее разупрочнения. При постановке коронки на забой и подаче осевого усилия резцы внедряются в породу, а фрикционные элементы всей площадью своих торцов вступают в контакт с забоем (рис. 2, А). При вращении коронки резцы начинают снимать слой породы толщиной равной глубине внедрения, а фрикционные элементы трением нагревают породу. Особенность работы такой коронки заключается в ступенчатом характере ее углубки. Как известно, у обычных твердосплавных коронок все резцы при бурении описывают траекторию в виде плавной винтовой линии. В нашем случае углубка тормозится массивными фрикционными элементами и коронка вращается без проходки (рис. 2, Б), снимая стружку как рубанок. При этом образуется уступ, длина которого по мере вращения коронки уменьшается, и удельное давление на породу увеличивается (рис. 2, В). Так как порода под торцом коронки находится в условиях почти всестороннего давления, то только к концу данного уступа порода раздавится, и резец снова углубится на величину своего выхода над плоскостью торца коронки (см. рис. 2, А). При двухрезцовой коронке угол поворота резца от внедрения до следующего внедрения можно принимать приблизительно равным 180°. Таким образом, анализ траектории движения резца коронки показывает, что приповерхностный слой породы в конце уступа под сбегающей частью фрикционных элементов коронки перед резцами не успевает нагреться и разупрочниться и в то же время испытывает минимальное удельное давление, потому что площадь контакта коронки с забоем максимальна (см. рис. 2, А). В начале уступа порода за резцом под набегающей частью фрикционных элементов коронки (см. рис. 2, Б) нагревается от трения и разупрочняется в течение времени пока коронка не повернется на 180° (см. рис. 2, В). Удельное давление коронки на уступ в течение этого времени увеличивается, так как его длина, а следовательно, площадь контакта породы с торцом коронки, уменьшается. Совершенно ясно, что при самых оптимальных режимах бурения такой коронкой, резец все время внедряется и начинает резать малоразупрочненный слой породы. Только к концу цикла резания он снимает максимально разупрочненный слой. Из этого вытекает циклический ха-

раक्टर работы резца от максимальной нагрузки до минимальной. Фрикционный элемент тоже работает циклически. После внедрения резцов ее набегающая часть на трение почти не работает, она как бы зависает над уступом. Сбегающая часть все время в контакте с породой, сила трения тоже изменяется от максимальной до минимальной.

Отсюда можно прогнозировать опережающий износ задней части фрикционных элементов коронки, что в какой-то степени изменит описываемый процесс работы коронки. Установление истинного характера работы коронки потребует определенных исследовательских работ, на основе которых будут разработаны требования к свойствам инструментальных материалов для резцов и фрикционных элементов.

Основные достоинства разрабатываемой коронки по сравнению с подготавливаемой ВИТР к серийному выпуску коронки КТМ-93 — простота конструкции и эксплуатации, уменьшение объема разрушения породы в два раза при выбуривании керна приблизительно равного диаметра, более высокая механическая скорость бурения и меньшая стоимость.

Реализация проекта направлена на достижение конечной цели повышения эффективности бурения геологоразведочных скважин в перемежающихся породах VII–IX категорий буримости. При этом по сравнению с алмазными коронками прогнозируется повышение механической скорости бурения в породах VII–IX категорий буримости на 20–40% при одинаковой проходке на коронку и

снижение себестоимости по сравнению с алмазной коронкой в 3–4 раза. Если сравнивать с твердосплавными коронками, то многократно увеличится стойкость коронок и в 2–3 раза проходка на рейс. Централизованное финансирование научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ по разработке одинарных фрикционных коронок позволит провести опытно-конструкторские и технологические работы, способствующие выпуску опытной партии коронок на научно-технологическом комплексе ОИФТПС РАН и их испытанию в производственных условиях. По результатам этих работ в 2006 г. намечен выпуск малой серии объемом 500 шт. в год. Возможными потребителями новых термофрикционных одинарных коронок могут быть геологоразведочные экспедиции Госкомитета Республики Саха (Якутия) по геологии и недропользованию и АК «АЛРОСА».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барон Л.И., Глатман Л.Б., Козлов Ю.Н. и др. Разрушение горных пород проходческими комбайнами. Разрушение агрегированными инструментами. — М.: Наука, 1977.
2. Баранов Е.Г., Крымский В.Н. Современное состояние и пути развития теорий разрушения горных пород // Изв. вузов. Горный журнал. 1989. №2. С. 1–10.
3. Скрыбин Р.М., Федоров Л.Н. Новые подходы к организации ресурсосберегающих процессов разрушения горных пород. // Горный информационно-аналитический бюллетень МГГУ. 1995. № 5. С. 59–62.
4. Бродов Г.С. Основы термомеханического колонкового бурения. — С.-Пб, 2001.

