

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

2/2014

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

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

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

МОСКВА

Пак Валерий Анатольевич — заместитель Министра природных ресурсов и экологии Российской Федерации — руководитель Федерального агентства по недропользованию

Поздравление с Днем геолога и 10-летием Федерального агентства по недропользованию 3

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Ожерельева А.В., Арифулов Ч.Х., Арсентьева И.В.
Золотоносность Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса (Северный, Приполярный, Полярный Урал) 4

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Стрыжак В.П., Недосекова И.В.
Геологическое строение зоны сочленения северо-восточного склона Украинского щита и южной при-
бортовой зоны Днепровско-Донецкой впадины в свя-
зи с нефтегазоносностью. 20

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

*Кузнецов В.В., Кудрявцева Н.Г., Галямов А.Л., Кузне-
цова С.В., Серавина Т.В.*
Геолого-генетические основы прогноза и поисков
колчеданно-полиметаллических месторождений
рудноалтайского типа 30

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Шкодзинский В.С.
Происхождение расплавных включений в алмазах и
роль декомпрессионного плавления в формировании
кимберлитовых магм 39

Гасангулиева М.Я.
Петрогеохимические особенности неогенового вул-
канизма центральной части Малого Кавказа. 45

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Никифоров И.А.
Гигантская кольцевая структура Сакмарского право-
бережья 54

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Филатова В.Т.
Деформационно-магматические структуры севе-
ро-востока Балтийского щита: механизмы и динами-
ка их образования. 60
Фатьянов И.И., Хомиш В.Г., Борискина Н.Г.
Геодинамические предпосылки развития золото-
кварцевой с шеелитом и шеелитовой с золотом мине-
рализации в орогенных поясах юга Дальнего Востока
России 67

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Абушкевич С.А., Антипов В.С.
Космогеологическое картирование термальных ис-
точников 73

Кох А.А.
Палеогидрогеологические реконструкции юрско-ме-
ловых отложений западной части Енисей-Хатангско-
го регионального прогиба 77

Сальва А.М.
Активизация термоэрозии и термокарста в зоне влия-
ния самотечного канала (Центральная Якутия) 87

70-летие Григория Анатольевича Машковцева 95

80-летие Григория Степановича Гусева 97

85-летие Евгения Александровича Козловского. . . . 98

Памяти Александра Павловича Смелова. 100

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

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 04.04.2014. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Сайт научной электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Типография ФГУП ЦНИГРИ



ПАК Валерий Анатольевич —

Заместитель Министра природных ресурсов и экологии Российской Федерации — Руководитель Федерального агентства по недропользованию

Уважаемые коллеги, работники геологической отрасли!

От всей души поздравляю вас с профессиональным праздником и 10-летием со дня образования Федерального агентства по недропользованию!

День геолога — большое событие не только для тех, кто выбрал нелегкую профессию разведчика недр, но, по сути, для всей России.

Минерально-сырьевой комплекс на протяжении многих десятилетий является основой экономики нашего государства.

Благодаря труду геологов-первооткрывателей растут частные инвестиции в развитие минерально-сырьевой базы, заметно пополняется государственная казна. Все это позволяет России активно развивать экономику и социальную сферу, проводить в жизнь национальные проекты, повышать уровень благосостояния граждан.

2014 год является особенным для отечественной геологии, десять лет назад 9 марта было создано Федеральное агентство по недропользованию, ставшее ключевым ведомством отрасли. За эти годы Роснедрами была проделана колоссальная работа, благодаря которой отрасль стабильно развивается.

Сегодня перед геологией стоят не менее масштабные задачи по технической и технологической модернизации, внедрению инновационных решений для сохранения богатств России.

От геологоразведочных работ напрямую зависит как будущее минерально-сырьевого комплекса, так и эффективная реализация Государственных программ социально-экономического развития Российской Федерации, ее роль в мировом сообществе.

Искренне желаю Вам крепкого здоровья, неиссякаемой жизненной энергии, счастья, благополучия, стабильности и новых открытий!

Золотоносность Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса (Северный, Приполярный, Полярный Урал)

А.В.ОЖЕРЕЛЬЕВА, Ч.Х.АРИФУЛОВ, И.В.АРСЕНТЬЕВА (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

Рассматриваются вопросы металлогенического районирования и золотоносности восточных территорий Северного, Приполярного и Полярного Урала. В качестве основной золотоносной металлогенической зоны выделен Ауэрбаховский вулканоплутонический пояс (ВПП), в пределах которого уточнено положение двух основных рудоносных литолого-стратиграфических уровней. Образование золотого оруденения связывается с гидротермально-осадочными процессами, что подтверждается данными изотопного состава серы. Для Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса проведена количественная оценка площадного распространения рудоносных формаций, выделены перспективные площади в ранге рудных районов (узлов), выполнено их ранжирование и оценены прогнозные ресурсы золота категории P_3 .

Ключевые слова: Северный Урал, металлогеническое районирование, золотоносность, рудоносные литолого-стратиграфические уровни.

Ожерельева Анна Владимировна, Nyra0101@yandex.ru

Арифулов Чингиз Хайдарович, arif-chin@yandex.ru

Арсентьева Ирина Викторовна, irisha7ars@rambler.ru

Gold potential of Auerbahovsky volcanic-plutonic belt (North, Subpolar, Polar Ural)

A.V.OGERELEVA, Ch.H.ARIFULOV, I.V.ARSENTEVA

The article examines the metallogenic zoning and gold mineralization of the eastern territories of Northern, Subpolar and Polar Ural. Auerbahovsky volcano-plutonic belt (VPB) selected as the main gold-metallogenic zone. Within Auerbahovsky belt clarified the position of the two main mineralized lithologic and stratigraphic levels. Formation of gold mineralization is associated with hydrothermal-sedimentary processes, which is supported by the isotopic composition of sulfur. For Auerbahovsky VPB performed areal distribution of ore-bearing formations, selected perspective areas in grade ore districts (nodes) performed their ranging and estimated inferred resources of gold P_3 category.

Key words: North Ural, metallogenic zoning, auriferous, mineralized lithologic and stratigraphic levels.

Золоторудный потенциал северных сегментов Уральского складчатого пояса представляется значительным и определяется широким развитием рудоносных андезитоидных вулканоплутонических комплексов, сформировавшихся в позднем силуре—девоне на раннепалеозойском фемическом островодужном основании. С этими комплексами связаны многочисленные месторождения и рудопроявления золотосульфидно-кварцевых, золотокварцевых, золото-магнетит-скарновых и золотосульфидных руд. Крупнейшим объектом данной провинции является Воронцовское месторождение.

В основу статьи положены результаты работ авторов по структурно-формационному и металлогеническому районированию Северного, Приполярного и Полярного Урала и составление цифровой карты масштаба 1:500 000 (рис. 1). В качестве основной золотоносной зоны выделен Ауэрбаховский вулканоплутонический пояс.

Для различных геологических обстановок и сегментов пояса авторами разработаны типовые поисковые модели. На основании обобщения работ предшественников и проведения специальных исследований на Воронцовском и Тамуньерском месторождениях выделены рудоносные литолого-стратиграфические уровни, формирование которых связано с проявлениями син- и поствулканических гидротермальных процессов. Проведенные исследования позволили уточнить оценку прогнозных ресурсов золота категории P_3 для Северного, Приполярного и Полярного Урала и выделить приоритетные площади для постановки поисковых работ на рудное золото.

Металлогеническое районирование основано на структурно-формационном и рудно-формационном анализе и на учете многократно сменяющихся геодинамических обстановок образования структурно-ве-

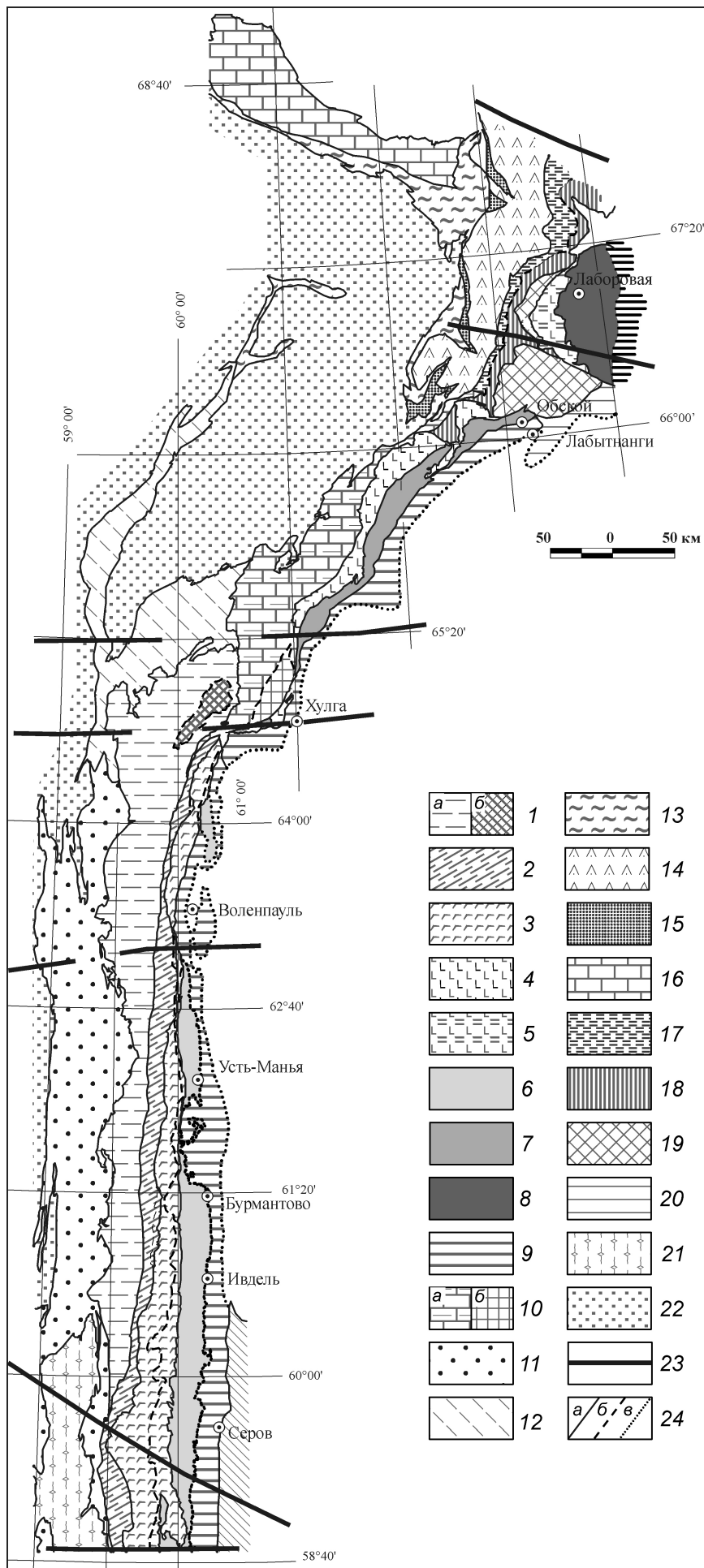


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования восточных районов Северного, Приполярного и Полярного Урала:

структурно-формационные зоны: 1 — Ляпинская (а) с Кожимским тектоническим блоком основания (б), 2 — Салатимская, 3 — Тагильская, южный сегмент Ультрабазитового пояса Урала, 4 — Войкарская, центральный сегмент Ультрабазитового пояса Урала, 5 — Щучинская, северный сегмент Ультрабазитового пояса Урала, 6 — Ауэрбах-Краснотурьинская, южный сегмент Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса, 7 — Ауэрбах-Войкарская, центральный сегмент Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса, 8 — Ауэрбах-Щучинская, северный сегмент Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса, 9 — структурно-вещественные комплексы Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений, 10 — Лемвинская (а) с Хобеизским тектоническим блоком основания (б), 11 — Бельско-Елецкая, южный сегмент, 12 — Бельско-Елецкая, центральный сегмент, 13 — Бельско-Елецкая, северный сегмент, 14 — Бедамельская, 15 — Западно-Бедамельская, 16 — Карская, 17 — Орангско-Харбейская структурно-формационная зона (Орангская подзона), 18 — Орангско-Харбейская структурно-формационная зона (Харбейско-Хараматолоуская подзона), 19 — Харбейский тектонический блок кристаллического основания, 20 — структурно-вещественные комплексы Харбейского тектонического блока под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений, 21 — Кваркушинская, северная часть, 22 — комплексы чехла Восточно-Европейской платформы; 23 — зоны глубинных поперечных трансрегиональных трансформных разломов (по геофизическим данным); 24 — границы: а — структурно-формационных зон, б — структурно-формационных подзон и блоков, в — Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений, не превышающем 500 м

щественных комплексов как доуралид основания, так и собственно Уральской складчатой системы. Сложность геологического строения данной территории связана с совмещением в достаточно протяженном (около 2000 км), но узком (ширина до 250 км) поясе разновозрастных (от нижнего протерозоя и рифея до триаса) комплексов, сформированных в обстановке многократной смены режимов деструкции и растяжения коры (рифтогенеза) и сжатия, сопровождавшегося коллизией, гранитоидным магматизмом и покровно-надвиговой тектоникой.

При районировании Уральской складчатой системы выделен ряд продольных структурно-формационных зон, имеющих поперечную сегментацию, связанную с трансрегиональными разломами.

В пределах рассматриваемой части Уральской складчатой системы выделяются три сегмента: Южный (Северо-Уральский), Центральный (Приполярно-Уральский) и Северный (Полярно-Уральский). Границы сегментов не контрастны и определяются глубинными трансрегиональными разломами 1, 2 и 3 порядков, имеющими преимущественно широтную ориентировку [3] (см. рис. 1).

Для подчехольной части территории Северного, Приполярного и Полярного Урала существуют определенные сложности в интерпретации закономерностей размещения структурно-формационных комплексов, специализированных на цветные и благородные металлы. В общем виде эти закономерности могут быть оценены на основе анализа результатов геологического и геофизического картирования и разработанных ранее схем структурно-металлогенических и глубинного строения. Наиболее информативными для этой цели являются работы [3, 4, 5, 9, 11]. Эти и другие материалы использованы для обоснования металлогенической специализации зон и рудных районов на цветные и благородные металлы.

Анализ этих данных показывает, что на сочленении уралид и мезозойско-кайнозойских отложений чехла Западно-Сибирской платформы обстановка формирования эндогенных месторождений цветных и благородных металлов в основном определяется структурами Тагильской и Восточно-Уральско-Тобольской структурно-формационных зон [9]. Здесь развиты формации островных дуг и наложенных вулканоплутонических поясов, в различных зонах которых выделяются рудопоявления и месторождения золота различных типов.

На большом протяжении зоны сочленения уралид и мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской платформы, в полосе шириной до нескольких десятков километров, мощность толщи перекрывающих осадков не превышает 500 м. При этом в интервале от 64 до 62 с.ш. ширина этой полосы от 50 до 100 км, а глубина залегания уральского основания уменьшена до 50—200 м, что создает предпосылку для проведения глубинных поисков.

Вдоль восточной границы Ультрабазитового пояса Урала (мегазоны), в т.ч. и на площадях, перекрытых мезозойско-кайнозойскими отложениями чехла, выделены структурно-формационные комплексы Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса (металлогенической зоны).

Ауэрбаховский вулканоплутонический пояс сложен позднесилурийско-девонскими андезитовидными вулканогенно-осадочными и коагматичными им интрузивными формациями энсиалических островных дуг, заложившихся в позднем силуре на ультрабазит-базитовом (базальтоидном) ордовикско-силурийском основании восточного борта Тагильской мегазоны.

В составе Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса выделены три сегмента, сменяющие друг друга в направлении с севера на юг: Ауэрбах-Краснотурьинский (южный), Ауэрбах-Войкарский (центральный), Ауэрбах-Щучьинский (северный) (см. рис. 1).

В пределах описываемого пояса известны золоторудные проявления нескольких формационных типов: золотосульфидно-кварцевого, золотокварцевого, золото-магнетит-скарнового, золотосульфидного с прожилково-вкрапленными рудами и комбинированного золотосульфидно-кварцевого (жильного) и золотокордчанно-полиметаллического. Позиция золотого руденения определяется крупными вулканоплутоническими структурами длительного развития. Они представляют собой трансформированные при последующей коллизии вулканические поднятия. Центральные части этих структур нередко представлены грабен-синклиналиями с туфогенными отложениями и рифовыми известняками, прорванными крупными зональными полифазными массивами габбро-диорит-плагиогранитной формации. Указанные формационные типы объектов образуют единый рудно-формационный ряд, связанный с периодами становления вулканоплутонической рудоносной структуры (от начала зарождения крупного островного вулкана, до его разрушения и внедрения в разрушенную кальдеру полифазной интрузии габбро-диорит-плагиогранитной формации) (В.Н.Сазонов и др., 1991).

На площади Краснотурьинского сегмента вулканоплутонического пояса локализованы золоторудные объекты всех перечисленных типов. Степень их геологической изученности высока. Для Краснотурьинского сегмента авторы провели детализационные работы по уточнению положения рудоносных литолого-стратиграфических уровней, сложенных структурно-вещественными комплексами потенциально рудоносных стратифицированных и интрузивных формаций. В качестве эталонов были изучены рудоносные разрезы Воронцовского и Тамуньерского месторождений. Кроме анализа и обобщения литературных и картографических данных, была проведена документация уступов действующего карьера на Воронцовском месторождении и керны скважин опорного профиля на Тамуньерском месторождении.

При изучении Воронцовского месторождения было установлено, что доминирующее значение имеет стратиформная золотополисульфидная вкрапленная минерализация.

Золотоносная аурипигмент-реальгаровая с арсенопиритом минерализация приурочена к определенным стратифицированным горизонтам карбонатных конглобрекций и генетически связана с вкрапленной золотополисульфидной минерализацией в туфогенных отложениях. Линзы и крупные блоки карбонатных конглобрекций перемежаются в разрезе с осадочно-туфогенными образованиями, также содержащими золотополисульфидную вкрапленную минерализацию.

Второй тип рудных образований Воронцовского месторождения — скарновые золотомagnetитовые залежи образуются при контактовых изменениях сульфидных руд раннего этапа. Контактново-метаморфические изменения и образование золотосодержащих скарново-магнетитовых руд отмечались в связи с дайками габбро-диабазов.

В свою очередь золотомagnetитовые руды замещаются вкрапленными сульфидными рудами позднего этапа, сопряженными с аргиллизацией. Установление отличий вкрапленной золотополисульфидной минерализации раннего и позднего этапов рудообразования требует специального изучения.

Совокупность полученных данных позволяет говорить о совмещении трех генетических типов золоторудной минерализации: 1) сульфидно-вкрапленной стратоидной в карбонатных конглобрекциях и туфах (гидротермально-осадочное рудообразование в кальдере обрушения); 2) скарновой золотомagnetитовой (контактово-метаморфическое преобразование рудоносных отложений); 3) вкрапленные золотополисульфидные руды, связанные с зонами дислокаций и аргиллизацией (регенерация и переотложение стратоидных руд).

Рудовмещающие осадочно-туфогенные образования нижнего девона (D_{1p}), перемежающиеся с линзами карбонатных брекчий, выделены в качестве воронцовского рудоносного литолого-стратиграфического уровня.

Данные, полученные при картировании уступов карьера и изучении разрезов Воронцовского месторождения, говорят о возможности выявления на глубоких горизонтах и флангах месторождения новых слепых золоторудных залежей, поскольку граница кальдеры обрушения (грабена) не полностью оконтурена.

На рис. 2 в качестве иллюстрации к сказанному представлен схематический геологический разрез через центральную часть Воронцовского месторожде-

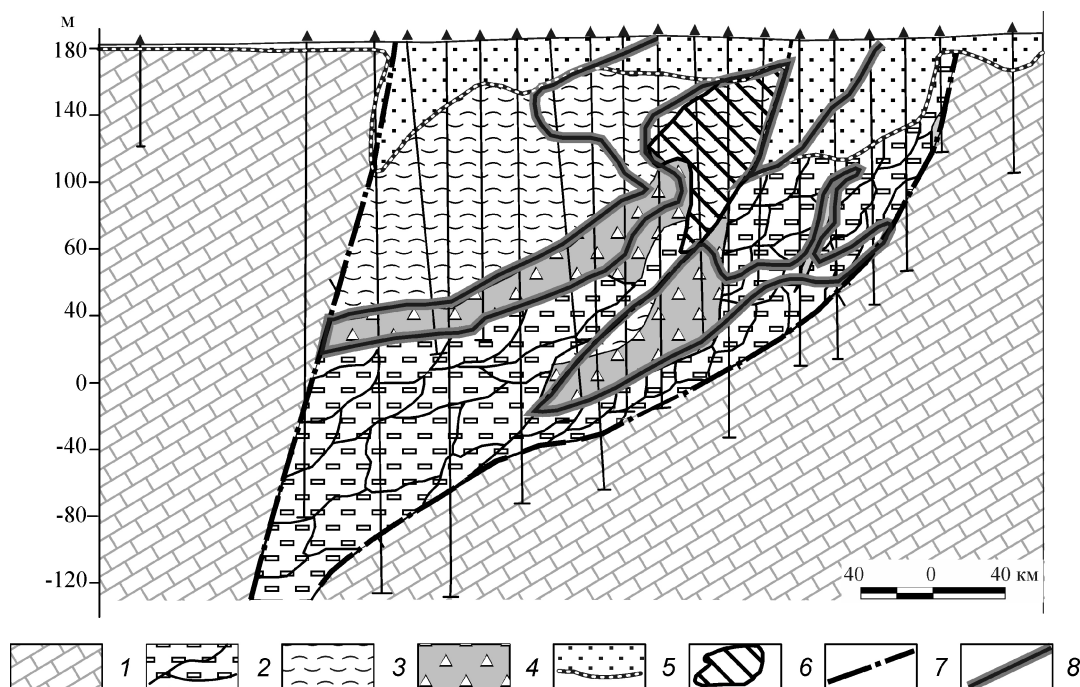


Рис. 2. Схематический геологический разрез через центральную часть Воронцовского месторождения (профиль 48), с использованием данных ЗАО «Золото Северного Урала» и А.А.Черемисина:

1 — карбонатные отложения, D_{1p} ; вулканогенно-осадочные отложения, D_{1p} ; 2 — крупноглыбовые карбонатные брекчии, выполняющие рудоносный грабен, 3 — туфогенно-карбонатно-кремнисто-терригенные отложения, содержащие золотоносную пирит-полисульфидную вкрапленную минерализацию, 4 — осадочные карбонатные конглобрекции, содержащие вкрапленную золотоносную пирит-полисульфидную и реальгар-аурипигментовую минерализацию; 5 — гипергенные образования коры выветривания; 6 — аргиллизиты, развитые по туфогенно-карбонатно-кремнисто-терригенным отложениям; 7 — разрывные нарушения в бортах грабена (кальдеры обрушения); 8 — обобщенный контур золоторудной минерализации; на разрезе не отображены пострудные дайки габбро-диабазов

ния (профиль 48), составленный с использованием данных ЗАО «Золото Северного Урала» и А.А.Черемисина с соавторами (1997).