Краткие сообщения

УДК 551.1.14

© А.Г. Павлов, В.Р. Филиппов, 2003

Еще раз о происхождении Земли

А.Г. ПАВЛОВ, В.Р. ФИЛИППОВ

В общих чертах установлено закономерное развитие земной коры в течение одного тектоно-магматического цикла — это образование геосинклинального прогиба, осадконакопление, ультраосновной и основной магматизм, инверсия прогиба, кислый магматизм, замыкание геосинклинали и переход складчатой области в платформу, магматизм и осадконакопление в платформенном режиме. Объяснить причины этого закономерного хода развития земной коры ученым пока не удалось, также остаются невыясненными причины различия характера тектоно-магматических процессов, развивающихся в подобных геосинклинальных прогибах. Почему Земля развивалась в прошлом и развивается в настоящее время именно так, а не иначе? Правильный ответ на этот вопрос может быть найден только в том случае, если мы будем знать как появилась Земля во Вселенной и что она представляла собой как первичная планета.

В данной работе авторы излагают свою точку зрения на происхождение Земли, которая, возможно, даст представление о причине упомянутого закономерного хода ее геологического развития.

О происхождении и развитии Земли в настоящее время существует достаточно много гипотез, но даже краткое их изложение в объеме такой статьи крайне затруднительно. Обилие разноречивых взглядов на происхождение Земли вызвано тем, что различные науки, изучающие земной шар, долгое время развивались почти независимо друг от друга. Представители отдельных наук, в особенности геологии, геофизики и астрономии, используя свои знания и возможности, самостоятельно решают эту задачу. Именно таким путем родилась гипотеза новой глобальной текто-

ники, основоположниками которой являются геофизики. В пользу обсуждаемой гипотезы говорят следующие факты: совпадение контуров материков; мировая система срединных океанических хребтов; палеомагнитные данные; существование в верхней мантии слоя пониженной вязкости; геофизические различия «континентальной» и «океанской» коры. Как видно, все эти факты или геофизические, или географические. В основе концепции почти не было геологических фактов и открытий астрофизики, наблюдательной астрономии. Однако связи между геологическими процессами, формой и движением Земли, а также космическими явлениями известны в геологии давно. Издавна ученые пытались связать землетрясения и извержения вулканов с фазами Луны. В начале XX в. в геологии известны факты пренебрежительного отношения к этим попыткам как «натурфилософским». Тем не менее, бурное развитие астрономии в последние десятилетия позволило установить, что космические факторы влияют на атмосферу, магнитное и электрическое поля Земли. Геофизические свойства Земли вообще заметно связаны с явлениями, происходящими в Галактике. Так, тепловой галактический поток может составлять 14 % солнечного, а климатическая периодичность связана с галактическими явлениями непосредственно или через Солнце. Постепенно выясняется, что именно космические влияния — это и есть «триггерный» механизм для землетрясений и изменений некоторых метеорологических параметров. В результате в настоящий момент остро назрела необходимость объединения результатов исследования нескольких наук: геологии, геофизики, космогонии, физики, химии. Представить истинную картину происхождения и развития

Земли можно только тогда, когда исследователи научатся рассматривать Землю не как изолированное тело во Вселенной, а как ее «родное детище», т.е. происхождение Мира и Земли связать с действием какого-то глобального астрофизического процесса.

В данной работе в качестве пробного «фундамента» гипотезы об образовании Земли выбрана теория «Большого взрыва», в последнее время успешно пробивающая себе дорогу.