Необходимо заметить, что тонковкрапленные золотоносные арсенопирит-полисульфидные и реальгар-аурипигментные с киноварью руды в карбонатных брекчиях иногда сопровождаются экзотическими рудными образованиями в виде гнездовых скоплений самородного мышьяка с обильными включениями самородного золота. Возможно, отложение самородного мышьяка является признаком участия в рудном процессе поствулканических эксгаляций.

Силурийско-девонские вулканогенно-осадочные отложения краснотурьинского сегмента вулканоплутонического пояса были изучены по опорному профилю Тамуньерского месторождения. Они отнесены авторами к самостоятельному тамуньерскому рудоносному литолого-стратиграфическому уровню, расположенному ниже воронцовского уровня.

На основе изучения опорного разреза и материалов, предоставленных ООО «СУГРП», авторами составлен геологический и минералогический разрезы (рис. 3) месторождения Тамуньер. Установлена резкая фациальная изменчивость рудоносного вулканогенного разреза.

Структура Тамуньерского месторождения представлена опрокинутой антиклинальной складкой с погружением осевой плоскости на запад, соответствующей директивному направлению сколовых и кливажных зон. Восточное опрокинутое крыло складки сложено лавовыми фациями базальтов и андезитов надрудной базальтовой толщи.

Отложения, выделяемые в качестве рудоносного литолого-стратиграфического уровня, характеризуются трехчленным строением. Они сложены дисло-

цированными фациально-неоднородными горизонтами силицитов, известкисто-кремнистыми и кремнистыми пелитами с прослоями известкистых туфопесчаников (см. рис. 3), которые в восточной части фациально сменяются рудоносными брекчиями и туфобрекчиями с кристаллокластами полевых шпатов. Эти образования сходны с эксплозивными брекчиями. Уточнение их генезиса требует дальнейших исследований. Осадочные брекчии содержат небольшие конкреции пиритового и халькопирит-пиритового составов, интервал распространения которых отличается высокой золотоносностью. В восточной части профиля установлены субвулканические тела дацитовых порфириров, с которыми ассоциированы рудоносные линзы осадочных и туфогенных брекчий.

Средняя часть разреза представлена мощным горизонтом туфопесчаников и туфопелитов андезито-дацитов с обломками силицитов, туфопесчаников и пиритсодержащих пелитов с линзами и прослоями туфов андезитов и дацитов, осадочных брекчий, туфобрекчий, глинисто-кремнистых сланцев. Толща в данной части разреза сильно рассланцована и насыщена крутопадающими разрывами, согласными с ориентировкой кливажа. Максимальная концентрация разрывов и складчато-сколовых дислокаций приурочена к флексурному осложнению антиклинальной складки. К крутопадающим кливажно-сколовым зонам приурочен обобщенный контур золоторудной минерализации (см. рис. 3).

Верхние уровни рудоносных отложений, слагают небольшое антиклинальное осложнение основной складки. Ее крылья сложены известкисто-кремнистыми пелитами с прослоями известкистых туфопесчаников, а ядро — осадочными брекчиями и туфа-

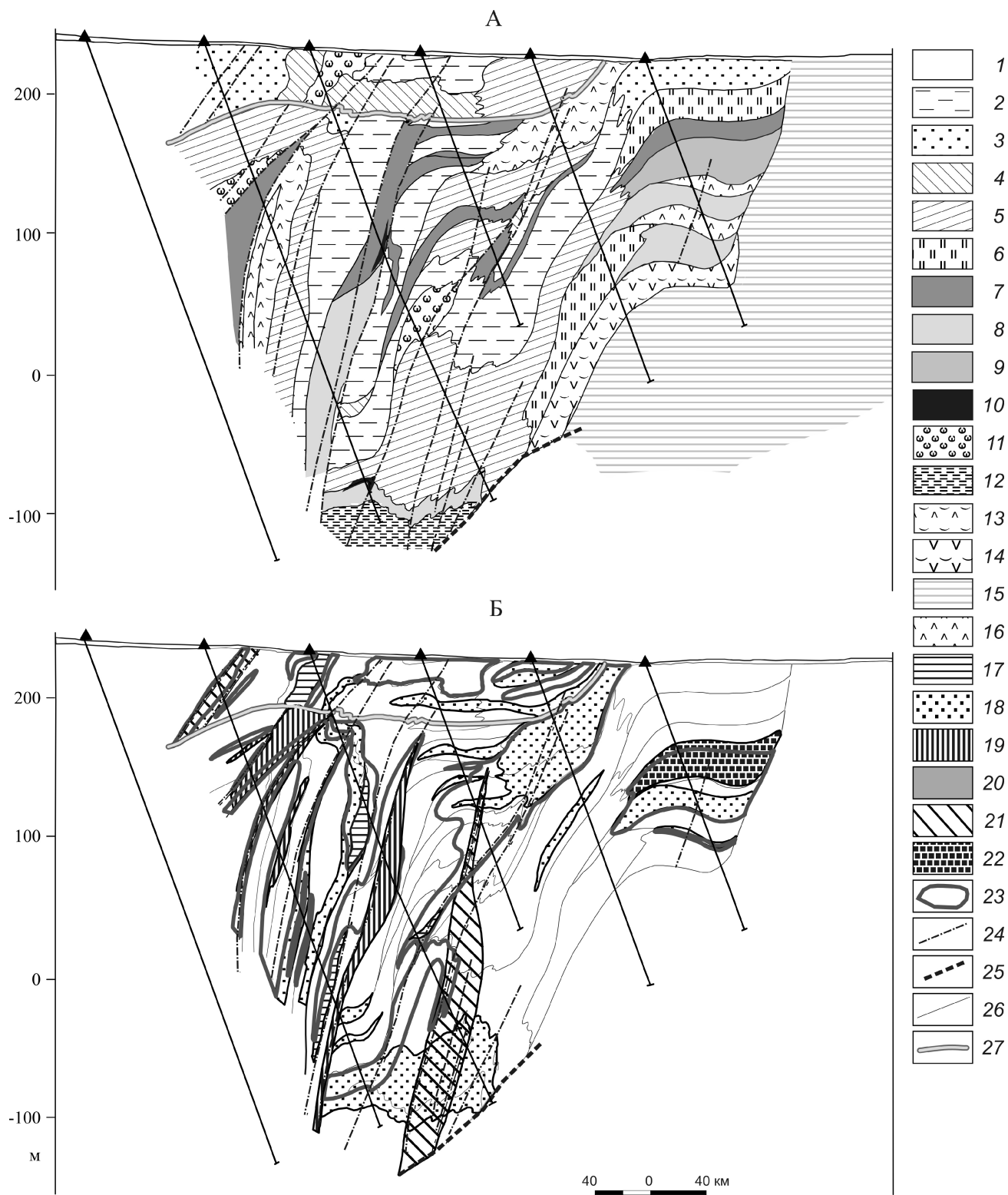
Рис. 3. Геологический (А) и минералогический (Б) разрезы Тамуньерского месторождения:

1 — почвенный слой с дресвой и щебнем коренных пород; вулканогенно-осадочные и осадочные отложения, S_2 — D_1 ; 2 — туфопесчаники и туфопелиты (туффиты) андезито-дацитов с обломками силицитов, туфопесчаников и пиритсодержащих пелитов, 3 — слюдисто-хлоритовые вулканомиктовые песчаники и пелиты иногда с прослоями кремнистых и известкистых пелитов, 4 — переслаивание известкистых, известкисто-глинистых и кремнисто-глинистых пелитов и туффитов (хемогенные осадки), 5 — известкисто-кремнистые и кремнистые пелиты с прослоями известкистых туфопесчаников, 6 — силициты (пестрые яшмоиды), 7 — осадочные брекчии (конглобрекчии и гравелиты), туфобрекчии с обломками пестрого состава (пиритсодержащие пелиты, глинистые силициты, силициты (яшмоиды), туфы андезитовых порфириров, туфопесчаники), 8 — осадочные брекчии и туфобрекчии с кристаллокластикой полевых шпатов, 9 — осадочные брекчии, туфобрекчии с пиритовыми и халькопирит-пиритовыми конкрециями, 10 — осадочные брекчии (конглобрекчии и гравелиты), туфобрекчии с обломками пестрого состава (пиритсодержащие пелиты, глинистые силициты, силициты (яшмоиды), туфы андезитовых порфириров, туфопесчаники) с кварцевым (кремнистым) цементом осадочных брекчий, 11 — туфы андезито-дацитов и туфопесчаников со слюдисто-хлоритовым цементом с обломками и прослоями глинисто-кремнистых и кремнистых пелитов (силициты), 12 — известкисто-глинистые пелиты, туффиты, 13 — туфы дацитовых порфириров, 14 — туфы андезито-дацитов и андезитов, 15 — лавобрекчии андезитов, андезито-базальтов и базальтовых порфириров с краснокаменными и зеленокаменными изменениями, 16 — дацитовые порфириты; минералогические ореолы: 17 — горизонты с рудокластами пирита, 18 — пиритовой вкрапленности, 19 — пиритовой прожилковой минерализации, 20 — полисульфидной вкрапленной минерализации, 21 — прожилковой полисульфидной минерализации, 22 — распределения конкреционных стяжений с рудокластами халькопирит-пиритового состава; 23 — контур золоторудной минерализации; тектонические элементы: 24 — разрывы, 25 — зона милонитизации; 26 — литолого-фациальные границы и структурные линии слоистости, 27 — подошва оползня

ми дацитовых порфиров. В осевой части складки откартировано небольшое по мощности субвулканическое тело дацитов.

Верхняя часть разреза сложена небольшим по мощности оползевым горизонтом, в основании которого фиксируются текстуры взмучивания и оползневых деформаций слабо литифицированных глинисто-песчаных осадков. В пределах оползневого горизонта также проявлена золоторудная минерализация.

Минералогические ореолы (см. рис. 3) конформны охарактеризованным структурным элементам. Выделяется 4 типа стратиформной минерализации: 1) горизонты с рудокластами пирита; 2) горизонты и линзы с сульфидными конкрециями; 3) ореолы послойной пиритовой вкрапленности и 4) ореолы послойной полисульфидной вкрапленности. Наложенная вкраплено-прожилковая минерализация контролируется кливажными и сколовыми трещинами и представлена двумя типами: кварц-карбонат-пиритовым



и кварц-карбонат-полисульфидным (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и др.).

Ореолы золотой минерализации соотносятся с различными минералогическими ореолами, но в большей степени контролируются стратиформными сульфидными образованиями, связанными, вероятно, с этапом гидротермально-осадочной деятельности.

Это предположение не противоречит данным определения изотопного состава серы сульфидов (рис. 4). Изотопный состав сульфидной серы на месторождениях Воронцовское и Тамуньер укладывается в узкий диапазон 5... 4‰ S^{34} . При этом, модальные значения S^{34} на объектах близки: Тамуньерском 3‰ S^{34} и Воронцовском 2‰ S^{34} месторождениях. Отличием объектов является присутствие сульфидов с утяжеленным изотопом серы на Воронцовском месторождении, что определяется проявлением здесь позднерудных процессов, сопряженных с аргиллизацией.

По результатам проведенных исследований составлены сводные стратиграфические колонки для эталонных рудных районов (рис. 5) и построен продольный геологический разрез через Ауэрбах-Краснотурьинскую структурно-формационную зону (СФЗ) (рис. 6). На колонках и разрезе показано соотношение выделенных рудоносных литолого-стратиграфических уровней — тамуньерского (S_2 — D_1) и воронцовского (D_{1p}), влияющих на золотоносность площадей Краснотурьинского сегмента.

Для войкарского и щучинского сегментов Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса было выполнено сопоставление распространенности геологических и рудных формаций. Результаты сравнения представлены в табл. 1, из которой следует, что стратифицированные и интрузивные формации трех сегментов Ауэрбаховского ВПП сходны, однако имеются и различия.

Отличие стратифицированных формаций войкарского сегмента заключается в отсутствии вулканогенно-осадочных отложений, которые можно было бы соотнести с отложениями тамуньерского рудоносного литолого-стратиграфического уровня.

Главным отличием щучинского сегмента Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса является отсутствие в составе стратифицированных формаций вулканогенно-осадочных отложений нижнего девона, которые можно соотнести с воронцовским литолого-стратиграфическим уровнем, а также формаций подстилающих и перекрывающих рудоносные комплексы данного уровня.

Набор интрузивных формаций в трех сегментах Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса в целом сходен. Вместе с тем, для южного, центрального и северного сегментов ВПП имеются различия в составе и масштабе проявления потенциально продуктивных гранитоидных формаций, с которыми связы-

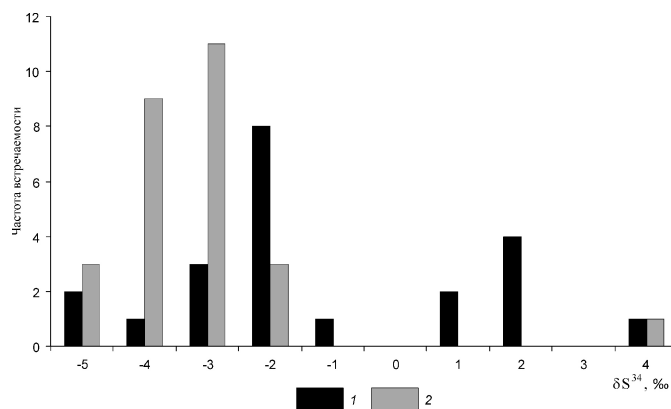


Рис. 4. Сопоставление изотопного состава сульфидной серы в рудных образованиях Воронцовского и Тамуньерского месторождений, определения С.Г.Кряжева, ФГУП ЦНИГРИ:

1 — Воронцовское, 22 определения; 2 — Тамуньерское, 27 определений

вается образование рудно-регенерационных систем и формирование большей части золоторудных объектов.

Для Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса был проведен подсчет площадей распространения разновозрастных продуктивных стратифицированных формаций и ассимилирующих их гранитоидных комплексов. Расчет площадей проводился на основе составленной авторами специализированной цифровой карты масштаба 1:500 000. В полях развития продуктивных формаций и комплексов было подсчитано количество золоторудных объектов каждого рудно-формационного типа. Результаты приведены в табл. 2.

В табл. 2 для трех сегментов Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса показано соотношение площадей распространения продуктивных стратифицированных формаций, гранитоидных комплексов и распределение золоторудных объектов. В пределах ВПП наибольшими площадями распространения характеризуются следующие формации: туфогенно-вулканогенная среднего девона (около 1700 км²), туфогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная нижнего девона и туфогенно-вулканогенная верхнего силура—нижнего девона (около 1500 км²).

В ряде работ [1, 2, 10] отмечалась существенная роль гранитоидов в образовании гидротермальных регенерационных систем при формировании золоторудных месторождений. Для верхнесилурийско-нижнедевонских отложений тамуньерского и воронцовского литолого-стратиграфических уровней характерна масштабная ассимиляция рудоносных отложений полифазными гранитоидами. Это определяет высокую насыщенность краснотурьинского сегмента полиформационными золоторудными объектами. В качестве наиболее ранних членов данной рудно-фор-

А				Б			
Возраст		Мощность, м	Формации	Возраст		Мощность, м	Формации
D_{2ef}		до 1100	Терригенно-туфогенно-вулканогенная (базальт-андезитовая): порфириды, их туфы, туфопесчаники, туффиты, туфоконгломераты Карбонатная (известняковая)	D_{3fr}		> 300	Туфогенно-вулканогенная (базальт-андезитовая): порфириды и их туфы Карбонатная (известняковая): известняки, реже — мергели
D_p		280—600	Вулканогенная (андезитовая): лавы, лаво- и туфобрекчии	D_{2gv}		> 500	Туфогенно-вулканогенная (базальт-андезитовая): порфириды, их туфы, тонкообломочные известковистые туффиты
		400	Туфогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная — Воронцовский уровень: туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, осадочные карбонатные брекчии, горизонты, линзы золотоносной пирит-полисульфидной и реальгар-аурипигментовой минерализации	D_{2ef}		до 1800	Карбонатная: известняки, известково-кремнисто-глинистые сланцы Вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная: яшмоиды, кремнистые сланцы Туфогенно-вулканогенная (базальт-андезитовая): порфириды и их туфы
		> 200	Карбонатная: известняки, мраморизованные известняки	D_p		до 400	Туфогенно-терригенная — предполагаемый Воронцовский уровень: туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, тела риодацитов, метасоматические изменения Карбонатная (рифогенная): известняки
S_2-D_1		> 300	Туфогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная с субвулканическими телами риодацитов — предполагаемый Тамуньерский уровень	S_2-D_1		600—900	Карбонатно-вулканогенная (андезито-базальтовая): лавы, лавобрекчии базальтов и андезитобазальтов; горизонты и линзы известняков
S_1		1000	Туфогенно-вулканогенная (трахиандезит-трахибазальтовая): порфириды, их туфы, туфопесчаники, туффиты	$O-S_1$		> 300	Туфогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная с субвулканическими телами риодацитов, метасоматическими процессами, прослоями и желваками золотоколчеданно-полиметаллических руд — Тамуньерский уровень
		2000	Вулканогенная (дацит-андезит-базальтовая) — основание Ауэрбаховского ВПП: порфириды, реже — туфы, диабазы			600	Вулканогенная (андезито-базальтовая) — основание Ауэрбаховского ВПП: порфириды, их туфы

Рис. 5. Корреляция рудоносных отложений Воронцовского (А) и Тамуньерского (Б) рудных районов

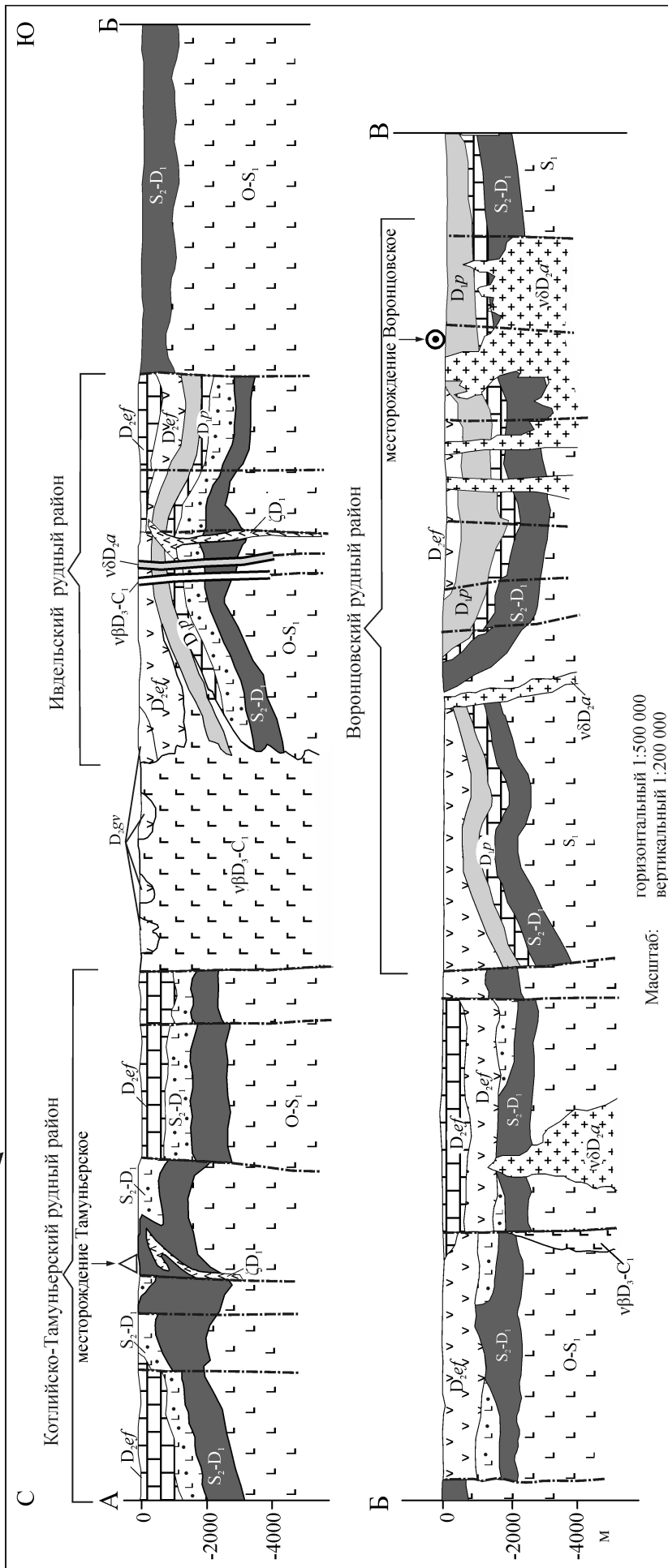
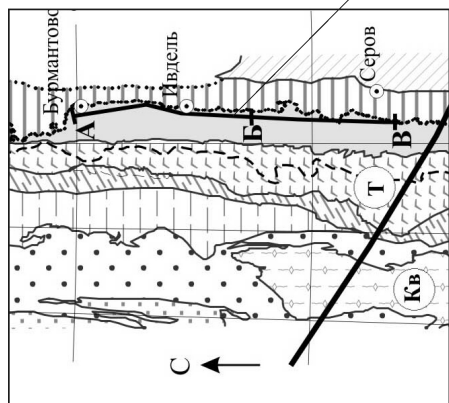


Рис. 6. Продольный схематический разрез Ауэрбах-Краснотурьинской структурно-формационной зоны:

стратифицированные формации: 1 — туфогенно-вулканогенная и терригенно-туфогенно-вулканогенная базальт-андезитовая, D_{2ef} , g_v , 2 — карбонатная (известняковая), D_{2ef} и рифогенная, D_{1p} , 3 — туфогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная Воронцовского рудоносного литолого-стратиграфического уровня, D_{1p} , 4 — карбонатно-вулканогенная андезит-базальтовая, S_2 — D_1 , 5 — туфогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная с субвулканическими телами риодацитов Тамуньерского рудоносного литолого-стратиграфического уровня, 6 — вулканогенные комплексы основания Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса, O — S_1 ; интрузивные формации: 7 — габбро-долеритовая (диабазовая), D_3 — C_1 ; 8 — силы и штоки, 6 — дайки; 8 — габбро-диорит-гранитовая ауэрбаховского комплекса, D_{2a} ; 9 — крупные массивы, в т.ч. скрытые, 6 — небольшие дайки и штоки, 9 — дацитовая (субвулканические тела), D_1 ; 10 — тектонические нарушения; 11 — геологические границы

мационной серии месторождений здесь можно рассматривать стратиформные залежи золотосульфидных (арсенопирит-пиритовых) вкрапленных руд Воронцовского месторождения. Внедрение полифазных интрузий приводит к формированию золото-магнетит-скарновых проявлений, образованию штокверковых руд золотопорфировых систем и многочисленных золотокварцевых и золотосульфидно-кварцевых проявлений жильного типа.

Для площадей распространения отложений нижне-среднего девона в центральной и северной частях Ауэрбах-Краснотурьинской структурно-формационной зоны характерна высокая насыщенность золотокварцевыми и золотосульфидно-кварцевыми проявлениями. Но при этом, необходимо отметить, что гранитоидный магматизм на современном эрозионном срезе проявлен слабо — установлены лишь небольшие штоки габбро-диорит-гранитовой формации ауэрбаховского комплекса. Оруденение приурочено к апикальным частям и провисам кровли не вскрытых эрозией полифазных интрузий ауэрбаховского и, возможно, более ранних гранитоидных комплексов. Если считать, что на более глубоких уровнях разреза центральной и северной частей краснотурьинского сегмента вулканоплутонического пояса распространены породы воронцовского рудоносного уровня (см. рисунки 5 и 6), то перспективы краснотурьинского сегмента на обнаружение новых, не выходящих на поверхность объектов с золотосульфидным вкрапленным и прожилково-вкрапленным оруденением, достаточно высоки.

Проявления золото-магнетит-скарновой формации в породах ниже-среднедевонского уровня в северных сегментах Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса можно объяснить широким развитием поясов трещинных интрузий габбро-долеритов и габбро-диабазов позднего девона—раннего карбона. По наблюдениям авторов на Воронцовском месторождении дайки габброидов рассекают стратиформные рудные залежи и скарнируют их. Отмечается также пространственная связь скарновых проявлений с интрузиями данного типа.

Отложения тамуньерского рудоносного литолого-стратиграфического уровня (S_2 — D_1) на площади Ауэрбах-Краснотурьинской структурно-формационной зоны пользуются небольшим распространением (67 км²). Образование локализованных в породах этого уровня золотосульфидно-кварцевых и золотоколчеданно-полиметаллических объектов (месторождение Тамуньер, рудопоявление Каменный Цветок) связано с поствулканическим гидротермально-осадочным процессом. Ореолы золота на Тамуньерском месторождении (см. рис. 3) приурочены к стратиформным сульфидоносным горизонтам, линзам туфобрекчий и эксплозивным брекчиям. Брекчии ассоциируют с субвулканическими телами дацитовых порфиритов и риолитов.

Стратифицированные				Интрузивные							
Сегменты											
Южный (Ауэрбах-Краснотурьинская СФЗ)		Центральный (Ауэрбах-Войкарская СФЗ)		Северный (Ауэрбах-Щучинская СФЗ)		Южный (Ауэрбах-Краснотурьинская СФЗ)		Центральный (Ауэрбах-Войкарская СФЗ)		Северный (Ауэрбах-Щучинская СФЗ)	
Формация	Возраст	Формация	Возраст	Формация	Возраст	Формация	Возраст	Формация	Возраст	Формация	Возраст
Грубообломочно-терригенно-вулканогенная трахитовая базальт-трахириолитовая	$C_1t—C_2$			Карбонатно-терригенная битуминозная	C_1	Габбро-долеритовая (диабазовая)	$D_3—C_1$	Гранитовая (янаслорский комплекс)*	$D_3—C_1/n$		
Карбонатно-терригенно-туфогенно-сланцевая	D_3f										
Грубообломочно-терригенно-туфогенно-вулканогенная базальт-андезит-дацит-риолитовая (в т.ч. находимая свита)*	$D_{2-3}(nh)$	Грубообломочно-терригенно-туфогенно-вулканогенная трахитовая (в т.ч. находимая свита)*	$D_{2-3}dv$	Карбонатно-терригенно-вулканогенная базальт-андезитовая (лопсийская, рушорская толщи); карбонатно-вулканогенная трахитовая (краснотурьинская свита); вулканогенная андезитовая базальт-андезитовая свита* (D_{1-2})	$D_{1-2}(vr, tg)$			Габбро-диорит-гранодиоритовая (конгорский комплекс)*	$D_{2-3} kn$		$D_{1-2}jj$
Карбонатно-терригенно-вулканогенная трахитовая (в т.ч. находимая свита)*	$D_{1-2}(p, rv); D_1ki; D_1p—D_2ef$							Габбро-диорит-тонгит-пагиогранитовая (собский комплекс)*	$D_{1-2}sb$		
Карбонатная (рифогенная) — части, примыкающие к рудоносным вулканоструктурам*	D_1			Карбонатная (рифогенная) — части, примыкающие к рудоносным вулканоструктурам*	D_{1-2}						

Стратифицированные				Сегменты				Интрузивные			
Южный (Ауэрбах-Краснотурьинская СФЗ)		Центральный (Ауэрбах-Войкарская СФЗ)		Северный (Ауэрбах-Щучинская СФЗ)		Южный (Ауэрбах-Краснотурьинская СФЗ)		Центральный (Ауэрбах-Войкарская СФЗ)		Северный (Ауэрбах-Щучинская СФЗ)	
Формация	Возраст	Формация	Возраст	Формация	Возраст	Формация	Возраст	Формация	Возраст	Формация	Возраст
Туфогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная — Воронцовский уровень**	D _{1p}	Карбонатно-терригенно-туфогенно-вулканогенная (кевсонимская свита) — «Воронцовский уровень»*	D _{1kv}								
Карбонатно-терригенно-туфогенно-вулканогенная (трахитоидная) базальт-андезитовая*	S ₂ —D ₁	Вулканогенная базальт-андезито-базальтовая с рифогенными известняками (малоуральская и тоутулгольская свиты)*	S ₂ —D _{1mi} , tr			Габбро-диорит-тоналит-гранодиоритовая*	S ₂ —D ₁				
						Моногаббро-сиенитовая (туринский комплекс)	S ₂ —D _{1tr}				
Туфогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная с субвулканическими телами риодацитов — Тамуньерский уровень**	S ₂ —D ₁			Карбонатно-терригенно-вулканогенная базальт-андезитовая — «Тамуньерский» уровень (янганзэйдская и карбонатная свиты объединенные)**	S ₁₋₂ n—D _{1c}						
Вулканогенная дацит-андезитовая — комплекс основания Ауэрбаховского ВПП	S ₁	Вулканогенная базальтовая (нерасчлененные усть-конгорская и войкарская свиты) — комплексы основания Ауэрбаховского ВПП	O ₃ —S ₁ (uk, vk)			Базит-ультрабазитовая (серовский комплекс) — основание Ауэрбаховского ВПП	O—S _{1s}	Базитовая (габбро-норитовая) (кэрипорский комплекс) — основание Ауэрбаховского ВПП	S _{1k}	Базитовая (габбро-норитовая (харампэйдско-масловский комплекс) — основание Ауэрбаховского ВПП	S _{1hm}

Примечание. — стратифицированные и интрузивные формации, потенциально продуктивные на золотое оруденение различных типов, — рудоносные литолого-стратиграфические уровни — Воронцовский и Тамуньерский и их возрастные и формационные аналоги.

2. Сопоставление площадей развития стратифицированных и интрузивных продуктивных формаций и распределение золоторудных объектов различных типов в пределах Ауэрбаховского ВПП

	Продуктивные формации					Показатель распространенности рудных формаций (количество рудных объектов — месторождения и рудопроявления)							
	Стратифицированные			Интрузивные		Золото-сульфидно-кварцевые	Золотосульфидные	Золото-кварцевые	Золото-магнетит-скарновые	Комбинированные золото-сульфидно-кварцевые и золотокогда-полиметаллические			
	Формация	Возраст	S, км ²	Формация	Возраст						S, км ²		
Сегмент (СФЗ) Ауэрбаховского ВПП	КТВ	D ₂₋₃	320	- - (ауэрбаховский комплекс)	D _{2-3a}	161	0	0	0	0	0		
	ТфВ	D ₂	1696			11	2	14	11	0			
	ТфККрТ — Воронцовский уровень	D _{1p}	474	8	3	3	2	0					
	К (р)	D _{1p}	29	0	0	0	0	0					
	ТфВККрТ — Тамуньерский уровень	S ₂ —D ₁	67	1	0	0	0	0	2				
	ТфВ	S ₂ —D ₁	1494	- -	S ₂ —D ₁	4	0	0	2	0			
Ауэрбах-Войкарский				(янаслорский комплекс)	D ₃ -C _{1jj}	58							
	ГбТТфВ	D ₂₋₃	439	- (конгорский комплекс)	D _{2-3kn}	1081	0	0	0				
	КТТфВ — аналог Воронцовского уровня	D ₁₋₂	242	- - (собский комплекс)	D _{1-2sb}	1732	5	0	0	2	0		
	В	S ₂ —D ₁	366				2	2	0	9	0		
Ауэрбах-Шучинский	КТВ	D ₂₋₃	560			0	0	0	0	0	0		
				- (юнгягинский комплекс)	D _{1-2jn}	351	0	0	0	0	0		
	К(р)	D ₁	11										
	КТВ — аналог Тамуньерского уровня	S ₂ —D ₁	1292				0	0	0	13	0		

Примечание. К — карбонатная, в т.ч. К(р) — рифогенная, Т — терригенная, в т.ч. ГбТ — грубообломочная терригенная, В — вулканогенная, Тф — туфогенная, Кр — кремнистая.

Как следует из данных, приведенных в табл. 2, войкарский сегмент вулканоплутонического пояса отличается более широким распространением гранитоидных интрузий, чем краснотурьинский. Значительная доля продуктивных позднесилурийско-позднедевонских продуктивных вулканогенно-осадочных отложений ассимилирована батолитами и штоками габбро-диорит-тоналит-плагиогранитов собского (D_{1-2sb}) и монцодиорит-гранодиоритов конгорского (D_{2-3kn}) комплексов. С гранитоидами этих комплексов предположительно можно связывать образование скарновых золотомagnetитовых рудных объектов. По аналогии с Воронцовским месторождением, их локализацию можно связывать с метаморфизмом стратойдных сульфидных образований, присутствующих в вулканогенных комплексах позднего силура—раннего девона и среднего-позднего девона. Наиболее известны среди объектов такого типа месторождения Новогоднее и Новогоднее Монто.

Золоторудная металлогеническая специализация войкарского сегмента Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса выражена достаточно отчетливо и определяется доминированием скарново-магнетитовых руд. Малое количество выявленных в его пределах объектов золотокварцевого и золотосульфидно-кварцевого типов может быть связано с недостаточной опоскованностью данной территории.

Значительная часть территории Ауэрбах-Щучьинской структурно-формационной зоны перекрыта чехлом мезозойско-кайнозойских отложений и, в целом, характеризуется наименьшей степенью изученности и опоскованности. Поэтому оценить в полной мере площади развития в пределах этого сегмента вулканоплутонического пояса пород продуктивных стратифицированных формаций и степень воздействия на них интрузивов продуктивных комплексов затруднительно. Данные, приведенные в табл. 2 для Ауэрбах-Щучьинского сегмента, показывают, что наибольшую площадь (около 1300 км²) в этом сегменте ВПП занимают верхнесилурийско-нижнедевонские отложения объединенных янганэпэйской и карбонатной свит, являющиеся формационными аналогами отложений тамуньерского рудоносного литолого-стратиграфического уровня. В полях развития этих отложений наиболее широко проявлены интрузии габбро-диоритов юньягинского комплекса. В их экзоконтактовых зонах расположены многочисленные проявления и месторождения золото-магнетит-скарнового типа, такие как Юньягинское, Сибилейское и ряд других. Существенным отличием щучьинского сегмента вулканоплутонического пояса является также то, что в составе формаций габбро-тоналит-плагиогранитного ряда, с которыми связываются регенерационные процессы, собственно гранитоиды проявлены в малом объеме и преобладают основные породы. Это отражается в повышенной меденосности золоторудных объектов. Широко здесь

распространены также и собственно меднорудные проявления. Вследствие слабой изученности территории Ауэрбах-Щучьинской структурно-формационной зоны, полностью отрицать вероятность нахождения месторождений золотосульфидно-кварцевых руд нельзя.

Проведенный рудно-формационный анализ указывает на ярко выраженную золоторудную металлогеническую специализацию Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса. Вторыми по распространенности являются меднорудные проявления различного формационного типа. Отметим, что медь и цинк — стандартные попутные компоненты в собственно золоторудных объектах.

Как было показано рядом авторов [7, 12], состав руд месторождений и характер минерализации в рудоносных интрузивах вулканоплутонических поясов в значительной степени определяются составом субстрата вулканоплутонического пояса и его первоначальной рудной специализацией. Для ордовик-силурийского фемического субстрата Тагильской мегазоны, на котором формировались островодужные формации Ауэрбаховского пояса, характерна специализация на колчеданное медно-цинковое, кобальт-медное оруденение, локализованное в базальтоидных толщах, ванадий-железо-медное, титано-магнетитовое с платиноидами, хромитовое платино- и золото-содержащее оруденение в базит-ультрабазитовых породах. Процессами ремобилизации рудного вещества в рудно-магматических системах, связанных с полифазными интрузиями Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса, можно объяснить, например, примеси платиноидов в рудах Воронцовского месторождения [6], локализованного в крупной вулканической структуре центрального типа, периферия которой сложена базальтоидами и офиолитами серовского комплекса. Можно предполагать наличие примесей элементов платиновой группы и в рудах месторождений золота в южной части краснотурьинского сегмента вулканоплутонического пояса, локализованных в геолого-структурной обстановке, сходной с Воронцовским месторождением.

Пространственное совмещение в Войкарском сегменте вулканоплутонического пояса золото-магнетит-скарновых объектов с многочисленными проявлениями медно-порфировых, медно-молибден-порфировых и медно-скарновых руд, по-видимому, связано с фемическим профилем основания данного сегмента, сложенного андезито-базальтами ордовика и нижнего силура.

При условии вовлечения в рудно-магматические процессы вещества базит-ультрабазитового основания вулканоплутонического пояса, можно предположить экстракцию и мобилизацию золота, рассеянного в серпентинизированных ультрабазитах и габброидах. Золото в породах базит-ультрабазитового ряда может находиться в свободной форме, в виде интер-

металлических соединений или в качестве структурных и механических примесей в сульфидах железа, никеля и меди [13].

В пределах Ауэрбах-Щучьинской структурно-формационной зоны выявлены единичные медно-скарновые рудопоявления и редкие проявления и пункты минерализации меди неустановленного формационного типа. В пределах щучьинского сегмента также следует ожидать примесную меднорудную минерализацию в рудопоявлениях золота и отдельные проявления меди, пространственно и генетически связанные с золоторудной минерализацией.

Иными словами, преобладание базитовой составляющей в субстрате Ауэрбах-Войкарской и Ауэрбах-Щучьинской структурно-формационных зон привело к формированию медно-рудных проявлений порфирового и скарнового типов. Уменьшение роли базитов в субстрате Ауэрбах-Краснотурьинской структурно-формационной зоны приводит к резкому уменьшению количества собственно медно-порфировых объектов и появлению меди в основном в качестве примесного компонента в золотых рудах.

Результатом проведенных исследований и металлогенического районирования территории является выделение перспективных площадей в ранге рудных

районов (рудные узлы) и оценка прогнозных ресурсов золота категории P_3 .

При ранжировании перспективных площадей были использованы следующие критерии:

1) пространственное совмещение потенциально продуктивных формаций (стратифицированных и интрузивных), участвующих в строении рудоносных вулканоплутонических и вулканотектонических структур; 2) полнота проявления поисковых признаков золотого оруденения (наличие месторождений ограниченного или полного формационного ряда, наличие рудопоявлений золота, пунктов минерализации и россыпной золотоносности).

Для Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса было выделено девять перспективных на коренное золото площадей в ранге рудных районов (табл. 3), в пределах которых локализованы рудные узлы. Для шести рудных узлов были оценены и апробированы прогнозные ресурсы золота категории P_3 .

Наряду с этими основными перспективными площадями в ранге рудных районов в составе Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса выделено семь локальных малоизученных площадей с неясными перспективами, для которых характерно широкое распространение продуктивных формаций

3. Оценка относительной золотоносности рудных узлов Ауэрбаховского ВПП

Сегмент (СФЗ) Ауэрбаховского ВПП	Перспективная площадь (в ранге рудного района)	Рудный узел	Площадь рудного узла, км ²	Относительная золото- носность (с учетом оцененных прогно- зных ресурсов до 2010 г.)
Ауэрбах-Краснотурьинский	Южно-Краснотурьинская	Травяно-Лялинский	275,0	С
	Краснотурьинская	Шайтанская ПП (в ранге рудного узла)	276,1	Н
		Воронцовский (в новых границах)	348,0	С
		Ларьковский (в новых границах)	480,7	В
	Ивдельская	Кедровско-Ивдельский	399,0	С
	Котлийско-Тамуньерская	Тамуньерский	183,6	С
Ауэрбах-Войкарский	Янаслорско-Элькошорская	Элькошорский	265,0	С
	Мало-Хараматолоуская	Малохараматолоуский	147,0	Н
	Новогодненская	Новогодненский (в новых границах)	57,6	С
Ауэрбах-Щучьинский	Юньягинская	Южно-Юньягинский	177,5	Н
		Юньягинский	316,8	С
	Сибилейская	Сибилейский	237,0	С
		Западно-Сибилейский	248,7	Н

Примечание. Для оценки относительной золотоносности рудных узлов по сумме прогнозных ресурсов трех категорий приняты следующие градации: Н — низкая (< 50), С — средняя (50—100) и В — высокая (> 100).

(стратифицированные и(или) интрузивные), но при этом выявлен лишь ограниченный набор признаков рудоносности (в основном это россыпная золотоносность). Для этих площадей рекомендовано дальнейшее изучение.

Расширение перспектив золотоносности Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса возможно за счет площадей распространения продуктивных комплексов под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений (при мощности чехла до 500 м). Так, для Ауэрбах-Красноурьинской структурно-формационной зоны перспективные площади могут быть увеличены за счет перекрытой части (около 10 000 км²) до 18 000 км². Для Ауэрбах-Войкарской СФЗ перспективные площади увеличены за счет перекрытой части (примерно 5000 км²) до 8500 км². Для Ауэрбах-Щучьинской СФЗ, в силу слабой изученности Приполярного Урала, площадь перекрытой части количественно определить трудно. Она может составлять не менее 50% от обнаженной части (>4000 км²). Перекрытые части продуктивных структурно-формационных зон Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса на данном этапе изучения территории не включены в оценку прогнозных ресурсов золота.

Для повышения перспектив золотоносности Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса на золотое оруденение, локализацию новых рудных объектов, а также в целях реализации апробированных ресурсов золота на выделенных площадях авторами предлагаются два направления работ:

1. На площадях с относительно высокой степенью изученности с апробированными ресурсами категории Р₃ рекомендуются поисковые работы масштаба 1:50 000 с комплексом геолого-геофизических, геохимических и горно-буровых работ.

2. Для площадей с недостаточной степенью изученности рекомендуется геологическое доизучение и опережающие поисковые геолого-геофизические и геохимические работы масштаба 1:200 000.

Цель первого направления работ — выявление конкретных рудоносных зон и рудоносных литолого-стратиграфических уровней и горизонтов с локализацией рудных полей и прогнозных ресурсов категории Р₂.

Во втором случае могут быть уточнены геологическое строение рудных узлов, границы распространения продуктивных формаций, положение в разрезах рудоносных литолого-стратиграфических уровней, выполнены корректировка предшествующей прогнозной оценки ресурсов золота и локализация перспективных площадей в ранге рудных районов.

Высокий потенциал Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса на коренное золото дает основа-

ние считать эту территорию перспективной и заслуживающей привлечения средств недропользователей для ее промышленного освоения.

Авторы статьи приносят благодарности заместителю генерального директора ОАО «Полиметалл» Трушину Сергею Ивановичу, главному геологу ЗАО «Золото Северного Урала» Козлову Виктору Васильевичу за возможность проведения исследований на Воронцовском и Тамуньерском месторождениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арифудов Ч.Х., Ожерельева А.В., Арсентьева И.В. и др. О перспективах черносланцевой золотоносности Восточно-Саянской провинции // Отечественная геология. 2011. № 3. С. 30—45.
2. Арифудов Ч.Х., Романов В.И., Вишневская Н.А. Регенерированные месторождения «кызылкумского» типа // Руды и металлы. 1994. № 3—5. С. 46—57.
3. Берлянд Н.Г. Карта глубинного строения земной коры Урала масштаба 1:1 000 000. —С-Пб: ВСЕГЕИ, 1983.
4. Контарь Е.С. Металлогеническая карта (медь, цинк, свинец, бокситы, марганец) зоны строительства железной дороги Ивдель-Лабытнанги масштаба 1:500 000, 2007.
5. Контарь Е.С. Геолого-промышленные месторождения меди, цинка, свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы). —Екатеринбург, 2013.
6. Коробейников А.Ф., Грязнов О.Н., Бобров В.Н. Платиноносность Воронцовского золото-бerezит-аргиллизитового полихронного месторождения // ДАН. 1998. Т. 361. № 1.
7. Кривцов А.И., Макеева И.Т. Проблемы геологии медно-порфировых и колчеданных месторождений. —М.: ВИНТИ, 1979. С. 111.
8. Кривцов А.И., Макеева И.Т. Изотопия рудного вещества эндогенных месторождений // Итоги науки и техники. Серия «Рудные месторождения». —М.: ВИНТИ, 1983. № 11. С. 133.
9. Курбанов Н.К., Ревякин П.С., Кучеревский П.Г. и др. Карта коренной золотоносности Урала масштаба 1:1 000 000. —М., 2005.
10. Курбанов Н.К., Арифудов Ч.Х., Кучеревский П.Г. и др. Монография (атлас). Геолого-генетические модели золоторудных месторождений углеродисто-терригенных комплексов. —М.: ЦНИГРИ, 1994.
11. Мельгунов А.Н., Жданов А.В. Геологическая карта зоны строительства железной дороги Ивдель-Лабытнанги масштаба 1: 500 000. —С-Пб: ВСЕГЕИ, 2008.
12. Мигачев И.Ф. Металлогения вулканоплутонических поясов активных континентальных окраин / Смирновский сборник-96. —М., 1996. С. 70—104.
13. Ожерельева А.В. Хромитовая и сопутствующая ей платиноидная и сульфидная минерализация на массивах ультрабазитовой формации Полярного Урала / Мат-лы науч. конф. Актуальные проблемы геологии и геофизики. Т. 1. —Ташкент: Изд-во «ФАН» АН РУз, 2007. С. 289—294.