Как известно, предпосылкой рождения теории «Большого взрыва» является открытие закона Хаббла, который предполагает образование Вселенной в результате гигантского взрыва. Такая мысль зародилась впервые у Г.Гамова в 1948 г. [10]. Согласно этой теории, примерно 10—20 млрд. лет назад все вещество и вся энергия современной Вселенной были сконцентрированы в одном теле (Прототеле) плотностью свыше 10^{25} г/см³ и температурой свыше 10^{16} К. Чудовищное радиационное давление внутри сгустка привело к его необычайно быстрому расширению — «Большому взрыву». С момента возникновения взрыва различные по массам и массам обломки Прототела разлетались с разными скоростями. Естественно, при такой интерпретации происхождения Вселенной получается, что физические свойства пространства не абсолютны, не заданы раз и навсегда, а зависят от распределения и движения тяготеющих масс — это центральная идея релятивистской физики, общей теории относительности Эйнштейна.

В последние годы, в результате различных астрономических наблюдений, получен аргумент в пользу теории «Большого взрыва» — наблюдение фонового или реликтового излучения нейтрино — другая общая особенность Вселенной, подтверждающая теорию Г.Гамова. Преодолев существующие трудности в изучении нейтрино, можно разгадать прошлое Вселенной. Дальнейшая история развития материального мира Вселенной после «Большого взрыва» восстанавливается на основании фактов наблюдательной астрономии и догадках.

По теории Г.Гамова, при «Большом взрыве» образуются обломки и плазменные «капельки» самых различных размеров, пыль и газы. Космические тела с массами, намного превышающими массу Солнца — квазары, должны коллапсировать (взрываться) с меньшей силой, чем при взрыве Прототела [10]. Астрономы, наблюдая такие взрывы с 1954 по 1977 гг., зарегистрировали свыше 450 вспышек в разных Галактиках.

После взрыва тела, получившие наибольшую скорость, могут преодолеть силу притяжения квазара и выйти из-под его влияния. Большая же часть выброшенных тел, оставаясь в поле его тяготения, должна вращаться по определенным орбитам, образуя новую космическую систему — Галактику. В этой системе происходит перераспределение обломков, плазменных «капелек», газов и пыли согласно новым законам нового пространства и времени, в частности, менее массивные тела, попадая в гравитационное поле более массивных тел, будут вращаться вокруг них, формируя подсистемы, подобные нашей солнечной. После полной перестройки отделившихся тел, форма галактик примет вид эллипса, обусловленного вращением этих тел по определенным орбитам в поле тяготения квазара. Один полный цикл оборота всех веществ по своим орбитам вокруг ядра Галактики астрофизиками назван галактическим годом, который состоит из дуг, соответствующих отрезкам времени галактических весны, лета, осени и зимы.

Как следует из изложенного, первоисточником звезд, планет, комет, метеоритов, газа и пыли является сверхплотный, высокотемпературный с дифференцированным веществом квазар. Подобная точка зрения впервые была выдвинута академиком В.А.Амбарцумяном [1]. Подтверждается она немногими астрономами [3,5], но, как нам кажется, имеет большое будущее. Естественно, обломки, отделившиеся от такого дифференцированного тела должны различаться химическим составом и значениями физических параметров. И действительно, наблюдательной астро-

номией установлены звезды самых различных размеров, масс, плотностей, разными классами спектров [5, 8].

В нашей звездной системе — Солнечной, у планет-гигантов иной химический состав, иная природа атмосфер по сравнению с планетами земной группы. Эти планеты различаются также по массе, плотности и, конечно, по характеру вращения вокруг своей оси и вокруг Солнца [2].

Исходя из сказанного, можно предположить, что вещество из которого состоит Земля, раньше находилось в горячем плотном квазаре. Обломки, образовавшиеся при его взрыве, должны быть плотными, горячими и угловатыми. Следовательно, и тот «кусочек», из которого в будущем сформировалась планета Земля, имел те же физические свойства, что и квазар и был без ядра, мантии и коры. Именно такое состояние первичного вещества планеты приобретает большое значение при объяснении пути геологического развития Земли и, возможно, других планет Солнечной системы. Процесс дальнейшего развития, отделившихся от квазара частей, происходит в зависимости от их химического состава, физических свойств и влияния космических факторов. Если до момента взрыва вещество, которым была представлена планета, находилось в составе квазара под большим давлением и при высокой температуре, то попадая в разреженное космическое пространство со слабым гравитационным полем, оно начнет разуплотняться, образуя при этом менее плотные новые химические соединения, за счет которых будет увеличиваться объем «обломка».

Данный процесс сопровождается дифференциацией вещества по плотности. Наиболее тяжелые и тугоплавкие продукты этой реакции будут формировать ядро, оксиды и водородные соединения металлов — мантию, более плавкие металлы и их оксиды вместе с водой и газами — земную кору, гидросферу и атмосферу. В результате такого химического и физического перераспределения первичного вещества, бесформенный, вращающийся вокруг своей оси «обломок» должен превратиться в крупное шарообразное тело с вновь образованной твердой корой. В настоящее время, по-видимому, остатки этой коры сохранились в виде гранитных ядер древних платформ, возраст которых определен геологами как архейский (древнее 3,6 млрд. лет).

О таком едином процессе формирования земной коры и существовании совершенно иных геологических условий ее развития в архейское время в сравнении с фанерозоем, могут свидетельствовать следующие факты: 1) отсутствие в толщах нижнего архея конгломератов и гравелитов [4, 6, 9]; 2) выдержанность состава толщ архея на больших расстояниях, наблюдаемая на всех континентах мира. Осадочная фациальная зональность линейного типа не установлена, для всех материков удивительно сходны строение и последовательность залегания архейских толщ; 3) во многих районах в архейских толщах заключены прослой и неправильные обособления, состоящие из железных руд, появившиеся при дифференциации первичного вещества Земли. Характерная черта их — теснейшая ассоциация с метабазами — амфиболитами и кристаллическими сланцами.

Следующим фактом, свидетельствующем об образовании архейской коры в процессе дифференциации первичного вещества, может быть резкое отличие структур архея от фанерозойских складчатых сооружений. Для древнейших гнейсовых комплексов наиболее характерны изометрические или удлиненные, неправильной овальной или округлой формы структуры, напоминающие купола размером в поперечнике от 100 до 800 км. Внутри куполов большие складки осложнены складками течения более высоких порядков, вплоть до микроплотчатости. Архейская тектоника, несомненно, свидетельствует о высокой пластичности материала, а также тесной связи складчатости с процессами гранитизации и анатексиса [4, 6, 7].

Отмеченная особенность складок подтверждает то, что комплексы архейских пород не образовывались в прогибах между жесткими глыбами как более поздние складча-

тые сооружения, а сформировались в тот момент, когда тонкая земная кора находилась в полупластичном состоянии в результате «вскипания» еще очень горячего жидкого подкорового вещества [9].

Теперь, изучая геологические факты, характерные для протозойского времени (геохронологическая классификация дана по Л.И.Салопу [9]) Земли, попытаемся объяснить причину их возникновения, согласно нашей гипотезе происхождения и развития земной коры.

В палеопротозое после образования тонкой коры и дифференциации вещества верхних горизонтов при последующем цикле вращения солнечной системы вокруг ядра нашей Галактики в отрезке времени галактической «зимы» Земля развивалась только в зависимости от внутренних физико-химических факторов. Наиболее характерен для этого времени процесс разуплотнения, вызывающий интенсивное расширение объема. На Земле из-за напора разуплотняющихся глубинных веществ тонкая хрупкая гранитная кора раскалывалась с образованием планетарных рифтовых систем между раздвигающимися жесткими массивами коры. При дальнейшем интенсивном увеличении объема Земли мелкие глыбы архейской коры отделялись от крупных континентов, оставаясь неподвижными на базальтовом слое, и образовывали срединные массивы. В результате дефицита первичной жидкости, представленной флюидами кислот соляной, фтористой и частично серной, и особенности строения рельефа первичных континентов, не способствовали образованию континентальных морей и, следовательно, не могли создаваться условия для формирования платформенных осадочных пород.

Мощные осадочные породы прогибов, накопившиеся на охлажденном базальтовом слое, уже не могли подвергаться метаморфизму высоких температур. Метаморфизм происходил только при миграции горячих флюидов по глубинным разломам. При этом образовывались линейно-зональные полосы повышенного метаморфизма.

Анализ фаций, формаций, тектонических структур палеопротозойских отложений позволяет сделать вывод о том, что в начале протозойского времени впервые в геологической истории Земли возникли геосинклинальные пояса, отдельные материи, срединные массивы и складчатые горные сооружения.