УДК 550.83 553.98 (477.54)

В.П.Стрыжак, И.В.Недосекова, 2014

Геологическое строение зоны сочленения северо-восточного склона Украинского щита и южной прибортовой зоны Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью

В.П.СТРЫЖАК, И.В.НЕДОСЕКОВА (Дочернее предприятие «Научно-исследовательский институт нефтегазовой промышленности» Национальной акционерной компании «Нафтогаз Украины»; 08132, Украина, Киевская обл., Киево-Святошинский р-н., г.Вишневое, ул.Киевская, д.8)

Рассмотрены вопросы перспектив нефтегазоносности кристаллических пород фундамента северо-восточного склона Украинского щита и осадочных пород Южного борта и южной прибортовой зоны Днепровско-Донецкой впадины на основе анализа геологического строения. Определены основные типы ловушек, на которые следует нацеливать постановку геологоразведочных работ.

Ключевые слова: кристаллический фундамент, тектоническое нарушение, ловушка, коллектор, месторождение углеводородов.

Стрыжак Василий Павлович, Stryzhak@naukanaftogaz.kiev.ua

Недосекова Ирина Владимировна, nedosekova@naukanaftogaz.kiev.ua

Geological structure and petroleum potential of the conjugation zone between the northeastern slope of the Ukrainian Shield and South Marginal zone of the Dnieper-Donets basin

V.P.STRYZHAK, I.V.NEDOSEKOVA

The issue of petroleum potential assessment for the crystalline basement within the northeastern slope of the Ukrainian Shield as well as sedimentary rocks of the Southern Flank and South Marginal Zone of the Dnieper-Donets basin is considered upon the analysis of their geological structure. Basic types of hydrocarbon traps to focus exploration activity are featured.

Key words: crystalline basement, tectonic fault, trap, reservoir rock, hydrocarbon field.

Интерес к изучению геологического строения северо-восточного склона Украинского щита в зоне его сочленения с Днепровско-Донецкой впадиной и Западным Донбассом вызван тем, что данная зона до настоящего времени остается слабо изученной по ряду вопросов, относящихся как к геологическому строению, так и к перспективам нефтегазоносности.

В последние десятилетия здесь был выполнен комплекс геолого-геофизических исследований, позволивший обосновать перспективность данной зоны на поиски нефти и газа [11, 13—15]. Прогнозы строятся преимущественно на том, что в аналогичных условиях на северном борту Днепровско-Донецкой впадины был открыт ряд месторождений углеводородов, где продуктивными оказались отложения широкого стратиграфического диапазона — от среднего карбона до кристаллических пород фундамента включительно. Следует однако отметить некоторые существенные различия между строением бортов Днепровско-Донецкой впадины. Северный борт отличается большими глубинами залегания осадочного чехла, а Южный является более активным в тектоническом

плане. Это означает, что на Северном борту существуют лучшие условия для сохранности залежей, а на Южном — лучшие условия для формирования ловушек, особенно экранированных нарушениями. Другим существенным различием является направление движения инфильтрационных вод и региональные наклоны пород. Если для Северного борта эти направления совпадают, то для Южного они направлены в противоположные стороны. Иначе говоря, к Северному борту приурочена область питания инфильтрационных вод, а к Южному — область их разгрузки, что приводит к различным глубинам залегания перспективных земель. На Северном борту нижняя граница глубины залегания перспективных земель проходит по изогипсе 1500 м, а на Южном она совпадает с глубиной залегания фундамента и проходит по изогипсе 1000 [11]. Все эти различия в строении приводят к необходимости более детального и разностороннего анализа данных о геологическом строении и условиях формирования отложений, с которыми могут быть связаны месторождения углеводородов. Такой подход позволит более точно спрог-

нозировать зоны развития коллекторов и покрышек как в фундаменте, так и в осадочных породах и определить закономерности их распространения в разрезе и по площади.

Рассматриваемая зона интересна тем, что одновременно попадает под определение и нефтегазоносной, и угленосной. Здесь действуют схемы тектонического районирования, разработанные для Днепровско-Донецкой впадины и, в тоже время, используются тектонические схемы, разработанные для углепромышленных районов Донбасса.

В тектоническом отношении изучаемая территория охватывает довольно большой участок Южного борта впадины, наложенного на северо-восточную часть склона Украинского щита, и в меньшей степени южную прибортовую зону Днепровско-Донецкой впадины от меридиана Михайловской складки на северо-западе до меридиана Левенцовской структуры на юго-востоке (рис. 1). Границей, разделяющей эти два крупных структурных элемента, является Михайловское нарушение, входящее в состав Припятско-Маньчжурской зоны краевого разлома [1—4, 10, 11]. Данное нарушение представляет собой сложную систему сбросов, носящих ступенчатый характер (рис. 2). В тоже время участок Южного борта впадины, протягивающийся от Верховцевско-Львовского дорифтового разлома фундамента далее на восток, согласно схемам тектонического районирования Донбасса, относится к юго-западной платформенной моноклиальной зоне Западного Донбасса [5, 6]. Здесь расположены три углепромышленных района: Петриковский (I), Новомосковский (II) и Павлоградско-Петропавловский (III) (см. рис. 1). Такая особенность тектонического районирования, с учетом разной степени изученности отдельных участков территории и различий в их геологическом строении, дает основание для ее деления на отдельные блоки. В этой связи тектоническое районирование предлагается проводить для двух структурных этажей — кристаллического фундамента и осадочного чехла.

Кристаллический фундамент характеризуется блоковым строением с тенденцией ступенчатого погружения в северо-восточном направлении. В нем обособливаются Среднеприднепровский и Приазовский мегаблоки, соответствующие реликтам древних складчатых структур. Между собой они разделены меридиональными складчатыми зонами — Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской. Данные шовные зоны выражены в структуре осадочного чехла Верховцевско-Львовским и Орехово-Харьковским поперечными глубинными разломами, которые ограничивают более мелкие тектонические элементы фундамента и осадочного чехла [1—4, 10—13].

Структурные элементы осадочного чехла Южного борта Днепровско-Донецкой впадины, наложенные на блоковую структуру фундамента, представлены

Кобелякским и Самарско-Волчанским выступами, разделенными между собой Магдалиновской впадиной, которая в свою очередь занимает наиболее погруженный участок Петриковско-Новомосковской моноклинали (см. рис. 1).

Общее погружение фундамента на протяжении всей моноклиальной зоны пологое с наклоном 27—40 м на 1 км или углом наклона 2—3° в сторону оси Днепровско-Донецкой впадины. Выше лежащие породы палеозойского и мезозойско-кайнозойского структурных этажей залегают друг на друге и на поверхности фундамента с крупными стратиграфическими и угловыми несогласиями. Углы падения пород каждого стратиграфического подразделения равны и всегда уменьшаются для более молодых образований. Характерные углы для пород нижнего карбона 1,5—2,5°, а для пород среднего карбона 1—1,5°.

Следует отметить, что степень изученности различных структурных элементов геолого-поисковыми работами неодинакова. Наиболее изученной является южная прибортовая зона Днепровско-Донецкой впадины, расположенная к северу от Михайловского разлома. Тут выявлена цепочка приразломно-антиклинальных структур, образующих структурную зону Зачепиловско-Левенцовского вала. Ее протяженность от Зачепиловской структуры на западе до Левенцовской структуры на востоке составляет более 150 км (см. рис. 1). Именно в этой зоне, относимой к Днепровско-Донецкому грабену, открыто 14 месторождений углеводородов [11]. Залежи месторождений преимущественно пластовые, сводовые, иногда тектонически экранированные. На некоторых месторождениях помимо нефтепоисковых скважин были пробурены и углеразведочные с высоким выносом керна, благодаря чему более детально изучена угленосность отложений и коллекторские свойства пород этой зоны. Практически все залежи расположены в песчаниках угленосной формации. Как промышленно-угленосными, так и газоносными оказались отложения нижнего и среднего карбона. Максимальное количество продуктивных горизонтов (21) отмечено на Кременевском месторождении. Этаж газоносности составил 1500 м.

Коллекторами являются песчаники нижнего и среднего карбона с относительно высокими значениями пористости, в среднем 10—20% и проницаемости от 12 до 375 мД. Продуктивные горизонты представлены коллекторами башкирского яруса Б-1—Б-12; серпуховского — С-1—С-22; визейского — В-14—В-27.

Несмотря на то, что продуктивные отложения залегают на значительных глубинах (до 2—3 км), степень их метаморфизма очень низкая. Так, для угленосной толщи самарской свиты C_1^3 нижнего карбона, в составе которой развиты песчаные продуктивные пласты С-10—С-22, характерны угли газовой группы марки 2Г, а выше залегающие угольные пласты свит

Рис. 1. Фрагмент карты геологического строения (А) и тектонического районирования (по С.С.Круглову) (Б) зоны сочленения северо-восточного склона Украинского щита и южной прибортовой зоны Днепровско-Донецкой впадины:

1 — центральная часть Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ); 2 — условная граница, отделяющая южную прибортовую зону ДДВ от центральной части впадины; 3 — южный борт ДДВ, Петриковский-Новомосковская моноклинал; 4 — северо-восточный склон Украинского щита (УЩ); границы: 5 — угленосных районов: 1 — Петриковский, II — Новомосковский, III — Павлоградско-Петропавловский и 6 — стратиграфических несогласий отложений; 7 — пласты известняков и их индексы; 8 — выходы известняков и девонских отложений на дневную поверхность; нарушения: 9 — Михайловское краевое, 10 — осадочного чехла, 11 — кристаллического фундамента; 12 — дорифтовые межглыбовые глубинные разломы (по В.К.Гавришу): В-П — Верховцевско-Львовский, О-Х — Орехово-Харьковский; 13 — изогипсы поверхности докембрийского фундамента; 14 — месторождения углеводородов: газовые: 1 — Новониколаевское, 9 — Ильичевское, 12 — Михайловское; нефтегазоконденсатные: 2 — Юрьевское, 11 — Зачепиловское; газоконденсатные: 4 — Новоселовское, 6 — Пролетарское, 7 — Перещепинское, 10 — Левенцовское; нефтегазоконденсатные: 2 — Юрьевское, 3 — Кременевское, 5 — Восточно-Новоселовское; 15 — скважины: а — проектная параметрическая, б — пробуренные на территории исследований (картировочные, поисковые, разведочные и параметрические) и их номера; буквы в кружках — группы метаморфизма углей: Б — бурые, Б-Д — от бурых до длиннопламенных, Д — длиннопламенные, Д-Г — от длиннопламенных до газовых, Г — газовые; А'—А' — профиль МОГТ Гуляловка—Гуты

C_2^1 C_2^2 среднего карбона относятся к группам от длиннопламенных до бурых (марки Д, БД, Б) [5, 8]. Максимальная мощность угольных пластов достигает 2,5 м, а их метаноносность колеблется в очень широких пределах — от 3 до 10,9 м³/т сухой беззольной массы. Именно благодаря низкой степени метаморфизма пород коллекторские свойства песчаников достаточно высоки [8].

Вдоль данной структурной зоны отмечены надвиги, взбросы, сбросы, осложняющие южные крылья обособленных сводов единого вала. Большинство этих структур, так называемых флексур надвигания, характеризуется смещением сводов. Как правило, наиболее древние смещены к югу, в сторону борта и тяготеют к обособленным погребенным блокам: Южно-Новоселовскому, Южно-Кременовскому, Пановскому и др. Эти малоамплитудные поднятия образуют погребенную структурную линию, субпараллельную регионально выраженным краевым валам и представляют интерес не только как ловушки в низах осадочной толщи, но и как обособленные блоки в подвижной зоне с резервуарами дробления, разуплотнения в породах кристаллического фундамента.

Северо-восточный склон Украинского щита геолого-геофизическими работами на нефть и газ изучен достаточно низко. Бурение в данной зоне практически не проводилось. Здесь пробурена структурно-поисковая скв.1 на профиле КМПВ Царичанка—Богодухов; скважины 3, 8 и 608 на Левенцовской площади; скв.20 Потичанская и скв.3 Западно-Михайловская. Все они вскрыли породы фундамента. Большинство скважин глубокого бурения расположены вдоль Михайловского краевого нарушения и не обеспечивают полноты геологической информации [11]. Поэтому геологическая информация о строении и нефтегазоносности территории Южного борта Днепровско-Донецкой впадины и северо-восточного склона Украинского щита была получена из угольных и картировочных скважин, глубины которых редко превышали 1000 м. Эти скважины вскрыли отложения верхней части угленосной (самарская) свиты нижнего карбона C_1^3 , а некоторые из них — породы кристаллического фундамента. Наиболее изученными бурением участками являются угольные месторождения, расположенные практически на выходе из бассейна на территориях Петриковского, Новомосковского и Павлоградско-Петропавловского углепромышленных районов (см. рис. 1). Наиболее полный обзор исследований по стратиграфии, угленосности и газоносности пород карбона на этих территориях представлен в работах [5, 6, 8, 12].

Кристаллические породы фундамента вскрыты большинством скважин, пробуренных на Южном борту и в зоне структур Зачепиловско-Левенцовского вала (см. рисунки 1 и 2). Они залегают на глубинах от 2443 (скв.7 Левенцовская) до 3950 м (скв.100 Михайловская) в пределах прибортовой зоны грабена и

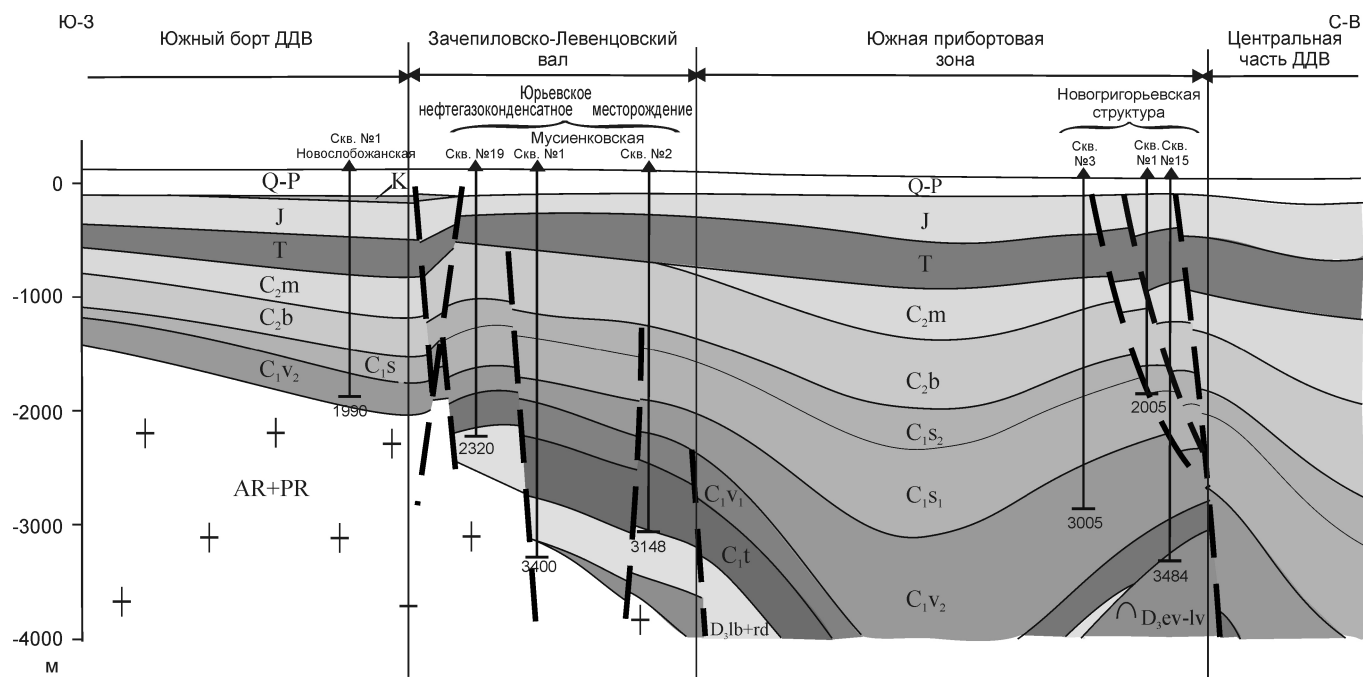


Рис. 2. Геологический разрез по линии А—А (фрагмент профиля МОГТ Гупаловка—Гуты)

на глубинах от 1428 (скв. 3 Михайловская) до 1984 м (скв.1 Царичанская-Богодухов) на Южном борту. В южной части территории по данным угольных скважин отложения кристаллического фундамента залегают на глубинах от 394 до 1400 м. Представлены они днепровским комплексом пород (плагиограниты, мигматиты, гранодиориты), породами орехово-павлоградской серии (гнейсы) и породами восточно-приазовского комплекса (нефелиновые сиениты).

Глубинные структуры и тектоническая зональность нашли свое отражение в формировании различных по мощностям и литофациям ритмопачек осадочных пород. Осадочный чехол на территории исследований существенно отличается по мощности и стратиграфическому наполнению. Если в прибортовой зоне осадочный комплекс начинается с девонских отложений, то на борту древнейшими породами, залегающими на фундаменте, являются отложения турнейско-нижневизейского комплекса, хотя по некоторым данным отложения девона могут быть развиты и на борту в щелевых грабенах, где они представлены маломощной (6—12 м) пачкой песчано-глинистых пород.

Севернее Михайловского краевого нарушения (зона структур Зачепиловско-Левенцовского вала) максимальная мощность девона 1100 м зафиксирована на параметрической скв.100 на Михайловской пло-

щади. На других структурах мощность раскрытых скважинами отложений девона изменяется в пределах 337—870 м. Разрез девона сложен терригенно-эвапоритовой формацией.

Каменноугольная система представлена полифациальными отложениями карбонатной и терригенной угленосной формаций. Залегают каменноугольные отложения резко трансгрессивно на коре выветривания кристаллического фундамента и перекрываются породами мезозоя и кайнозоя. В связи с расчленением разрезов угольных скважин на свиты, составлена таблица соотношений стратиграфических разрезов нижнего и среднего карбона, принятых в Днепровско-Донецкой впадине и на Донбассе (рис. 3).

Нижнекаменноугольный отдел разделяется на две толщи: нижнюю карбонатную (турнейский и низы визейского ярусов мощностью 0—580 м) и верхнюю песчано-аргиллитовую (верхи визе и серпуховский ярус мощностью 84—720 м). По региональной стратиграфической шкале — это мокроволноваская C_1^1 (А), грабовская C_1^2 (В), самарская C_1^3 (С) и бешевская C_1^4 (D) свиты. Согласно стратиграфическим схемам, которые используются для расчленения осадочной толщи в Днепровско-Донецкой впадине, свита C_1^2 относится к отложениям верхнего визе (подугольная толща); свиты C_1^3 и C_1^4 — к серпуховскому ярусу ни-

Рис. 3. Схема стратиграфического расчленения и корреляции каменноугольных отложений южной прибортовой зоны ДДВ, южного борта ДДВ и Русской платформы:

1 — угленосная формация; 2 — известняки и доломиты; 3 — алевролиты и аргиллиты; 4 — песчаники; 5 — маркирующие горизонты известняков и их индексы; 6 — пласты угля и их индексы

Унифицированная стратиграфическая схема Восточно-Европейской платформы					Региональные и местные подразделения																	
					Южный борт ДДВ Петриковский и Новомосковский угленосные районы						Южная прибортовая зона ДДВ ПГО «Полтавнафтогазгеология»											
Система	Отдел	Ярус	Подярус	Горизонт	Зона	Свита	Индекс маркирующих известняков	Литологическая колонка	Индекс угольных пластов	Мощность отложений, м	Индекс продуктивного горизонта песчаника	Ярус	Подярус	Микрофау- нистический Горизонт	Свита	Мощность отложений, м						
КАМЕЛОНАЯ	Средний C ₂	Московский C ₂ m	Верхний	Маяковский	C ₂ m ^{cd}	C ₂ ⁷ горловская	M ₈ M ₁₀ M ₉		m ₂ m ₃ m ₄ m ₅ m ₆ m ₇	0-245	М-2 М-3	Московский			C ₂ ⁷	—						
				Подольский																		
			Нижний	Каширский	C ₂ m ^e	C ₂ ⁶ алмазная	M ₁ L ₁		l ₁ l ₂ l ₃ l ₄ l ₅ l ₆	0-100	М-4 М-5		C ₂ ⁶	130-245								
				Верейский																		
		Башкирский C ₂ b	Верхний	Мелекешский	C ₂ b ^e	C ₂ ⁵ каменная	K ₁ I ₄ I ₂ I ₃ I ₂		k ₁ k ₂ k ₃ k ₄ k ₅ k ₆	0-170	М-6 М-7	C ₂ ⁵	160-250									
				Черемшанский										C ₂ b ^d	C ₂ ⁴ неоветаская (белокалитвинская)	I ₁ H ₄ H ₅		h ₁ h ₂ h ₃ h ₄ h ₅ h ₆	100-130	Б-1 Б-2	C ₂ ⁴	125-175
			Прикамский	C ₂ b ^a	C ₂ ² моспинская	G ₁ G ₂		f ₁ f ₂ f ₃ f ₄ f ₅ f ₆	75-125	Б-6 Б-7 Б-8 Б-9	C ₂ ²	125-180										
			Северокельтменский										C ₂ b ^g	C ₂ ¹ мандрыкинская	F ₁ F ₂ -F ₂ F ₁ ² -F ₁ ²		f ₁ f ₂ f ₃ f ₄ f ₅ f ₆	23-130	Б-10	C ₂ ¹	130-280	
			Краснополянский	C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130										
			Вознесенский										C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130	
			Вознесенский	C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130										
		Вознесенский	C ₂ b ^g										C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130		
		Вознесенский		C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130										
		Вознесенский	C ₂ b ^g										C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130		
		Вознесенский		C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130										
	Вознесенский	C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская										E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130			
	Вознесенский			C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130										
	Вознесенский	C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская										E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130			
	Вознесенский			C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130										
	Вознесенский	C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская										E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130			
	Вознесенский			C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130										
	Вознесенский	C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская										E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130			
	Вознесенский			C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130										
	Вознесенский	C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская										E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130			
	Вознесенский			C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130										
	Вознесенский	C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская										E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130			
	Вознесенский			C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130										
	Вознесенский	C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская										E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130			
Вознесенский	C ₂ b ^g			C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130											
Вознесенский		C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская									E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130				
Вознесенский	C ₂ b ^g			C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130											
Вознесенский		C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская									E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130				
Вознесенский	C ₂ b ^g			C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130											
Вознесенский		C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская									E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130				
Вознесенский	C ₂ b ^g			C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130											
Вознесенский		C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская									E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130				
Вознесенский	C ₂ b ^g			C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130											
Вознесенский		C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская									E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130				
Вознесенский	C ₂ b ^g			C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130											
Вознесенский		C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская									E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130				
Вознесенский	C ₂ b ^g			C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130											
Вознесенский		C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская									E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130				
Вознесенский	C ₂ b ^g			C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130											
Вознесенский		C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская									E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130				
Вознесенский	C ₂ b ^g			C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130											
Вознесенский		C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская									E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130				
Вознесенский	C ₂ b ^g			C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130											
Вознесенский		C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская									E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130				
Вознесенский	C ₂ b ^g			C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130											
Вознесенский		C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская									E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130				
Вознесенский	C ₂ b ^g			C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130											
Вознесенский		C ₂ b ^g	C ₂ ⁰ амвросиевская									E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e ₄	23-130	Б-11-14	C ₂ ⁰	55-130				
Вознесенский	C ₂ b ^g			C ₂ ⁰ амвросиевская	E ₁ E ₂ E ₃		e ₁ e ₂ e ₃ e															



жного карбона, а отложения свиты C_1^5 — к нижней части башкирского яруса среднего карбона (см. рис. 3). В общих чертах мощности нижнего карбона на северо-восточном склоне Украинского щита и в примыкающей к нему зоне Южного борта Днепро-Донецкой впадины отражают структурные особенности кристаллического фундамента. В районах выступов они значительно уменьшаются, а во впадинах увеличиваются.