Причиной складко- и горообразования, по мнению авторов, является приближение Солнечной системы к ядру Галактики (галактическая весна). Под воздействием сильного гравитационного поля ядра Галактики, разрыхленное вещество Земли начинает уплотняться, вызывая сокращение объема Земли. Наиболее важным геологическим процессом этой стадии стало сближение материков, расходившихся до этого момента. Пласты осадочных горных пород, образовавшиеся на дне геосинклинальных прогибов, сжимаются в складки, разламываются, скользят относительно друг друга. Вследствие трения пород выделяется огромное количество тепла, которое приводит к расплавлению трущихся пород формированию очага кислого магматизма.

В целом в протозойское время в результате неоднократных циклов пульсации объема Земли, связанных с неоднократными периодами вращения солнечной системы вокруг ядра Галактики и чрезвычайно длительных процессов осадконакопления, складчатости и метаморфизма, постепенно площадь и мощность земной коры, обладающей гранитоидным слоем, разрасталась. Комплексы пород этого времени в результате метаморфизма и гранитизации превратились в складчатый фундамент древних платформ.

Расширение и сжатие Земли в фанерозое происходило интенсивнее, чем в протозое. Большой объем сокращения, вызывающий усиление процессов горообразования, по-видимому, был обусловлен формированием мощного слоя разрыхленного первичного вещества в подкоровом пространстве. В настоящей статье не рассматриваются более подробно история геологического развития этого времени и причины происхождения основных тектоно-магматических событий.

Проанализировав основные геологические события, возникавшие в архейской и фанерозойской истории Земли, можно сделать следующие выводы.

Тектонический анализ показывает, что в раннем протозое геосинклинали закладывались по крупным глубинным разломам, образовавшимся в первичной коре. Геосинклинальными прогибами опоясывался весь земной шар. При замыкании таких геосинклиналей формировался материк, представленный древними континентами, сцементированными молодыми комплексами. Происходило образование монолитной, но менее изотропной коры, чем архейская оболочка. При очередном расширении объема Земли такая кора легко растрескивалась, возникали глубинные разломы, пересекающие архейскую и раннепротозойскую кору.

Большая часть фанерозойских геосинклиналей не появлялась заново на новом месте как в докембрии. Они при очередном интенсивном расширении развивались унаследованно по древним складчатым поясам. Этот факт хорошо объясняется тем, что в фанерозое за счет формирования мощных платформенных и миогеосинклинальных осадков образуется толстый чехол в виде «одеяла», перекрывающий древнюю кору. Такой континент, как более мощная прочная кора, при очередном интенсивном расширении объема Земли сохраняет свою целостность. Расширение подкорового вещества Земли приводит к расхождению континентов по долгоживущим разломам, которые способствовали развитию древних геосинклинальных зон.

Следовательно, физико-химическая эволюция первичного протопланетного вещества вызывает расширение, а воздействие сильного гравитационного поля ядра Галактики — сокращение объема планеты за короткий промежуток геологического времени. В целом весь этот процесс можно назвать **пульсационным расширением Земли**. Объем расширяется по восходящей линии с крутопадающими отрезками, соответствующими времени сжатия Земли. Один полный оборот Солнечной системы вокруг ядра Галактики, открытый астрономами, соответствует одному земному геосинклинальному циклу, установленному геологами.

Защищаемая гипотеза о происхождении и развитии Земли проста и в ее основе лежат три события: 1) «Большой взрыв», в результате которого образуется первично-плотная, однородная, горячая Земля; 2) разуплотнение и дифференциация первичного вещества, расширение объема Земли; 3) воздействие сильного гравитационного поля ядра Галактики, когда происходит сокращение объема Земли, складко- и горообразование.