Отложения турнейского яруса развиты только к северу от Михайловского краевого нарушения в сторону погружения Днепро-Донецкой впадины (см. рис. 2), где их мощности достигают 500 м. На борту, в наиболее погруженной части Магдалиновской впадины на коре выветривания фундамента трансгрессивно залегают нерасчлененные отложения турнейско-нижневизейского возраста. Их мощность по падению изменяется от 27 до 265 м, а по простиранию — от 100 до 120 м. Толща сложена известняками с прослоями глинисто-известковых пород и песчаников. Верхняя граница свиты проводится по подошве известняка B_1 (см. рисунки 2 и 3).

Отложения верхнего визе (свита C_1^2) представлены преимущественно терригенной толщей циклически построенной угленосной формации нижнего карбона Донбасса. В разрезе свиты преобладают отложения прибрежно-морских фаций, реже прибрежно-континентальных (дельтовые) и континентальных (болотные и речные). В южной части Петриковского района нижняя часть свиты C_1^2 отсутствует в результате выклинивания, в то время как в погруженной части Магдалиновской впадины отсутствуют верхние части свиты в результате размыва. Мощности отложений изменяются от 84 до 245 м.

Серпуховский комплекс распространен в пределах Южного борта значительно шире, однако, распределение его мощностей крайне неравномерно. Значительное их увеличение наблюдается в пределах Магдалиновской впадины, а на Кобелякской площади данные отложения отсутствуют. Представлен комплекс самарской C_1^3 и бешевской C_1^4 свитами. Для самарской свиты характерно мелкоритмическое строение и преимущественно алевроито-глинистый характер разреза. Эти особенности обусловили высокую степень угленосности отложений. В Магдалиновской впадине (см. рис. 1) отложения самарской свиты значительно погружаются, и в районе Михайловского разлома их кровля залегает на глубинах около 2000 м. Породы, характеризующие данную толщу, раскрыты в прибортовой зоне Днепро-Донецкой впадины на Новоселовском газоконденсатном месторождении скв.11-Г. Их мощность составляет 300 м и залегают они в интервале глубин 2122—2410 м. По данным интерпретации промыслового каротажа в продуктивной толще установлено 10 угольных пластов с рабочими мощностями от 0,60 до 0,95 м. Всего же в отложениях самарской свиты насчитывается до

53 угольных пластов и прослоек. С этими отложениями связаны газоконденсатные залежи в пластах песчаников продуктивных горизонтов C_{15} , C_{17} —21 (см. рис. 3). В целом мощность свиты в пределах антиклинальных структур и в отдельных тектонических блоках постепенно меняется за счет наращивания на погружениях верхних горизонтов, залегающих выше известняка C_5 , а так же за счет увеличения мощности всех стратиграфических горизонтов в сторону осевой части впадины.

Для башевской свиты характерно наличие большого количества известняков, многие из которых имеют оолитовый состав. Горизонты песчаников в основном аллювиально-дельтового типа образуют рукавообразные полосы северо-западного направления шириной 2—8 км. Эти палеорусла относятся к речным системам, которые сносили обломочный материал с палеосуши Украинского щита на северо-восток морского залива Днепро-Донецкой впадины. Для верхней части яруса характерны внутриформационные перерывы в осадконакоплении, благодаря чему его мощность уменьшается в западном направлении.

Толща отложений среднего карбона с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на размытой поверхности нижнего карбона, а в крайней западной части территории — на кристаллическом фундаменте. Эти отложения достаточно хорошо изучены благодаря разведке и эксплуатации угольных месторождений. Они представлены башкирским и московским ярусами.

Башкирский ярус в составе пяти свит (C_2^0 (E), C_2^1 (F), C_2^2 (G), C_2^3 (H) и C_2^4 (I)), характеризуется мелко-ритмичным строением и фациальной изменчивостью пород по площади (см. рис. 3). Полная раскрытая мощность отложений башкирского яруса в скважинах изменяется следующим образом: от 361 м в скв.3 на Михайловской площади до 483 м в скв.608 на Левенцовской; максимальные значения толщин до 700 м прогнозируются в наиболее погруженной части восточного склона Магдалиновской впадины. Сокращения мощностей контролируется выступами фундамента вплоть до полного их размыва. Фациальные типы пород представлены чередованием песчано-глинистых образований с глинистыми известняками, аргиллитами и углями, отлагавшимися в прибрежно-морских условиях, где происходили частые миграции береговой линии с образованием лагун и торфянистых болот. В разных частях яруса преобладают те или иные фациальные группы отложений. Распределение мощностей песчаников башкирского яруса указывает на существование широкой речной долины, которая занимала практически всю ширину Днепро-Донецкой впадины и принимала боковые притоки с юга и севера в регрессивные эпохи. Широко наблюдаются зоны размыва и выклинивания угольных пластов свит C_2^1 , C_2^2 , C_2^3 за счет врезания русловых и дельтовых песчаников в угленосную тол-

щу, что создает очень благоприятные условия для формирования литологических ловушек в этих отложениях. Источником углеводородных газов в данном случае являются угольные пласты с повышенной метаносностью.

Московский ярус представлен каменной C_2^5 (К), алмазной C_2^6 (Л) и горловской C_2^7 (М) свитами. Литологический состав яруса изменчив, что объясняется как фациальной изменчивостью циклов осадконакопления по простиранию, так и внутриформационными размывами. На большей части территории отложения яруса отсутствуют, и лишь в пределах Магдалиновской впадины они сохранились от размыва. Здесь мощности их достигают 380 м. Ярус характеризуется высокой угленосностью и цикличным чередованием трансгрессивных и регрессивных циклов. Основная промышленная угленосность приурочена к свитам C_2^5 и C_2^7 . Угольные пласты данных комплексов подходят под поверхность несогласия, перекрытую палеозойскими породами. Всего в отложениях среднего карбона в пределах Магдалиновской впадины установлено 30 угольных пластов, которые по качественным показателям относятся к маркам Д и БД. Отложения верхнего карбона в данной структурной зоне отсутствуют из-за перерыва в осадконакоплении.

Как следует из приведенного анализа условий осадконакопления и распределения мощностей в отложениях карбона на исследуемой территории неоднократно создавались условия для формирования ловушек литологического, стратиграфического и комбинированного типов. В большинстве случаев контроль русловых систем осуществлялся глубинными разломами. Проведенный В.К.Гавришем и Г.П.Шишацким [2] детальный анализ литолого-фациальных изменений русловых фаций в зоне Орехово-Харьковского нарушения показал, что перемещение блоков вдоль разлома в континентальные этапы осадконакопления способствовали накоплению русловых фаций, с которыми связывается развитие коллекторов нефти и газа. К этому разлому приурочены долины современных рек близмеридионального направления: Волчья, Самара, Орель.

На Южном борту и северо-восточном склоне Украинского щита промышленных скоплений углеводородов в осадочных породах пока не выявлено, однако проявления нефти и битуминизация пород наблюдались во многих угольных скважинах. Первые и единственные исследования по поискам залежей углеводородов в породах кристаллического фундамента были выполнены по рекомендациям В.Б.Порфирьева, В.И.Созанского, В.А.Краюшкина и др. на Кобелякской синклинали. Структурно-поисковые скважины установили наличие битумов в коре выветривания в трещиноватых амфиболитах, не затронутых выветриванием, а также в мелких ветвящихся трещинах и микротрещинах. Глубины залегания ам-

фиболитов на площади от 500 до 900 м. Нефтепроявления из трещиноватых пород кристаллического фундамента на Кобеляцкой площади приурочены к зоне влияния Верховцевско-Львовского разлома, который периодически проявлялся в более поздние времена.

Всего признаки нефтегазоносности были обнаружены в 19 скважинах Петриковского угольного района и 25 скважинах Новомосковского [11]. Проявления нефти и газа зафиксированы на глубинах от 180 до 600 м, а местами были получены притоки вязкой нефти (скв.13 586 и др.). Отмечено, что большинство скважин с проявлениями углеводородов Новомосковского района были расположены в зоне влияния регионального Орловского нарушения в пределах Самарско-Волчанского выступа фундамента, а скважины с проявлениями углеводородов Петриковского района находились в непосредственной близости от зоны выклинивания каменноугольных отложений на территории открытого щита.

Ведущую роль в процессе формирования скоплений углеводородов как в кристаллических породах фундамента, так и в вышележащих отложениях большинство исследователей отводят именно тектоническому фактору [1—4, 6, 8, 11—13]. Связь месторождений с разломами отчетливо проявляется практически в каждом хорошо изученном нефтегазоносном районе.

Для зоны сочленения западной части Южного борта с Западным Донбассом характерно наличие большого количества согласных и несогласных сбросов, которые отражаются в структурных планах поверхностей нижнего карбона [12, 13]. Большинство из них имеют крутое падение и тенденцию к смене направления простирания, расщеплению на несколько ветвей, примыкающих к сбросам других ориентировок под острым углом. Зачастую они прерываются, смещаются один относительно другого. Зоны дроблений нарушений сопровождаются разнообразными деформационными эффектами (приразрывными складками), разрывами-спутниками, параллельными основному сместителю, сколовыми трещинами, расположенными под углом к основному сместителю [12]. Складчатые дислокации представлены пологими складками и флексурами, слабо выраженной волнистостью и имеют подчиненное значение. Северо-западное простирание длинных осей складок параллельно простиранию сместителей сбросов. Первоочередное внимание следует уделить местам развития складчатых дислокаций, связанных с неотектоническими движениями, с которыми хорошо коррелируются выступы кристаллического фундамента погружающегося склона Украинского щита [6].

Проведенный анализ геологического строения северо-восточного склона Украинского щита приводит к заключению, что его следует рассматривать как переходную зону, где в равной степени интенсив-

ности проявляются как архей-протерозойские субмеридиональные, так и рифей-девонские субширотные глубинные структуры. Все они в той или иной степени контролируют скорости осадконакопления, фациальный состав осадочных пород и ряд других параметров, влияющих на образование скоплений нефти и газа. В свою очередь, анализ влияния дизъюнктивной тектоники на газоносность угольной толщи, проведенный в работах [6, 12], показал, что подавляющее количество нарушений относится к газонепроницаемым (экранирующим, закрытым) и, следовательно, могут удерживать залежи углеводородов, образуя ловушки тектонического экранирования.

Ведущую роль в формировании массивных резервуаров в кристаллическом фундаменте играют тесно связанные между собой процессы гидротермального метасоматоза и разнообразная адиабатическая трещиноватость, представленная трещинами естественного гидроразрыва и сейсмогенного дробления — главными факторами формирования зон дилатансного разуплотнения и системы открытых трещин [8]. Как показывает анализ фактического материала, выполненный по известным месторождениям мира Ю.В.Халимовым [9], скопления углеводородов в гранитных массивах контролируются так же двумя обязательными факторами: наличием погребенных выступов кристаллического (чаще всего гранитного) фундамента и высокой степенью тектонической дезинтеграции пород и связанным с ней дилатансионным эффектом.

На северо-восточном склоне Украинского щита необходимо обратить внимание на палеогеоморфологические ловушки, сформировавшиеся вследствие континентального выветривания кристаллических пород фундамента. Значительные перспективы следует связывать с эрозионно-тектоническими уступами, которые на начало каменноугольной трансгрессии существовали как останцы рельефа с уплощенными вершинами. На таких участках сохранялись значительные мощности коры химического выветривания фундамента.

К перспективным зонам в осадочном чехле следует также относить зоны кливажа, в пределах которых резко повышается проницаемость и трещинная пористость пород. Эти зоны образуются вдоль основного направления тектонического сжатия.

На сегодняшний день наибольшими перспективами нефтегазоносности обладает Магдалиновская впадина, для которой характерны наиболее полные разрезы перспективных отложений карбона, установленные по угольным скважинам зоны выклинивания песчаных пластов на склонах впадины и развитие русловых фаций, врезанных в угленосные отложения карбона. Еще одним основанием для такого вывода послужил установленный факт латеральной миграции флюидов с юго-востока в район Магдалиновской впадины. В этом направлении в разрезах осадочного

чехла количество сингенетических битумов увеличивается, а эпигенетических уменьшается. Основными типами ловушек в отложениях осадочного чехла, на которые следует ставить целенаправленные работы по их выявлению и картированию, являются:

стратиграфические ловушки под поверхностью несогласия (ловушки стратиграфического срезания) в отложениях среднего карбона (между Михайловским и Карабиновским сбросами);

ловушки регионального стратиграфического выклинивания (на склонах Украинского щита в отложениях нижнего визе—серпухова);

ловушки локального или зонально-локального выклинивания (линзовидные или шнурковые в отложениях башкира, серпухова, преимущественно руслового генезиса и холмовидные — барового типа).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гавриш В.К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. — Киев: Наукова думка, 1974.
2. Гавриш В.К., Забелло Г.Д., Рябчун Л.И. и др. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие // Под ред. В.К.Гавриша. — Киев: Наукова думка, 1986.
3. Гавриш В.К., Недошовенко А.И., Рябчун Л.И. и др. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинные разломы и комбинированные нефтегазоносные ловушки // Под ред. В.К.Гавриша. — Киев: Наукова думка, 1991.
4. Гаркаленко И.А. О глубинных разломах юга и юго-востока Украины // Геологический журнал. 1970. Т. 30. Вып. № 3. С. 3—14.
5. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР // Угольные бассейны и месторождения юга Европейской части СССР / Под ред. И.А.Кузнецова, В.В.Лапушина, М.Л.Левенштейна и др. Т. 1. — М.: Государств. науч.-тех. изд-во лит-ры по геологии и охране недр, 1963.
6. Лукинов В.В., Пимоненко Л.И. Тектоника метаноугольных месторождений Донбасса. — Киев: Наукова думка, 2008.
7. Науменко А.Д., Стрижак В.П., Коржнев В.П. Необходимость и достаточность размещения объектов поискового бурения на нефть и газ в породах кристаллического основания зоны сочленения Южного борта ДДВ и Украинского щита // Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины. Тез. докл. на VII междунар. конференции «Крым-2007». — Симферополь, 2007. С. 236—239.
8. Радзивилл А.Я., Иванова А.В., Майданович И.А. и др. Угленосные формации и вещественный состав углей Днепровско-Донецкой впадины // Под ред. П.Ф.Шпака. — Киев: Наукова думка, 1990.
9. Халимов Ю.В. Промышленная нефтегазоносность фундамента в гранитных коллекторах // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 4. <http://www.ngtp.ru>.
10. Червинская М.В., Соллогуб В.Б. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. — Киев: Наукова думка, 1980.
11. Дворянин С.С., Кабишев Б.П., Пригарина Т.М. Нафтогазовий потенціал Південного борту Дніпровсько-Донецької западини.: довідник / Під заг. ред. Л.В.Курилюка (Препринт, Державне геофізичне підприємство «Укргеофізика»; 96-1). — Київ, 1996.

12. Дьяченко Н.А., Привалов В.А. Тектоническое строение западного Донбасса в контексте сдвигообразования // Наукові праці УкрНДМІ НАН України. № 5 (частина II). — Донецьк, 2009. С. 67—91.
13. Височанський І.В., Зюзькевич М.П., Павленко П.Т. и др. Тектонічне районування південного борту Дніпровсько-Донбаського прогину — основа оцінки його перспектив нафтогазоносності // Нафта і газ України: Зб. наук. праць УНГА. Т. 1. — Полтава, 1998. С. 147—148.
14. Височанський І.В., Тесленко-Пономаренко В.М. Східний сегмент крайової частини Дніпровсько-Донецької западини — проблеми і шляхи їх вирішення // Геологія газових і газоконденсатних родовищ. Вип. XXXVIII. 2010. С. 3—10.
15. Слободянюк С.О., Омельченко В.В., Толкунов А.П. Про перспективи нафтогазоносності Південного борту ДДЗ за геофізичними методами (на прикладі досліджень Східномагдалинівської площі) // Геоінформатика. 2011. № 4. С. 17—23.
16. Слободянюк С.О., Полохов В.М., Толкунов А.П., Сидоренко Г.Д. Про деякі особливості хвильового поля фундаменту Південного борту Дніпровсько-Донецької западини (у зв'язку з нафтогазоносністю) // Геоінформатика. 2012. № 3. С. 22—25.

Геолого-генетические основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа

В.В.КУЗНЕЦОВ, Н.Г.КУДРЯВЦЕВА, А.Л.ГАЛЯМОВ, С.В.КУЗНЕЦОВА, Т.В.СЕРАВИНА (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

Золотушинский, Змеиногорский и Рубцовский районы Алтайского края выполнены отложениями двух геологических формаций: эмско-нижеживетской базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной и верхнеживетско-франской базальт-риолитовой кремнисто-терригенной. Геологическим формациям отвечают две рудные: нижней — свинцово-цинковая колчедансодержащая, верхней — медно-свинцово-цинковая колчеданная. Приведены прогнозно-поисковые модели, критерии и признаки колчеданно-полиметаллического оруденения рудноалтайского типа для рудных полей и месторождений.

Ключевые слова: Рудный Алтай, колчеданно-полиметаллические месторождения, прогнозно-поисковые модели, вулканогенно-осадочные породы, рудоносные формации.

Кузнецов Владимир Вениаминович, okt@tsnigri.ru

Кудрявцева Нелли Георгиевна

Галямов Андрей Львович

Кузнецова Светлана Владимировна

Серавина Татьяна Валерьевна

Geological-genetic basis of the predicting and prospecting massive sulfide polymetallic deposits of rudnoaltaysky type

V.V.KUZNETSOV, N.G.KUDRYAVTSEVA, A.L.GALYAMOV, S.V.KUZNETSOVA, T.V.SERAVINA

Zoltushinsky, Zmeinogorsky and Rubtsovsky districts of the Altai are composed of sediments of two geological formations: emss-lower givetian basalt-containing rhyolite limestone-siliceous-terrigenous and upper givetian-frasnian basalt-rhyolite siliceous terrigenous. Geological formations corresponds to two ore formations: lower — lead-zinc massive sulfide-containing, upper — copper-lead-zinc massive sulfide. Given predictive-prospects models, criteria and features of massive sulfide polymetallic mineralization of rudnoaltaysky type for ore fields and deposits.

Key words: Ore Altai, of massive sulfide polymetallic deposits, predictive-prospects models, volcano-sedimentary rocks, ore-bearing formation.

Золотушинский, Змеиногорский и Рубцовский колчеданно-полиметаллические рудные районы расположены в северо-западной части Рудноалтайского полиметаллического пояса, входящего в состав Зайсанской герцинской складчатой области. По особенностям тектонического строения, истории развития и металлогении складчатая область разделяется на две части: северо-восточную (складчатая система Юго-Западного Алтая) и юго-западную (Иртыш-Зайсанская). Граница между этими системами проводится по зоне Иртышского глубинного разлома. Северо-Восточная система включает в себя: Рудноалтайскую, Белоубинско-Маймырскую (или Южноалтайскую), Холзунско-Сарымсактинскую, Коргонскую (на востоке) и Иртышскую (на западе) структурно-формационные зоны (СФЗ). Данная система развилась на пассивной окраине

Алтае-Саянского палеоконтинента, структурно-формационные комплексы которого представлены кремнисто-карбонатно-терригенными шельфовыми формациями ордовикско-силурийского возраста, пронизанными позднекаледонскими гранитоидами. Особенности развития структур и строение латерально-вертикальных рядов геологических формаций позволили выделить два основных этапа формирования складчатой системы Юго-Западного Алтая, отвечающих различным геодинамическим режимам ее развития. Первый этап охватывает промежуток времени от раннего девона до франского века и обусловлен процессами континентального рифтогенеза, второй — от фаменского века до раннего карбона (серпуховский ярус) и соответствует обстановкам, сопоставимыми с островодужными [3, 4].

Северо-западная часть Рудного Алтая, включающая Золотушинский, Змеиногорский и Рубцовский рудные районы, соответствует структурно-формационным подзонам (СФП): Алейской и Быструшинской. Для этих подзон можно предположить, что островодужный этап мог начаться с позднеживетско-раннефранского времени, на что указывает широкое развитие андезитоидного вулканизма, выраженного в образовании покровов андезитового и андезибазальтового состава.

Рудные районы российской части рудного Алтая сложены вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами кислого, среднего и основного составов. Преобладают продукты кислого вулканизма калиевого и калиево-натриевого профиля. Широко развиты экструзивные и субвулканические тела риолитов, лавы, потоки риолитов, пирокластические разности пород (туфы, туффиты, тефроиды). Осадочные породы представлены известковистыми, кремнистыми алевролитами, реже песчаниками, известняками.

Вулканогенно-осадочные породы по составу, возрасту и соотношению вулканогенной и осадочной составляющих разделяются на две формации, соответствующие двум циклам вулканизма: нижнюю (эмс-эйфель-ранний живет) — базальтсодержащую риолитовую известково-кремнисто-терригенную, калиевую и верхнюю (поздний живет-фран) — базальт-риолитовую кремнисто-терригенную калиево-натриевую. По ареалу развития вулканогенно-осадочных пород данных формаций оконтурены рудные районы. Палеоструктура рудных районов отвечает крупным вулканотектоническим депрессиям.

Во всех трех рудных районах в основании разреза залегают породы карбонатно-терригенной формации раннего палеозоя. Перекрывают рудоносные комплексы следующие формации: островодужная терригенно-вулканогенная андезидацитовая позднедевонского возраста (D_3fm) и известняково-терригенная морская раннекаменноугольного возраста (C_1t). Стратифицированные образования коллизионного этапа представлены угленосной лимнической молассой среднекаменноугольного возраста, а магматические — гранитоидными формациями позднедевонского и раннекаменноугольного-пермского возраста.

По набору фаций вулканогенно-осадочных пород рудоносные формации подразделяются на субформации.

Нижняя базальтсодержащая риолитовая известково-кремнисто-терригенная формация имеет трехчленное строение:

нижняя субформация — туфогенно-осадочная (алевролиты, песчаники, туфопесчаники, гравелиты, туфы кислого состава, редко лавы риолитов и их лавобрекчии);

средняя субформация — риолитовая (риолиты и риодациты, их лавобрекчии, туфы кислого состава);

верхняя субформация — туфогенно-алевро-песчаниковая (алевролиты, часто известковистые, кремнистые, песчаники, гравелиты, прослои туфов кислого состава, туффитов).

Вулканогенные породы нижней базальтсодержащей формации характеризуются значительной дисперсией в содержании основных породообразующих окислов, пересыщенностью кремнекислотой и глиноземом, низким содержанием кальция и щелочей и преобладанием калия над натрием; по кислотности-щелочности формация относится к калинатовой серии. Для формации характерно также наличие незначительного количества пород основного и среднего составов, составляющих не более 5% от общего объема формации.

Верхняя базальт-риолитовая кремнисто-терригенная формация имеет трехчленное строение:

нижняя — дацириолитовая (риолиты, дациты, их лавобрекчии, туфы кислого состава);

средняя — резко отличающаяся по набору фаций в различных районах. В Змеиногорском районе проявлены породы андезибазальтовой субформации (андезиты, андезибазальты, их лавобрекчии, туфы основного и кислого составов с прослоями кремнистых алевролитов, песчаников). В Золотушинском и Рубцовском районах отмечаются породы туфогенно-осадочной и алевро-песчаниковой субформаций (алевролиты, песчаники, туфопесчаники, туфы, редко риолиты, их лавобрекчии);

верхняя — риолитовая терригенно-вулканогенная (риолиты, риодациты, лавы, лавобрекчии, тефроиды с прослоями алевролитов, аргиллитов) отмечается в Змеиногорском и Рубцовском районах. В Золотушинском районе развиты породы дацириолитовой туфогенно-осадочной субформации (биогермные известняки, известковистые, кремнистые, углистые алевролиты, гравелиты, конгломерато-брекчии, витро- и литокластические туфы кислого состава, агломератовые грубообломочные туфы, туфобрекчии, тефроиды).

Главные разновидности вулканогенных пород данной формации — риолиты, риодациты, андезиты и андезибазальты. Породы кислого состава относятся к предельным риолитам, пересыщенным кремнекислотой, при почти равном соотношении калия и натрия и низком содержании кальция и глинозема. Для них характерно также низкое содержание титана и повышенное содержание железа. По показателям: SiO_2 70% и K_2O 2,5% риолиты базальт-риолитовой формации относятся к калинатовой серии.

Для этих пород свойственна значительная дисперсия в содержании основных породообразующих окислов и слабая корреляционная связь между ними. Отношение калия к рубидию колеблется от 333 до 551, что характерно для магм сиалического происхождения [8]. В породах риолитового комплекса в концентрациях, превышающих кларковые в соответ-

ствующих типах пород [1], содержатся цинк, медь, серебро, молибден.

Породы основного состава относятся к толеитовым базальтам и андезибазальтам с умеренной глиноземистостью, низким содержанием магния и повышенным — железа, титана и щелочей. Среди щелочей резко преобладает натрий, количество которого достигает 5%, что может свидетельствовать об интенсивно проявленных процессах альбитизации.

Породы риолитового комплекса постоянно содержат элементы-примеси, характерные для этого типа пород. Однако, содержание большинства элементов, в т.ч. свинца, ниже кларкового и лишь количество цинка несколько превышает его.

Многочисленные исследования областей, сложенных вулканогенно-осадочными породами, показывают, что для углубленного понимания последовательности и динамики формирования вулканогенных структур наиболее оптимальным является разделение вулканогенно-осадочных толщ на жерловую, околожерловую, промежуточную и удаленную фации. К жерловым фациям относятся субвулканические (порфировые и олигофиновые риолиты, риодациты, дациты, андезибазальты и их автомагматические брекчи) и экструзивно-покровные (лавы и лавобрекчи риолитов, риодацитов, дацитов), к околожерловым — покровные (лавы и лавобрекчи риолитов, риодацитов, дацитов, андезитов, андезибазальтов, базальтов) и грубообломочные туфы кислого и основного составов, к промежуточным — покровные (лавы и лавобрекчи кислого и основного составов) и пирокластические (туфы мелко-среднеобломочные кислого и основного составов, туффиты), а к удаленным — осадочно-пирокластические (чередование кремнистых и известковистых алевролитов, песчаников, туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов, тефроидов, фтанитов, туфогравелитов, туфоконгломератов, туфов кислого и основного составов). К промежуточным фациям обычно приурочено колчеданно-полиметаллическое оруденение.

Колчеданно-полиметаллические месторождения, рудопоявления и точки минерализации относятся к двум рудным формациям: свинцово-цинковой колчедансодержащей и медно-свинцово-цинковой колчеданной.

Свинцово-цинковая колчедансодержащая рудная формация встречается в ассоциации с геологической базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной, в составе которой кислые вулканы преобладают над основными, а осадочная составляющая над вулканогенной. Для месторождений характерно наличие примерно равных долей свинца и меди в рудах (при некотором преобладании свинца), а также присутствие в повышенных содержаниях цинка. Соотношение Pb:Zn:Cu составляет 1—2:6—0,2:1,0. Коэффициент колчеданности изменяется от 0,5 до 1,5. Месторождения данной рудной формации

характеризуются повышенными содержаниями золота и серебра.

Медно-свинцово-цинковая колчеданная рудная формация ассоциирует с геологической базальт-риолитовой кремнисто-терригенной формацией, в которой отмечаются примерно равные соотношения кислых и основных вулканитов, а также осадочной и вулканогенной составляющих. Для месторождений рассматриваемой рудной формации характерна незначительная роль свинца при близких значениях цинка и меди и высокой сернистости руд. Соотношения металлов Pb:Zn:Cu изменяются значительно 1—4:6—2:3; а коэффициент колчеданности S:Pb Zn Cu 1,5.

Рудоносные геологические формации в совокупности с вулканотектоническими депрессионными структурами контролируют размещение рудных полей. В их пределах выделяются рудоносные фации или ассоциации фаций, которым отвечают минеральные типы месторождений (табл. 1). В зависимости от изменений фациального состава рудоносных отложений (уменьшение карбонатной составляющей, увеличение количества вулканитов, а в их пределах вулканитов основного состава) происходит соответственное уменьшение роли свинца, бария и благородных металлов в рудах и увеличение доли и количества меди.

Золотоносность месторождений рудноалтайского типа является в своем роде уникальной, в частности, на ряде месторождений золото и серебро составляют их основную ценность. Золото и серебро в рудах в главной своей массе связано с сульфидами и блёклыми рудами, образуя в них твердые растворы, реже они наблюдаются в самородной форме в ассоциации с самородным теллуридом и теллуридами золота и серебра. Пробность самородного золота колеблется в пределах от 545 до 958. Свободные формы золота и серебра образуются в результате очищения от примесей, при контактовом метаморфизме, ранее сформированных сульфидов. На это указывает их постоянная пространственная связь, обеднение сульфидов примесями золота и серебра в ассоциации со свободными формами, широкое распространение пираргирита и гудмундита, образующихся при разложении блёклых руд. Температурный интервал формирования золотоносных сульфидов определяется в пределах 180—350 С, а температура образования свободных форм золота 400 С.

Практически на всех месторождениях проявлен контактовый метаморфизм, связанный со становлением габбро-диорит-плагиогранит-гранитовой геологической формации. Контактному метаморфизму подвержены стратиформные и штокверковые рудные тела и сопровождающие их околорудные метасоматиты. Ранее Г.В.Ручкин [10] выделил три стадии метаморфической эволюции руд: перекристаллизация, частичная мобилизация и образование распла-

1. Минеральные типы колчеданных месторождений российской части Рудного Алтая

Минеральный тип месторождений	Рудоносная ассоциация фаций	Pb:Zn:Cu	$K_{\text{кол}}$ S:Pb+Zn+Cu	Доля вулканитов в рудовмещающем разрезе (а), покровных и экстрוזивных их фаций (б), %
Галенит-сфалерит-баритовый	(Риолит)-известняково-терригенная	1:1,5:0,2	0,5	а) не более 5—10 б) 1
Галенит-сфалеритовый	Риолит-кремнисто-(карбонатно)-известняково-терригенная	1:2:0,4	0,5	а) 10—15 б) 5
Халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовый	(Базальт)-риолит (карбонатно)-кремнисто-терригенная	1:2,5:0,7	0,7	а) 15—20 б) 5
Халькопирит-галенит-пирит-сфалеритовый	Базальт-риолит-(карбонатно)-терригенно-кремнистая	1:4:0,8	1,2	а) 30 б) 10
(Галенит)-сфалерит-халькопирит-пиритовый	Терригенно-базальт-риолитовая	1:5:3	1,5	а) 40 до 50 б) 10—15

вов. Стадия перекристаллизации на большинстве месторождений (Корбалихинское, Семеновское, Юбилейное, Захаровское и др.) выражена в образовании гранобластовых и мозаичных агрегатов руд, преобразовании моноклинного пирротина в гексагональный, в новообразовании пирротина за счет пирита, графита за счет углистого вещества. Такие преобразования указывают на восстановительные обстановки процесса перекристаллизации и повышение его кислотности. Вторая стадия проявлена локально и приводит к образованию многочисленных кварц-сульфидных прожилков. На этой стадии образуется агрессивная флюидно-газовая смесь, активно воздействующая на первичные руды, частично переводя их в раствор и откладывая в полостях отслоения складок и трещинах [5].

Метаморфические преобразования происходили при температурах 370—410 С, о чем свидетельствуют данные гомогенизации включений кварца, образующего гранобластовые агрегаты. Близкие значения температуры (400—450 С) получены Ю.И.Деминым при расчете палеотемпературного поля на момент внедрения гранитов. На основании этих данных можно предсказать, что перекристаллизация рудного вещества при контактовом метаморфизме происходила в условиях мусковит-роговиковой фации при температуре 400 С.

При более высоких температурах 450—500 С, характерных для Воровского и Петровского рудопоявлений и 500—550 С — для Аргунихинского месторождения, происходило частичное переотложение руд.

Переходя к рассмотрению геолого-генетических основ прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа, необходимо отметить, что они отражены в серии издан-

ных ФГУП ЦНИГРИ методических руководств по построению прогнозно-поисковых моделей рудных районов, полей и поисковых участков (потенциальных месторождений) и оценке их прогнозных ресурсов [6, 7], а также в прогнозно-поисковом комплексе [9].

В результате проведенных в 2009—2013 гг. геолого-геофизических и геохимических работ по переоценке перспектив полиметаллического оруденения Рудного Алтая, получены новые данные, позволившие существенно усовершенствовать прогнозно-поисковый комплекс выпуска 1983 г. на основе разработки параметрических поисковых моделей месторождений.

Как известно [11, 12], особенностью этих моделей является количественная (параметрическая) оценка признаков, критериев и систем соподчиненных элементов, характеризующих геологическое пространство месторождения применительно к различным его частям.

При построении параметрических моделей производилось деление геологического пространства месторождения на следующие его части или зоны: собственно рудоносная (РМ), рудоносная фланговая (РФ), собственно надрудная (НРМ), надрудная фланговая (НРФ), надрудная периферийная (НРП), собственно подрудная (ПРМ), подрудная фланговая (ПРФ) и подрудная периферийная (ПРП).

На основании генетических построений и опыта прогноза и поисков месторождений колчеданного семейства, зоны геологического пространства описываются системой факторов и признаков, в число которых включены: стратиграфо-литолого-фациальные, магматические и структурные (в первую очередь конседиментационные и синвулканические). Также учитываются показатели, характеризующие

состав, морфологию, зональность и интенсивность гидротермально-метасоматических изменений; морфологию, состав и положение рудных тел в структурах месторождений и разрезах рудовмещающих толщ; геохимические и геофизические аномалии, сопровождающие месторождения [11, 12].

Каждая из зон пространства имеет количественные оценки следующих признаков и критериев или отдельных их элементов: мощность рудоносных, подрудных и надрудных частей рудовмещающего разреза, а также отдельных слагающих их горизонтов и разновидностей пород; соотношение литологических разностей пород; размеры рудоносных структур (выражаются через отношения размеров по горизонтали (по простиранию (L), вкрест простирания (H)) и вертикали (M), а также через мощности выполняющих структуры пород). На некоторых месторождениях учитываются углы падения бортов структур, полученные при расчете углов выклинивания рудных залежей и рудоносных горизонтов вкрест простирания () и по простиранию (); параметры зон развития гидротермально-метасоматических пород и рудных тел, выраженные через величины отношений $L:H:M$; интенсивность проявления рудной минерализации через процентное содержание сульфидов к общему объему вмещающих пород и величины соотношения главных рудообразующих компонентов; интенсивность первичных и вторичных геохимических ореолов и их количественные значения зональности ореолов.

Геофизические параметры моделей базируются на данных о физических свойствах горных пород и руд, а также на показателях, характеризующих локальные аномалии, полученные различными геофизическими методами.

Анализ параметрических моделей эталонных месторождений показал, что рудноалтайские месторождения локализованы на двух стратиграфических уровнях, соответствующих двум циклам вулканизма (сверху вниз): I — средне-верхнедевонский: живетско-франский ($D_2gv_2^2 - D_3f_1$) с верхнеживетским подуровнем ($D_2gv_2^2$) и II — ниже-срнедевонский: эмс-эйфельско-нижеживетский ($D_{1-2}e-ef-gv_1$) с эмс-эйфельским ($D_{1-2}e-ef$) и эйфельско-нижеживетским подуровнями (D_2ef-gv_1).

Изучение обстановок локализации разноранговых объектов рудноалтайского типа показало, что:

в металлогенических зонах рудные районы эквивалентны структурно-формационным блокам, представляющим собой крупные вулканотектонические депрессии, выполненные отложениями одной рудоносной формации. Выделяются краевые и внутренние депрессии;

рудные поля представлены прогибами. В сложно-построенных вулканотектонических депрессиях, контролирующих рудные районы, они занимают различное положение по отношению к поднятиям, имеющим вид вулканических построек, сложенных

кремнекислыми вулканитами. Выделяются три типа прогибов: межвулканические, надвулканические и склоновые (см. рисунок), отличающиеся друг от друга морфологией, размерами и составом выполняющих их отложений.

Внутренняя структура рудных полей осложнена небольшими экстрозивными и лавовыми куполами, потоками, сопряженными с ними мелкими некомпенсированными впадинами. Кроме того, рудные поля часто приурочены к бортам вулканотектонических депрессий первого порядка, в пределах которых развиты экстрозивные купола и сопряженные с ними впадины.

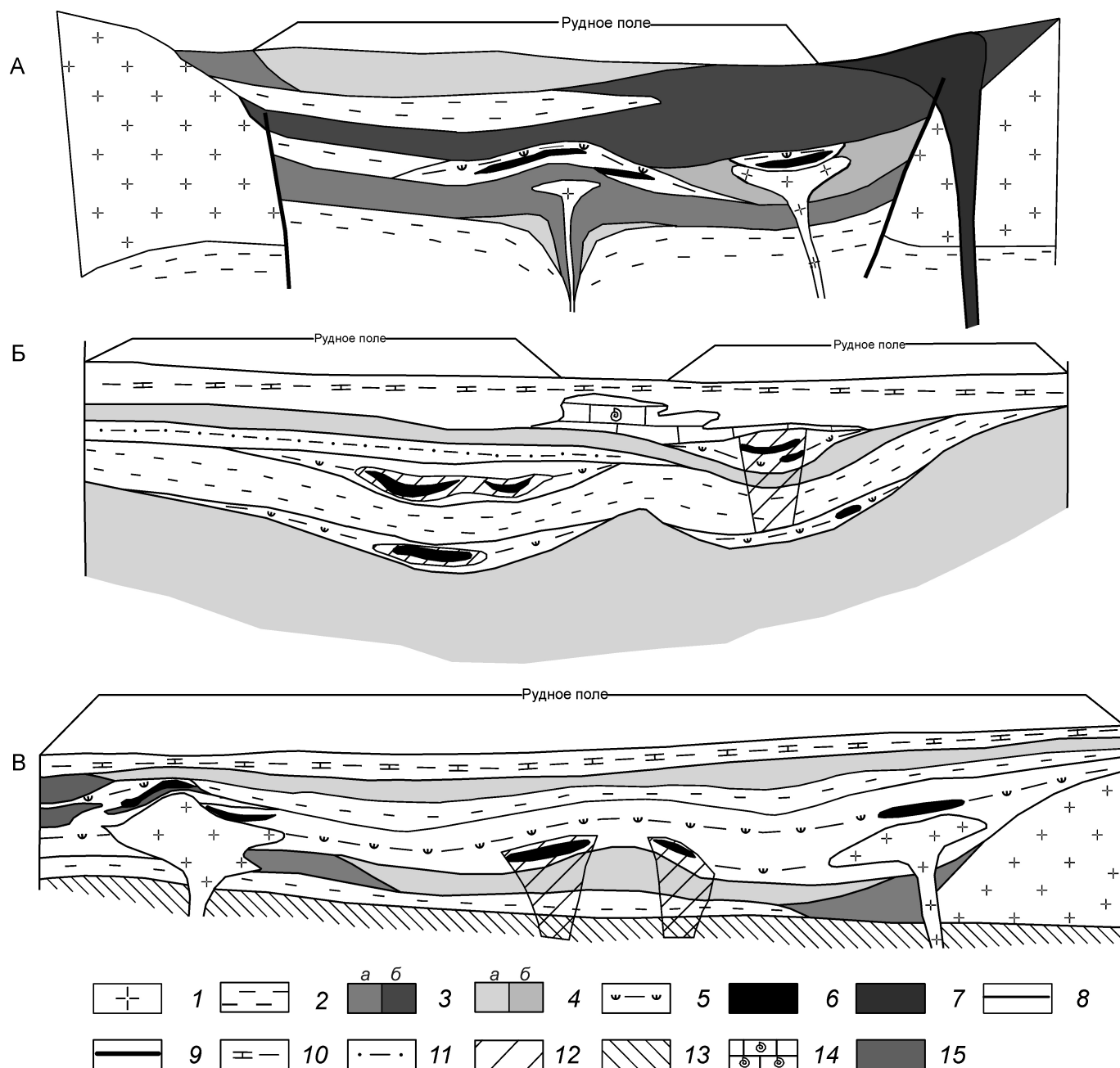
К наиболее сложнопостроенным рудным полям относятся поля межвулканических прогибов (см. рисунок). Это протяженные (7—10 км) узкие (2—3 км) грабенообразные прогибы, ограниченные разломами, с крутыми бортами и плоским дном со слабо возвышающимися пологими экстрозивными куполами. Мощность отложений, выполняющих прогибы, достигает 700—1000 м.

Рудные поля, приуроченные к надвулканическим депрессиям (вершинные и кальдерообразные) (см. рисунок), по своим параметрам уступают описанным межвулканическим прогибам. Форма их овальная или круглая, протяженность от 3 до 7 км при близкой ширине, борта пологие, мощность отложений, выполняющих прогибы, изменяется от 150 до 500 м. Фундаментом прогибов служат крупные вулканокупольные сооружения, сложенные вулканитами кислого состава. Прогибы, как правило, перекрываются породами вулканогенно-терригенной и флишеидной песчано-сланцевой формаций.

Рудные поля, приуроченные к бортам вулканотектонических депрессий (склоновые), достаточно широко распространены (см. рисунок), однако наиболее трудно выделяются в структурах рудных районов. Они связаны с начальными этапами образования депрессий и проявлением кислого вулканизма (Золотушинское, Орловское, Змеиногорское рудные поля). Борта депрессий осложнены экстрозивными куполами риолитов и сопряженными с ними межкупольными и склоновыми впадинами.

Рудовмещающая толща в пределах рудных полей рассматриваемого типа, слагающая борта вулканотектонической депрессии мощностью около 100 м, представлена тонкообломочными породами (кремнисто-глинистые алевролиты, алевропсаммиты) с конгломератами и туфами кислого состава в основании (200 м) и прослоями агломератовых туфов, экстрозий и покровов лав, лавобрекчий кислого состава в верхней части (100—200 м).

Площадь рудного поля определяется развитием рудоносных толщ, насыщенных маломощными (150—200 м) экстрозивными куполами, часто окруженными вулканогенно-терригенными брекчиями, ассоциирующими с алевропсаммитовыми отложениями с повышенным содержанием кремнистого ве-



Обстановки локализации колчеданно-полиметаллических месторождений: межвулканические прогибы (А), надвулканические прогибы (Б), склоновые прогибы (В):

1 — риолиты крупновкрапленные; 2 — алевролиты; 3 — лавобрекчии: *а* — кислого, *б* — среднего и основного составов; 4 — лавы: *а* — кислого, *б* — среднего и основного составов; 5 — чередование туфитов кислого состава, туфопесчаников, кремнистых и туфогенных алевролитов; 6 — рудные тела; 7 — габбро-долериты; 8 — геологические границы; 9 — разрывные нарушения; 10 — алевролиты известковистые; 11 — алевропесчаники; 12 — околорудно-измененные породы: кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые; 13 — метаморфические сланцы, PZ₁; 14 — известняки органогенные; 15 — туфы мелкообломочные кислого состава

щества, прослоями лав и туфов кислого состава. Фундаментом служат зеленосланцевые нижнепалеозойские отложения комплекса основания. Перекрывающие породы представлены мощной толщей кислых полифациальных вулканитов, слагающих многоактные вулканические сооружения, или игнимбрито-

выми лавовыми и пирокластическими потоками. В пределах рудных полей месторождения занимают центральные части прогибов, осложненных мелкими экструзивными куполами и сопряженными с ними впадинами. К этим впадинам приурочены стратиформные рудные тела.

Элементы прогнозно-поисковой модели рудных полей, приуроченных к надвулканическим, межвулканическим и склоновым прогибам, отражены в табл. 2.

В пределах рудных полей месторождения приурочены к некомпенсированным впадинам, выполненным вулканогенно-терригенными породами промежуточных и удаленных фаций вулканизма. По обстановкам локализации колчеданно-полиметаллические месторождения разделяются на четыре группы (см. рисунок):

1. Надвулканические с проксимальными рудными залежами (Зареченское, Среднее, Орловское, Корбалихинское месторождения).

2. Надвулканические и склоновые с дистальными рудными залежами (Захаровское, Рубцовское месторождения).

3. Надвулканические, сопряженные с рифогенными постройками с проксимальными рудными залежами (Юбилейное месторождение).

4. Надкупольные и склоновые по отношению к экстрезивным постройкам с проксимальными рудными залежами (Ново-Золотушинское, Степное, Таловское, Лазурское месторождения).

Обстановки локализации месторождений первой и четвертой групп сформированы как в ранний эмс-эйфельско-нижеживетский цикл вулканизма, так и в поздний — живетско-франский, а второй и третьей групп — в позднеживетский-нижефранский.

Геолого-поисковая модель колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа состоит из формационных, литолого-фациальных, ме-

тасоматических, минералого-геохимических и геофизических критериев и признаков.