Можно сказать, что первое из них является основой двух последующих. Именно такое представление о происхождении нашей планеты поможет наиболее полно объяснить весь сложный геологический процесс, сформировавший современный тектонический облик Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амбарцумян В.А. Об эволюции галактик (Соловьевская лекция, 1958) // Изв. Армянской. ССР. Ереван. 1957. Т.ХІ Вып. 5. С. 10—37.
2. Бакулин П.И., Кононович З.В., Мороз В.И. Курс общей астрономии. — М.: Наука, 1977.
3. Бербидж Дж., Бербидж М. Квазары. — М.: Мир, 1969.
4. Борукаев Ч.Б. Докембрий Австралии и Новой Зеландии / В кн.: Австралия, Африка. — Новосибирск, 1976. С. 5—107.
5. Воронцов-Вильяминов Б.А. Внегалактическая астрономия. — М.: Наука, 1978.
6. Елизарьев Ю.З., Забродин В.Е., Чиков Б.М. Докембрий Африки и Аравии / В кн.: Австралия, Африка. — Новосибирск, 1976. С. 108—213.
7. Леонов Г.П. Историко-геологические типы развития геосинклиналей / В кн.: Строение и развитие земной коры. — М., 1964 С. 57—71.
8. Мартынов Д.Я. Курс общей астрофизики. — М.: Наука, 1979.
9. Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. — Л.: Недра, 1973.
10. Шкловский И.С. Звезды, их рождение, жизнь и смерть. — М.: Наука, 1977.

Международная конференция «Индикаторы сбалансированного развития в горнорудной промышленности» Греция, о-в Милос; 21–23 мая 2003 г.

Конференция была инициирована Обществом горного дела, металлургии и поисков, а также геологической общественностью Греции и поддержана организациями Всемирного банка, Европейской комиссии, Международного Совета по горнорудной промышленности, Геологическими службами США, Канады, Финляндии, а также греческими горнодобывающими компаниями.

В Конференции участвовало 175 человек из 27 стран: Греция (97), Великобритания (13), Германия (9), США (7), РФ (6—3 от МПР РФ, 3 от ОАО «Норникель»), Франция (6), Канада (6), Бельгия (4), Италия (4), Болгария (2), Португалия (2), Нигерия (2), Финляндия (2), Хорватия (2); по одному участнику было представлено от 13 стран Европы, Азии, Африки, Южной Америки.

По поручению Госгеолслужбы России руководством ЦНИГРИ для участия в Конференции были командированы Б.И.Беневольский, С.С.Вартанян, А.И.Кривцов, возглавляющие работы по подготовке стратегических сырьевых программ.

Программа Конференции включала полевую обзорную экскурсию и двухдневные заседания двух секций, на которых было заслушано 65 докладов. Доклады от представителей международных организаций характеризовали общие положения сбалансированного развития и подходы к выбору индикаторов развития горнорудной промышленности. Конкретные значения таких индикаторов были предложены примерно в четверти докладов, представленных, в первую очередь, специалистами из США, Великобритании, Германии, Канады, Финляндии. Остальные доклады демонстрировали примеры отдельных горнорудных проектов и предприятий, новые технологии добычи и обогащения минерального сырья, социальные и экологические аспекты сбалансированного развития, а также рекультивации площадей в районах интенсивного горнорудного воздействия.

По итогам заседания Конференция приняла «Заявление», в котором обосновала необходимость участия мирового горно-геологического сообщества в формировании и реализации стратегии и тактики сбалансированного развития. В «Заявлении» сформулированы сферы персональной ответственности; задачи образования и подготовки кадров; цели и формы связей и распространения информации для оптимизации политических и управленческих решений в области сбалансированного развития горнорудной промышленности.

Представители ЦНИГРИ участвовали во всех мероприятиях Конференции, собрали необходимые информационные материалы, установили личные контакты с лидерами Конференции.

Анализ докладов Конференции показал, что разработки МПР РФ в сфере минерально-сырьевой безопасности, систем управления МСБ, методологических основ долгосрочных минерально-сырьевых программ по своему уровню и времени выполнения опережают продемонстрированные на Конференции достижения в области выбора и обоснования индикаторов и их контрольных значений. Особо следует подчеркнуть, что Правительством России 21 апреля 2003 г. утверждены «Основы государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования». В этом документе учтены актуальные задачи сбалансированного развития минерально-сырьевого сектора экономики страны.

Конференция приняла следующее «Заявление»

МИЛОССКОЕ ЗАЯВЛЕНИЕ

1. Вклад профессионального горно-геологического сообщества в сбалансированное развитие

Кто мы такие. В профессиональное горно-геологическое сообщество входят инженеры, ученые, технические эксперты и академические исследователи, которые работают, консультируют, обучают или иными способами связаны с горнорудной промышленностью.