Формационный контроль в размещении оруденения заключается в приуроченности всех четырех групп месторождений к ареалам развития рудоносных формаций: эмс-эйфель-раннеживетской базальт-содержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной и позднеживетско-раннефранской базальт-риолитовой кремнисто-терригенной. В то же время положение этих групп месторождений определяется приуроченностью их к различным толщам пород, отвечающим субформациям в пределах рудоносных формаций. Так Ново-Золотушинское, Зареченское, Орловское месторождения приурочены к породам туфогенно-осадочной субформации, Степное, Таловское — к алевропесчанниковой, Среднее — к риолитовой, Корбалихинское — к дацериолитовой.

Литолого-фациальный контроль для четырех групп месторождений выражается в преимущественной локализации руд в пластах тонкого чередования вулканогенных и осадочных пород: алевролитов, кремнистых алевролитов, кремнистых туффов, туфопесчанников, фтанитов, тефроидов, известняков, туфов кислого состава, лав, лавобрекчий риолитов, риодацитов, реже андезибазальтов. При этом благоприятными для размещения оруденения являются кремнистые фации.

Структурный контроль состоит в том, что все четыре группы месторождений представляют собой локальные вулканические впадины, часто осложненные мелкими экстрезивными куполами. В первой

2. Элементы прогнозно-поисковой модели рудных полей

Элементы моделей	Типы рудных полей	
	Надвулканические	Межвулканические и склоновые
<i>Формационные:</i> рудноносная формация, субформация	Известково-кремнисто терригенная базальтсодержащая риолитовая (калиевая K_2O/Na_2O 2)	Кремнисто-терригенная базальт-риолитовая (каликатровая K_2O/Na_2O 2)
перекрывающая формация	Кремнисто-терригенная базальт-риолитовая (калинатровая)	Флишодная (песчанико-алевролитовая)
подстилающая формация	Терригенно-карбонатная	Известково-кремнисто терригенная базальтсодержащая риолитовая (калиевая)
<i>Структурные</i>	Прогибы, приуроченные к бортам вулканотектонической депрессии, осложненные экстрезивно-лавовыми куполами и впадинами	Прогибы, приуроченные к центральной части вулканотектонической депрессии, осложненные экстрезивными куполами и впадинами
<i>Литофациальные</i>	Толща переслаивания ритмично-слоистых туфов кислого состава, тефроидов, кремнисто-углистых и известковистых алевролитов удаленной и промежуточной зон; лав, лавобрекчий риолитов и их туфов, часто игнимбритоподобных (преобладают осадочные породы)	Толща переслаивания туфов, тефроидов, кремнистых алевролитов удаленной и промежуточной зон; лав, лавобрекчий риолитов, их туфов; характерно присутствие потоков базальтового состава (преобладают вулканогенные породы)
<i>Метасоматические</i>	Зоны кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов (с пиритом)	Маломощные зоны кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов с пиритом; гематизация основных лав

группе месторождений (Среднее, Зареченское, Корбалихинское, Орловское) локальные впадины расположены в надкупольной позиции с подводящими каналами и проксимальными рудными залежами. Вторая группа месторождений (Степное, Таловское, Лазурское, Ново-Золотушинское) характеризуется наличием локальных впадин, располагающихся на склонах вулканических куполов. Для третьей группы месторождений (Захаровское, Рубцовское) свойственны локальные впадины, выполненные преимущественно осадочными отложениями на склонах крупных вулканотектонических депрессий. Четвертая группа месторождений (Юбилейное) располагается в надкупольной позиции и экранируется рифогенными карбонатными постройками.

Околорудные породы отмечены на всех четырех группах месторождений и представлены продуктами кислотного выщелачивания (кварц-серицит-хлоритовыми метасоматитами), относящимися к кварц-серицитовой метасоматической формации. Ореолы гидротермально измененных пород, сопровождающие пластовые рудные залежи, имеют асимметричное строение, причем главная их масса приурочена к лежащему боку рудных тел. К лежащему боку рудных залежей приурочены также околорудные гидротермально-осадочные породы (хлоритолиты, серицитолиты, доломитолиты). Надрудные породы практически не затронуты околорудными изменениями. Интенсивность проявления и морфология околорудно-измененных пород зависит от положения месторождений по отношению к рудоподводящему каналу. Для месторождений первой (Зареченское, Среднее, Корбалихинское, Орловское) и четвертой (Юбилейное) групп с подводящими каналами характерна конусовидная форма околорудно-измененных пород. При этом конус выполнен зональными метасоматитами выщелачивания: кварцитами и кварц-серицитовыми породами (часто с пиритом). Внешняя зона метасоматитов представлена кварц-серицит-хлоритовыми породами. Если месторождения (Захаровское, Рубцовское, Степное, Таловское) расположены вдали от канала, то околорудно-измененные породы имеют форму мощных линз, которые по простиранию превышают размеры рудных тел. Состоят они из кварцитов, хлоритолитов, хлорит-серицитовых, карбонат-хлоритовых и мусковит-гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов.

Минералогические поисковые признаки выражаются в выявлении проявлений и точек медно-свинцово-цинкового колчеданного оруденения, зон интенсивной пиритизации, а также ареалов развития вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной (галенит-сфалерит-халькопиритовой) минерализации.

Геохимические критерии и признаки. Для четырех групп месторождений общий спектр основных рудных элементов является близким: для первой группы характерны: Pb, Zn, Ag, Au, Cd, для второй и третьей

— Pb, Zn, Cu, для четвертой — Pb, Cu, Zn, Ba, Mo, Hg, Ag. Элементами-индикаторами оруденения для четырех групп месторождений является в различной последовательности расположенный следующий ряд: Cd, Ba, As, Mo, Bi, Co, Ag, Hg, Sb, Au, Sn, W.

Морфология геохимических ореолов, также как и околорудно измененных пород, зависит от положения месторождения по отношению к рудоподводящему каналу. Так для первой и четвертой групп месторождений характерны крутопадающие ореолы вдоль подводящих каналов и субсогласные — пластообразной формы, развитые преимущественно в лежащем боку рудных тел. В результате пространственного совмещения указанных геохимических ореолов образуются таковые сложной изометричной или лентовидной формы с асимметричной вертикальной зональностью. Для пологозалегающих месторождений (вторая и третья группы) характерны ореолы пластообразной формы, с асимметричной поперечной зональностью и отсутствием или локальным проявлением аномальных концентраций элементов-индикаторов в надрудной толще.

Для четырех групп месторождений ассоциации химических элементов составляют следующий ряд: Pb, Zn, Ag, Au, Cd, Ba, As, Cu, Mo, Bi, Co, Hg (Sr, Sn). Причем для колчеданно-полиметаллических (медно-свинцово-цинковых колчеданных) месторождений характерен концентрационный ряд элементов: Zn Cu Pb Mo Bi Ag Co, а для полиметаллических (свинцово-цинковых колчеданных): Pb Zn Cu Ag Cd As.

Геофизическими поисковыми признаками колчеданно-полиметаллического оруденения для всех четырех групп месторождений являются аномалии магнитного, гравитационного и электрического полей, фиксирующие суммарный физический эффект от околорудных метасоматитов и руд. Околорудные породы отличаются повышенным электрическим сопротивлением, а вкрапленность в них пирита повышает их поляризуемость. В электрическом поле участки, сложенные максимумами κ , в плане совпадают с аномалиями ВП, а иногда с линейно вытянутыми минимумами Z_a магнитного поля.

Разномасштабные рудные зоны, месторождения и отдельные рудные залежи (вместе с околорудными метасоматитами) отражаются комбинацией аномалий ВП, ЕП, МПП, g , а также аномалий электрического поля, выделенных с помощью метода каротажа скважин ЭК, ПС, МСК, МЭП, КС, метода заряда.

Рассмотренные геолого-генетические основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа, включающие анализ их формационной принадлежности, геологические обстановки нахождения, прогнозно-поисковые модели месторождений и поисковые критерии и признаки, позволили разработать прогнозно-поиско-

вый комплекс (ППК), ориентированный на выявление глубокозалегающих колчеданно-полиметаллических объектов рудноалтайского типа. Со времени первого выпуска ППК [9] по прогнозу и поискам месторождений свинца и цинка в вулканогенных формациях прошло 30 лет. За это время появилось много новых данных по геологии, геохимии и геофизике месторождений российской части Рудного Алтая (Змеиногорский, Золотушинский и Рубцовский рудные районы), что позволило доработать и усовершенствовать ранее разработанный прогнозно-поисковый комплекс.

Применение ППК на первой стадии среднемасштабного (1:200 000—1:100 000) прогноза позволило выделить и оконтурить потенциально перспективные площади и участки, уточнить границы установленных рудных полей и поисковых участков. Конечный результат крупномасштабного (1:50 000—1:25 000) прогноза — выявление колчеданно-полиметаллических рудопоявлений (потенциальных месторождений) и оценка прогнозных ресурсов меди, свинца и цинка.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // *Геохимия*. 1962. № 7. С. 555—571.
2. *Добрецов Н.Л., Соболев В.С.* Фации метаморфизма. —М.: Недра, 1970.
3. *Кудрявцева Н.Г.* Ряды рудных формаций месторождений цветных и благородных металлов в различных геодинамических обстановках Юго-Западного Алтая // *Руды и металлы*. 2001. № 6. С. 44—52.
4. *Кудрявцева Н.Г., Кузнецов В.В.* Геодинамические обстановки формирования месторождений цветных и благородных металлов Большого Алтая / Мат-лы Международной конференции Большой Алтай — уникальная редкометалльно-золотополиметаллическая провинция Центральной Азии. —Алма-Ата, 2012. С. 38—44.
5. *Кузнецов В.В., Кузнецова С.В.* Минералогические особенности колчеданно-полиметаллических месторождений российской части Рудного Алтая // Мат-лы Международной практической конференции по геологии, поискам и разведке полезных ископаемых. —М.: Российский университет дружбы народов (РУДН), 2011. С. 58—59.
6. *Методическое* руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Вып. Свинец и цинк / Под ред. Г.В.Ручкина. —М., 2002.
7. *Модели* месторождений благородных и цветных металлов. Месторождения колчеданного семейства. —М., 2002.
8. *Овчинников Л.Н., Гладких В.С., Соловьев В.А.* Распределение калия и рубидия в палеозойских вулканических породах Магнитогорского мегасинклинория // *Геохимия*. 1975. № 12. С. 1763—1775.
9. *Прогнозно-поисковые* комплексы. Комплексирование работ по прогнозу и поискам месторождений свинца и цинка в вулканогенных формациях / Под ред. Е.И.Филатова. Вып. IV. —М.: ЦНИГРИ, 1983.
10. *Ручкин Г.В.* Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия. —М.: Недра, 1984.
11. *Ручкин Г.В., Пугачева И.П., Кузнецов В.В.* Параметрические модели месторождений колчеданного семейства // *Руды и металлы*. 1992. № 3. С. 35—46.
12. *Ручкин Г.В., Пугачева И.П., Конкин В.Д., Кузнецов В.В.* Параметрические модели колчеданно-полиметаллических месторождений. —М.: ЦНИГРИ, 1993.

Происхождение расплавных включений в алмазах и роль декомпрессионного плавления в формировании кимберлитовых магм

В.С.ШКОДЗИНСКИЙ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Особенности состава микронных включений в алмазах свидетельствуют о том, что в них содержатся последние остаточные расплавы перидотитового слоя постаккреционного магматического океана. Кристаллизация и фракционирование этого океана привели к формированию литосферы древних платформ. Кимберлитовые магмы возникли в результате декомпрессионно-фрикционного плавления при подъеме кумулятов с небольшим содержанием остаточных расплавов.

Ключевые слова: алмаз, расплавные включения, кимберлиты, магматический океан.

Шкодзинский Владимир Степанович, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Genesis of melt inclusions in diamonds and significance of decompression melting for kimberlite magma origin

V.S.SHKODZINSKIY

Peculiarity of composition of small inclusions in diamonds shown that they were formed by last residual melts of peridotite layer of magma ocean. Its crystallization and fractionation caused origin of lithosphere of ancient platform. Kimberlite magmas were a result of decompression-friction melting of mantle rocks with content of residual melt.

Key words: diamond, melt inclusions, kimberlite, magma ocean.

Для выяснения генезиса кимберлитов и алмаза важно реконструировать состав и происхождение среды образования этого минерала. Такая среда обнаружена в очень мелких (микронных) включениях в фибриллярных и облачных алмазах из кимберлитов. Состав этих включений изменяется от карбонатитового до гидросиликатного и солевого (рис. 1). Они получили название высокоплотных флюидных включений (HDFs, high-density fluids) на основании иногда очень высокого (до 40—50%) содержания летучих компонентов (CO_2 , H_2O , Cl) и исходя из предположения о том, что они являются остатками метасоматического флюида, просачивавшегося через мантию. Следует отметить, что правильнее называть их не флюидными, а расплавными включениями, так как более половины их объема обычно составляют нелетучие химические компоненты (SiO_2 , CaO, MgO, K_2O , FeO). В условиях мантийных высокого давления (3 ГПа) и температуры летучие компоненты очень хорошо растворимы в расплаве (до многих десятков процентов). Поэтому в период захвата включений кристаллизовавшимися алмазами все летучие компоненты были растворены в расплаве, и присутствовавшая жидкая фаза имела характерные для расплавов высокие плотность и вязкость.

Обычно предполагается, что такие включения являются остатками метасоматического флюида, кото-

рый обусловил формирование алмаза и кимберлитовых магм [6, 8]. Однако этому предположению противоречит очень низкое (обычно десятые доли процента) содержание летучих компонентов в мантийных породах, судя по составу ксенолитов в кимберлитах. Летучие связаны в минералах и, следовательно, не могли мигрировать. То есть, в литосферной мантии древних платформ нет источников летучих компонентов. Ниже залегающая астеносфера также не могла быть их источником, так как вследствие очень высокого давления (5—7 ГПа) небольшое количество летучих компонентов в ней полностью растворено в расплаве, и поэтому здесь отсутствовала самостоятельная флюидная фаза. Вязкость мантийной литосферы под древними платформами исключительно велика, 10^{21} — 10^{23} Па·с. Эта величина в триллионы раз больше вязкости литого железа $1,4 \cdot 10^{10}$ Па·с [1]. Как показывают расчеты [2, 3], при такой высокой вязкости капли расплава или флюида могли всплыть в мантии за всю историю Земли (4,5 млрд. лет) всего на доли миллиметра и, следовательно, не могли обусловить протекание процессов метасоматоза и магнообразования. Доказательством существования метасоматоза в мантийных породах считаются часто наблюдающиеся в них явления замещения ранних минералов поздними. Но эти явления возникают и в полностью закрытых системах, на-

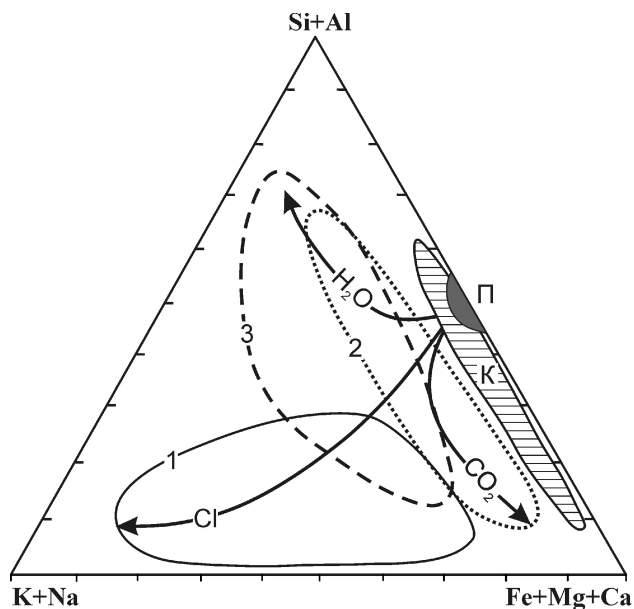


Рис. 1. Состав расплавных включений в облачных алмазах трубки Коффифонтейн (1) [5] и в фибриллярных алмазах трубок Интернациональная (2) [11] и Жваненг (3) [7]:

поля составов: К — кимберлитов и П — исходной перидотитовой магмы; стрелки — направления изменений состава остаточных расплавов при накоплении в них H_2O , CO_2 и Cl

пример при снижении в них температуры, и не свидетельствуют о существовании метасоматического привноса и выноса химических компонентов. Иногда предполагается, что расплавные включения в алмазах являются выплавками из мантийных пород [7]. Этому предположению противоречит обычно отсутствие убедительных признаков плавления в мантийных ксенолитах из кимберлитов и следов повышения в них температуры. В них наоборот массово распространены явления распада высокотемпературных минералов и замещения их более низкотемпературными. Судя по имеющимся определениям P - T условий минералообразования в мантийных ксенолитах разного состава и изотопного возраста [4], температура верхней мантии древних платформ на глубине 150 км за последние 2 млрд. лет уменьшилась примерно на 400 °C. Это, а также признаки постепенного повышения жесткости коры и литосферы во времени, указывает на постоянное остывание Земли и мантийной литосферы и на отсутствие в последней процессов частичного плавления.

К принципиально новому решению проблемы генезиса расплавных включений в алмазах приводят данные о горячей аккреции планет земной группы и о фракционировании на ранних стадиях их развития глобальных океанов магмы [4]. По рассчитанной модели [3, 4] после прекращения аккреции на Земле существовал расслоенный магматический океан глубиной около 240 км. Его кристаллизация и фракциони-

рование сверху вниз привели к образованию ортогнейсов и древних гранитоидов докембрийской кристаллической коры из кислого и среднего по составу верхнего слоя и мантийной литосферы, кимберлитовых и карбонатитовых остаточных расплавов древних платформ из нижних пикритового и перидотитового. Алмаз кристаллизовался в процессе образования кимберлитовых остаточных расплавов. Такое происхождение его подтверждается трендами магматического фракционирования в мантийных ксенолитах, уменьшением среднего изотопного возраста и температуры кристаллизации различных мантийных пород и включений в алмазе в полном соответствии с последовательностью их формирования при магматическом фракционировании. Оно согласуется с поздним появлением карбонатитового и кимберлитового магматизма в истории Земли; с возрастанием среднего содержания легкого изотопа углерода, а также азота и других примесей, накапливавшихся в остаточных расплавах, от ранних алмазов к поздним; с проекцией линий геотермических палеоградиентов в мантийных перидотитах и в раннедокембрийских гнейсовых комплексах в область очень высокой температуры (500—1100 °C) на земной поверхности и с многими другими данными [4]. Неучитывание самого эффективного и массового процесса дифференциации вещества Земли глобального магматического фракционирования было непреодолимым барьером в выяснении истинной природы глубинных процессов и приводило к выдвижению полуфантастических предположений, несогласующихся с реальными фактами. Учет этого фракционирования позволяет убедительно объяснить природу расплавных включений в алмазах и решить все другие загадочные проблемы кимберлитового и алмазообразования.

Известно, что в процессе фракционирования происходит интенсивное накопление в остаточных расплавах расплавофильных химических компонентов — в первую очередь летучих и легких редких земель, щелочей, фосфора, железа и некоторых других. Судя по содержанию в кимберлитах и в расплавных включениях многих сотен (иногда до тысячи и более) хондритовых норм легких редких земель (рис. 2), кимберлитовые магмы и расплавные включения в алмазах возникли после уменьшения объема первичной ультраосновной магмы примерно в тысячу раз. Это объясняет огромное накопление в расплаве включений летучих компонентов. Например, содержание Cl в солевых включениях в алмазах Южной Африки достигает 42,5% [5] при относительно небольшом количестве этого компонента (десятые доли %) в исходной ультраосновной магме. Только очень медленные и длительные (миллиарды лет) глубинные процессы фракционирования нижнего перидотитового слоя магматического океана могли привести к таким гигантским масштабам накопления расплавофильных компонентов.

Из экспериментальных данных [9] следует, что при величине молекулярного отношения $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$ 0,6 высокобарическое фракционирование перидотитовых магм приводит к появлению бедных кремнекислотой карбонатитовых остаточных расплавов, при меньшей его величине — к образованию богатых водой, кремнекислотой и щелочами расплавов. Это объясняет принадлежность большинства расплавных включений в алмазах к карбонатитовым или гидросиликатным расплавам (см. рис. 1). При этом показанное на рисунке поле 2 включений такого состава получено для умеренно богатой карбонатами трубки Интернациональная (среднее содержание SiO_2 33,69 и CO_2 7,48% [3]). В бедной карбонатами трубке Коффонтейн (среднее содержание SiO_2 40,69 и CO_2 0,9%) облачные алмазы содержат богатые хлором солевые включения (поле 1). Это позволяет предположить, что существует прямая корреляция между составами кимберлитов и расплавных включений в алмазах. Пониженное содержание углекислоты и повышенное хлора в исходных перидотитовых магмах приводили к образованию богатых хлором солевых остаточных расплавов. На поздних стадиях фракционирования остаточные расплавы перидотитового слоя магматического океана, по-видимому, иногда распадались на карбонатитовые и солевые.

Важным доказательством образования расплавных включений в алмазах и кимберлитовых магм из оста-

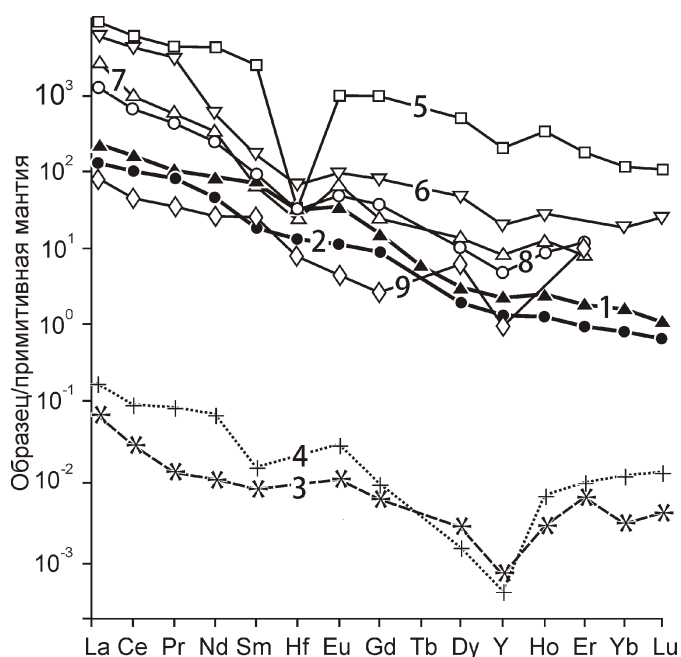


Рис. 2. Нормированное к примитивной мантии содержание редкоземельных элементов:

в кимберлитах: 1 — группы I и 2 — трубки Удачная; в расплавных включениях в облачных ядрах октаэдрических алмазов из трубок: 3 — Интернациональная и 4 — Удачная; в фибриллярных алмазах: 5 — Коингнас, 6 — Диавик, 7 — Канкан, 8 — Удачная и 9 — Дебисс [6—8, 11]

точных расплавов перидотитового слоя магматического океана является большое сходство кривых распределения в них редкоземельных элементов (см. рис. 2). Такое сходство отмечалось некоторыми исследователями [8] и выражается в примерно одинаковом относительно выдержанном наклоне этих кривых. Отрицательный их наклон на рисунке обусловлен большим содержанием во включениях расплавофильных компонентов по сравнению с расплавофобными и подтверждает обусловленность этого распределения процессами магматического фракционирования.