Переход общества к сбалансированному будущему не может быть достигнут без использования профессиональных принципов, научных знаний, технического мастерства, педагогических и научно-исследовательских способностей, а также демократических процессов, имеющих место в нашем сообществе. Мы разделяем взаимную ответственность со всеми лицами, гарантируя, что наши действия удовлетворяют нуждам сегодняшнего дня без угрозы для возможностей будущих поколений удовлетворять их собственные нужды.

Во что мы верим. Мы верим, что полезные ископаемые необходимы для удовлетворения современных нужд, а также как вклад в устойчивое будущее.

Развитие цивилизации способствует интеллектуальному, социальному и культурному прогрессу всего человечества. Важным фактором истории цивилизации являются научные открытия и технические достижения, позволяющие превращать сырье в ресурсы, обеспечивая таким образом повышение благосостояния человечества. Выгода и польза, получаемые от полезных ископаемых, металлов и топлива, могут способствовать достижению устойчивого будущего, поскольку присущие им характеристики позволяют добиться выигрыша в производительности и потреблении.

Достижение баланса между экономическим процветанием, экологическим здоровьем и социальной справедливостью требует существенных изменений в стратегии бизнеса, технологиях, нормах личного поведения людей и политике общества. Профессионалы горно-геологического дела могут сотрудничать с заинтересованными организациями с целью улучшения качества жизни, обеспечивая баланс между потребностями в полезных ископаемых, металлах и топливе и необходимостью защиты окружающей среды и общества от ненужных и неблагоприятных воздействий.

Наше видение будущего. Наше горно-геологическое сообщество будет способствовать обеспечению сбалансированного развития на основе использования наших научных, технических, педагогических и исследовательских способностей в области полезных ископаемых, металлов и топлива.

2. Что необходимо сделать, чтобы добиться нашей цели

Профессиональная ответственность:

Использование науки, техники и технологий в качестве ресурсов для людей, включая обучение, повышение качества жизни и создание средств защиты окружающей среды, здоровья человека и безопасности.

Поощрение развития, передачи и внедрения технологий, которые способствуют сбалансированным действиям в течение всего цикла добычи и использования продукции.

Предоставление высших приоритетов выявлению решений, способствующих преодолению проблем окружающей среды и развития, связанных с сбалансированным развитием.

Отнесение социальной справедливости, снижения уровня бедности и других социальных потребностей к вопросам, составляющим неотъемлемую часть проблем, связанных с полезными ископаемыми и их добычей.

Участие в глобальном диалоге по сбалансированному развитию.

Участие во всех стадиях процесса принятия решений, а не только на этапе реализации проектов.

Образование, обучение и развитие:

Привлечение в горно-геологическую сферу лучших специалистов, поощряя, продвигая и вознаграждая высокое качество.

Создание и поддержание критической массы инженерно-технического, научного и педагогического потенциала путем совершенствования образования и обучения.

Преподавание принципов сбалансированного развития на всех уровнях обучения.

Поддержание и обеспечение финансирования инфраструктур, которые дают возможность государствам осуществлять образование, профессиональное обучение, информационное обеспечение и научные исследования.

Предотвращение утрат ключевых позиций профессионализма.

Содействие мировому обмену в высших учебных заведениях, а также в системах повышения квалификации и аспирантурах.

Коммуникации и связи:

Поддержание профессионального роста и взаимодействие с помощью книг, статей, симпозиумов, кратких курсов обучения и конференций по минеральным ресурсам и разработке месторождений полезных ископаемых в системе устойчивого развития.

Распространение в обществе соответствующей информации, знаний и технологий, включая информацию по каждому аспекту горно-геологической тематики с помощью печатных, электронных и других средств массовой информации.

Распространение технической информации по сбалансированному развитию и роли полезных ископаемых, металлов и топлива, в т. ч. информации о роли полезных ископаемых в обеспечении высокого уровня жизни.

Доведение достижений и способностей специалистов в горно-геологической области до руководителей и исполнителей, политиков и широкой публики.

Греция, о-в Милос, 23 мая 2003г.

Материалы к публикации подготовили

А.И. Кривцов, И.М. Новожилова

Контактная информация:

The Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Inc.

P. O. Box 277002, Littleton, Colorado, 80127, USA

Phone: (00)-1-303-973-9550

E-mail: sme@smenet.org