Если рассматриваемые включения в алмазах возникли в результате захвата остаточного расплава, то состав их должен был изменяться по мере фракционирования в сторону увеличения содержания редкоземельных элементов и кривые их распределения должны постепенно смещаться вверх (см. рис. 2). Именно такая картина и наблюдается. Самые нижние кривые 3 и 4 на рис. 2 относятся к ранним облачным включениям ядер октаэдрических алмазов трубок Интернациональная и Удачная [11]. Самые верхние линии 5, 6, 7 относятся к фибриллярным алмазам. Судя по наиболее высокому содержанию примесей и пониженному изотопному возрасту включений [4], такие алмазы являются самыми поздними. Их включения возникли в результате захвата расплава наиболее низкотемпературного и богатого расплавофильными компонентами, что объясняет положение кривых распределения в этих включениях в верхней части рисунка.

Ранее было показано, что декомпрессия и фрикционное тепловыделение при подъеме должны приводить к плавлению твердых фаз в магмах [3]. Поэтому состав кимберлитовых магм в малоглубинных условиях должен отличаться от такового остаточных расплавов в очагах магнообразования. Вследствие плавления твердых фаз при подъеме содержание расплавофильных компонентов в расплаве должно уменьшаться. Поэтому на рис. 2 кривые распределения редких земель в кимберлитах (1 и 2) должны быть расположены ниже таковых во включениях самых поздних алмазов (5 и 6). Это наблюдается в действительности и подтверждает рассматриваемую модель образования расплавных включений. Величина уменьшения содержания расплавофильных компонентов в кимберлитах по сравнению с наиболее богатыми ими включениями в самых поздних алмазах отражает масштабы декомпрессионно-фрикционного плавления твердых фаз при подъеме магм. Выполненные расчеты эволюции кимберлитовых магм при внедрении показали [2, 3], что в случае выжимания смеси 4% остаточного расплава и 96% твердых фаз (кривая Д на рис. 3), содержание расплава на ней при давлении 2,6 ГПа должно увеличиться примерно до 84%, то есть возрасти в 21 раз. Концентрация в нем наиболее расплавофильных компонентов уменьшит-

ся примерно в 22—23 раза. Как иллюстрирует положение на рис. 2 линий состава наиболее богатых редкоземельными элементами включений в фибриллярных алмазах (5 и 6) кимберлитов трубки Удачная (1) и в среднем кимберлитов группы I (2), содержание наиболее расплавофильного элемента лантана в кимберлитах примерно в 20—50 раз ниже, чем в наиболее богатых расплавных включениях. Несмотря на приближенность этих оценок, они хорошо подтверждают вытекающие из расчетов огромные масштабы

декомпрессионно-фрикционного плавления твердых фаз при подъеме кимберлитовых магм.

Из этих результатов следует важный вывод о том, что подниматься начинали не кимберлитовые расплавы, а смесь кумулатов магматического океана с небольшим количеством остаточного расплава. При подъеме эта смесь преобразовывалась в более однородную кимберлитовую магму. Подъем происходил путем выжимания наименее затвердевших частей мантийной литосферы в зоны растяжения, возникавшие при тектонических деформациях, подобно тому, как выжимается варенье из разламываемого пирога. Такое формирование кимберлитовых магм объясняет связь кимберлитов с зонами тектонических деформаций на древних платформах. Образование кимберлитовых магм из смеси твердых фаз и остаточного расплава является причиной постоянного присутствия в кимберлитах глубинных ксенокристаллов, их оплавленности и резорбированности. Очевидно, что первичное количественное соотношение расплава и различных твердых фаз (оливина, клинопироксена, граната, флогопита), вследствие их кумулятивного происхождения, должно было сильно изменяться в различных участках выжимавшейся смеси. Это объясняет большую невыдержанность химического и минерального состава большинства кимберлитовых трубок и присутствие в них очень богатых карбонатами участков и поздних жил, возникших в основном из расплава. Близкие к пикритам участки, вероятно, образовались при преобладании процессов плавления глубинных кристаллов оливина. При формировании магм богатых калием кимберлитов значительную роль играли процессы декомпрессионно-фрикционного плавления флогопита. Большие масштабы такого плавления ранних минералов при формировании кимберлитовых магм объясняют сочетание в них, казалось бы, несовместимых особенностей — высокое содержание как расплавофильных компонентов (летучие, легкие редкие земли, фосфор), так и расплавофобных (магний, железо, хром, никель).

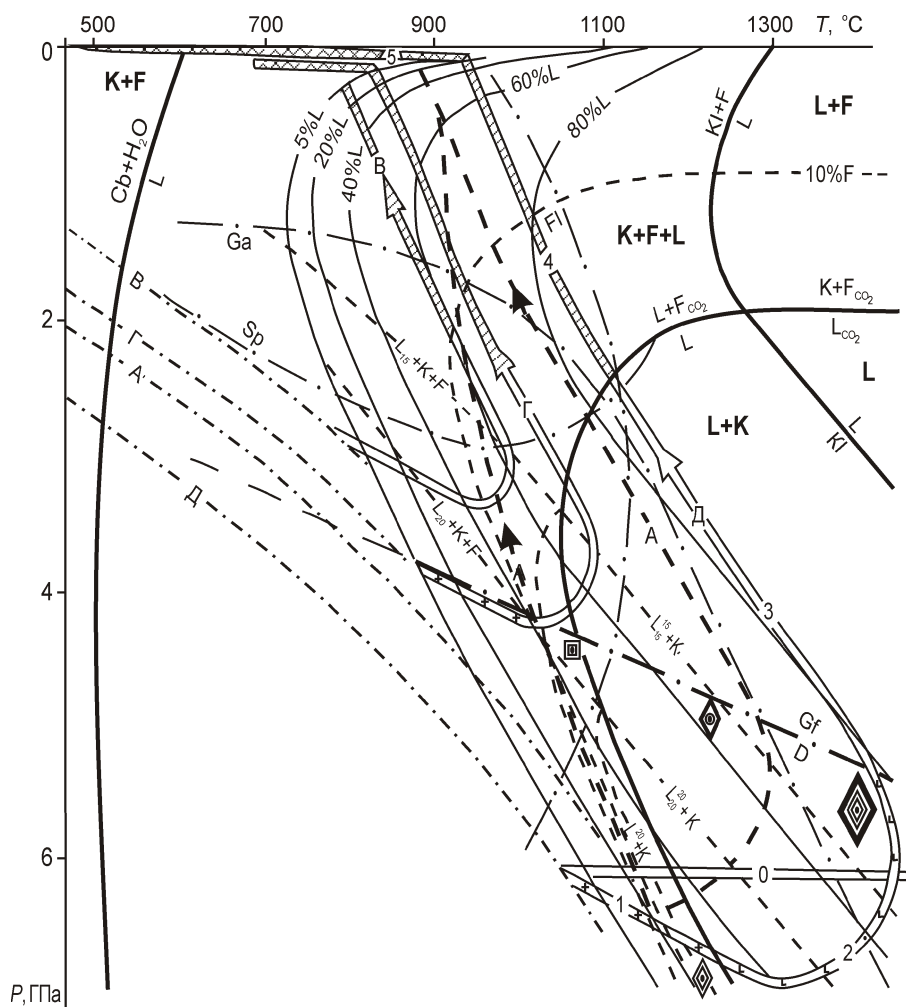


Рис. 3. *P-T* диаграмма фазового состава и эволюции кимберлитовых магм с 10-процентными H_2O и CO_2 :

линии со стрелками — различные варианты эволюции кимберлитовых магм при подъеме; этапы на линиях эволюции: 0 — докимберлитовый, связанный с образованием и остыванием мантии, 1 и 2 — соответственно интенсивного фрикционного и декомпрессионно-фрикционного плавления, 3, 4 и 5 — декомпрессионного плавления, декомпрессионного затвердевания и эксплозивной дезинтеграции кимберлитовых магм; штрих-пунктирные линии А—Д — различные геотермические градиенты [3]; Сб — твердые фазы карбоната в недрах; F — флюид; Fl — флогопит; Ga — гранат; Gf — графит; Kl и K — твердые фазы кимберлита в недрах и более низкотемпературных условиях; L — расплав, индексы — содержание воды (нижний) и углекислоты (верхний) в расплаве; Sp — шпинель; рисунки кристаллов примерно отражают морфологию зерен алмаза, наиболее часто формировавшихся на различных этапах эволюции мантии

при тектонических деформациях, подобно тому, как выжимается варенье из разламываемого пирога. Такое формирование кимберлитовых магм объясняет связь кимберлитов с зонами тектонических деформаций на древних платформах. Образование кимберлитовых магм из смеси твердых фаз и остаточного расплава является причиной постоянного присутствия в кимберлитах глубинных ксенокристаллов, их оплавленности и резорбированности. Очевидно, что первичное количественное соотношение расплава и различных твердых фаз (оливина, клинопироксена, граната, флогопита), вследствие их кумулятивного происхождения, должно было сильно изменяться в различных участках выжимавшейся смеси. Это объясняет большую невыдержанность химического и минерального состава большинства кимберлитовых трубок и присутствие в них очень богатых карбонатами участков и поздних жил, возникших в основном из расплава. Близкие к пикритам участки, вероятно, образовались при преобладании процессов плавления глубинных кристаллов оливина. При формировании магм богатых калием кимберлитов значительную роль играли процессы декомпрессионно-фрикционного плавления флогопита. Большие масштабы такого плавления ранних минералов при формировании кимберлитовых магм объясняют сочетание в них, казалось бы, несовместимых особенностей — высокое содержание как расплавофильных компонентов (летучие, легкие редкие земли, фосфор), так и расплавофобных (магний, железо, хром, никель).

Алмаз, вследствие большой прочности кристаллической решетки, по-видимому, подвергался небольшим изменениям в относительно кратковременную стадию подъема кимберлитовых магм. Как показано ранее [4], его округлые кристаллы имеют признаки образования не путем растворения, как часто предполагается, а в результате антискелетного роста в условиях повышавшейся вязкости остаточного расплава. Уменьшение скорости диффузии углерода в таком расплаве приводило к сокращению площадей образующихся слоев роста и к формированию выпуклых граней. Воздействие расплава при подъеме, по-видимому, обусловило растворение на некоторых алмазах мелких неровностей и привело к возникновению леденцовой поверхности. Воздействие образующихся под влиянием декомпрессии флюидных пузырьков вероятно приводило к появлению на алмазах эрозионных впадин и каверн вследствие на несколько порядков более высокой скорости диффузии углерода во флюиде, чем в расплаве, и поэтому очень большой его растворяющей способности, особенно в условиях неустойчивости алмаза на поздней стадии подъема.

При формировании кимберлитов и алмазов в процессе глобального магматического фракционирования нет необходимости предполагать существование нереального с физико-химической точки зрения метасоматического привноса характерных для включений в алмазах и кимберлитах расплавофильных компонентов или частичное плавление и аккумуляцию выплавов в мантийных породах. Богатые остаточные расплавы образовались в результате постепенного накопления в них этих компонентов при гравитационной отсадке кристаллизовавшихся твердых фаз. Вязкость расплава (первые Па с), в котором происходила отсадка, в триллионы раз меньше вязкости слабо подплавленных мантийных пород (для астеносферы она равна 10^{15} — 10^{17} Па с). Поэтому процессы магматического фракционирования в природе широко распространены, тогда как кимберлитовые по составу выплавки, если бы они существовали, практически не могли бы отделяться из перидотита, расплавленного на десятки доли процента. Этому препятствовал бы прочный каркас сросшихся в нем минералов. Вследствие образования литосферы древних платформ в результате фракционирования магматического океана, все их участки перспективны на присутствие алмазоносных кимберлитов, если в них сохранились кимберлитосодержащие нижние части. Это объясняет установленное в настоящее время присутствие большого количества кимберлитовых тел на различных платформах и широкое распространение алмазоносных россыпей даже в тех участках, где кимберлиты еще не выявлены. В океанических и складчатых областях, где возникшая из перидотитового слоя магматического океана древняя мантийная литосфера была раздвинута или переработана поздними тектоническими процессами, кимберлиты и

алмазы должны отсутствовать. Это является причиной существования правила Клиффорда, по которому алмазоносные кимберлиты присутствуют только в тех частях платформ, в которых кристаллическая земная кора имеет древний возраст. Судя по высокому содержанию наиболее расплавофильных легких редких элементов (см. рис. 2), остаточные расплавы приобрели кимберлитовый состав после затвердевания исходных перидотитовых магм не менее чем на 99,9%. Из этого следует, что кимберлитовые по составу участки в литосферной мантии древних платформ имеют относительно небольшой размер. Поэтому возникшие в результате их декомпрессионно-фрикционного переплавления кимберлитовые магмы должны иметь незначительный объем. Это объясняет чаще всего небольшой размер (обычно сотни метров) кимберлитовых тел, возникавших из таких магм. Большая мощность перидотитового слоя магматического океана (многие десятки километров) обусловила многоярусное расположение близких к кимберлитам по составу участков в литосферной мантии и их различную алмазоносность вплоть до полного отсутствия алмазов в наименее глубинных из них. Выжимание разноглубинных полузатвердевших кимберлитовых субстратов по одним и тем же зонам растяжения при тектонических деформациях является причиной совмещения кимберлитовых трубок различного состава и алмазоносности даже в одном и том же поле. Всеземная первичная латеральная протяженность перидотитового слоя магматического океана объясняет присутствие сходных по составу кимберлитов в разных участках древних платформ и на различных платформах, удаленных друг от друга на многие тысячи километров. Формирование кимберлитовых магм в относительно низкотемпературной литосфере древних платформ обусловило их невысокую температуру. Это является причиной декомпрессионного затвердевания их на малоглубинной стадии подъема (участки 4 на линиях эволюции, см. рис. 3), эксплозивной дезинтеграции затвердевших частей магматических колонн под влиянием законсервированного затвердеванием высокого давления флюидной фазы (участки 5). Данные явления объясняют массовое формирование этими магмами эксплозивных диатрем, обломочную текстуру большинства кимберлитов, нехарактерность для них признаков внутритрубочного магматического фракционирования и отсутствие кимберлитовых лав даже в районах широкого развития трубок.

Образование кимберлитоконтролирующих зон тектонических деформаций в литосфере платформ обусловлено главным образом механическим воздействием на нее поднимающихся в астеносфере плюмов. Под влиянием декомпрессии в плюмах происходило плавление эклогитов и подъем основных магм из возникавших магматических очагов. Это является причиной широкого распространения траппов в

пределах и в окрестностях кимберлитовых провинций.

Таким образом, особенности состава расплавных включений в алмазах вполне определенно свидетельствуют о том, что они являются остаточными расплавами кристаллизовавшегося перидотитового слоя глобального магматического океана. Выжимание участков мантийной литосферы, содержавших такие расплавы, приводило к частичному плавлению их твердых фаз под влиянием декомпрессии и фрикционного тепловыделения и к образованию из них кимберлитовых магм. Такой генезис последних объясняет присутствие оплавленных ксенокристаллов в кимберлитах, очень невыдержанный состав кимберлитов даже в пределах одной и той же трубки, распространение кимберлитов только на древних платформах, относительно небольшой объем их тел, присутствие в одних и тех же полях кимберлитов разного состава и алмазоносности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверин В.Г., Аронзон Б.А., Бабаев Н.С. и др. Таблицы физических величин. Справочник. —М.: Атомиздат, 1976.
2. Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. —Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003.
3. Шкодзинский В.С. Генезис кимберлитов и алмаза. —Якутск: Медиа-холдинг Якутия, 2009.
4. Шкодзинский В.С. Происхождение мантии, магм, кимберлитов и алмаза. Модель горячей аккреции Земли. Saarbrücken: Palmarium academic publishing, 2012.
5. Israeli E.S., Harris J.W., Navon O. Mineral inclusions in cloudy diamonds from Koffiefontein South Africa // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.
6. Navon O., Klein-BenDavid O., Weiss Y. Diamond-forming fluids: their origin and evolution // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. 2009. № 91KCA00121.
7. Navon O., Griffin W.L., Weiss Y. «Tables» vs. «benches»: trace elements in fibrous diamonds // 10th International Kimberlite Conference, Bangalore. 2012. 101KC-174.
8. Weiss Y., Griffin W.L., Bell D.R., Navon O. High-Mg carbonatitic HDFs, kimberlites and the SCLM // 10th International Kimberlite Conference, Bangalore. Long Abstract. 2012. 101KC-87.
9. Mysen B.O., Boettcher A.L. Melting of a hydrous mantle. 1. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities H₂O, CO₂ and H₂ // J. Petrol. 1975. Vol. 16. № 3. Pp. 520—548.
10. Wood J.A., Diskey J.S., Marnin V.B., Powell B.Y. Lunar anorthosites and geophysical model of Moon // Proc. Apollo XI Lunar Sci. Conf. Houston. 1970. Vol. 1. Pp. 965—989.
11. Zedgenizov D.A., Araujo D., Ragozin A.L. et al. Carbonatitic to hydrous-silicic growth medium of diamonds from International kimberlite pipe (Yakutia) // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. 2009. № 91KCA00108.

Петрогеохимические особенности неогенового вулканизма центральной части Малого Кавказа

М.Я.ГАСАНГУЛИЕВА (Институт геологии НАН Азербайджана; Az 1143, г.Баку, проспект Г.Джавида, д.29а)

Рассмотрены петрогеохимические особенности неогенового вулканизма центральной части Малого Кавказа. На основе геохимических данных установлено, что распределение редких элементов в породах формации контролируется фракционированием породообразующих минералов и аккумулятивной (гомеогенная) кристаллизацией включений. Обогащение пород формации легкими редкоземельными, многими некогерентными элементами указывает на большую роль обогащенного мантийного вещества в их образовании. Установлено, что для пород формации высокоглиноземистые базальты являются материнской магмой. Их образование связано с фракционированием в обстановке высокого водного давления из начального высокомагнезического расплава оливин-клинопироксеновой ассоциации.

Ключевые слова: неогеновый вулканизм, Малый Кавказ, геохимия редких и редкоземельных элементов, материнская магма.

Гасангулиева Минаханум Яшар гызы, mina69@rambler.ru

Petrogeochemical features of Neogene volcanism of the central part of the Lesser Caucasus

M.Ya.GASANGULIEVA

Considered petrogeochemical features of Neogene volcanism of the central part of the Lesser Caucasus. On the basis of geochemical data revealed that the distribution of trace elements in the rocks of the formation is controlled by fractionation of rock-forming minerals and accumulative crystallization of the inclusions. Enrichment of LREE rock formations, many incompatible elements indicates a fairly large role of enriched mantle material in their education. Found that for the high-alumina basalt rock formation is the parent magma. Their formation is due to the fractionation of the conditions of high water pressure from an initial high-Mg melts olivine-clinopyroxene association.

Key words: neogene volcanism, Lesser Caucasus, geochemistry of rare earth elements, parent magma.

Позднекайнозойский коллизионный магматизм охватывает Транскавказское поднятие, Малый и Большой Кавказ и межгорную зону Закавказья. Различность структурных зон и геодинамическая обстановка предопределили распределение орогенного магматизма в районе, форму проявления и многообразие продуктов магматизма.

В азербайджанской части Малого Кавказа неогеновый вулканизм широко развит в Лачинском антиклинории, Кельбаджарской Наложенной Мульде, Гочаском и Сарыбабинском синклиниях и Нахчыванской зоне. Развитие неогенового вулканизма, являясь продолжением общей эволюции развития Малого Кавказа, составляет часть этих структур, осложненных многочисленными антиклиналями и синклиналями, разломами север-северо-восточного направления. Вдоль этих разломов в неогене развиты многочисленные вертикальные и круто лежащие дайки риолитового, а также дацитового составов.

Проанализировав все ранее проведенные работы Н.А.Имамвердиев [8] выделил в центральной части Малого Кавказа (азербайджанская часть) в неогене андезит-дацит-риолитовую формацию верхнемиоцен-нижнеплиоценового возраста. В составе этой формации выделяются 2 комплекса: дацит-риолитовый (верхний сармат — агджагызская свита); анде-

зит-дацитовый (меотис-понт-нижний плиоцен — басаркечарская свита).

Особенность верхнемиоцен-нижнеплиоценовых вулканитов состоит в том, что они в основном сложены из пирокластических и эффузивных образований среднего и кислого составов.

Для общей классификации пород использована диаграмма ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) SiO_2 (TAS), предложенная Международной терминологической комиссией [17]. По этой классификации в составе пород формации выделяются андезиты, дациты, риодациты, риолиты и в меньших количествах их умеренно щелочные разновидности — трахиандезиты, кварцевые латиты, трахидациты (рис. 1).

Основные петрохимические типы пород андезит-дацит-риолитовой формации разделены с помощью фактор-анализа. На факторной F_1 - F_2 диаграмме, построенной на основе девяти петрогенных элементов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5), андезит-трахиандезит-кварцевые латиты, дацит-трахидациты и риодацит-риолиты образуют самостоятельные группы (рис. 2). Расчеты показали, что доля от общей дисперсии для первого фактора, составляя 58,5%, влияет на 2-х элементную ассоциацию: I — SiO_2 (0,86); II — TiO_2 (0,77), Al_2O_3 (0,66), Na_2O (0,76), P_2O_5 (0,83), FeO^* (0,71). Доля второго

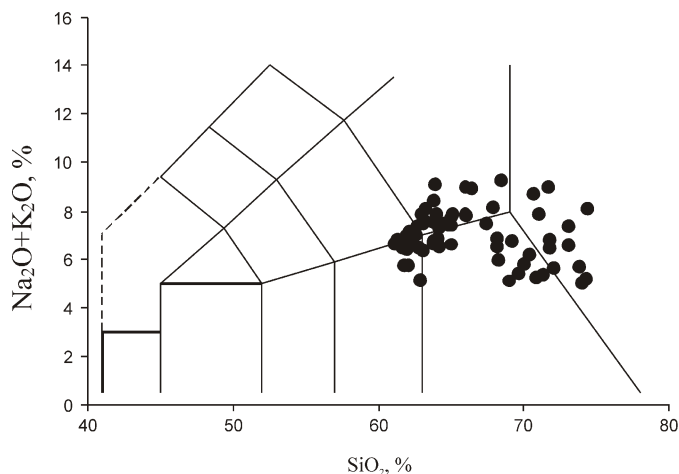


Рис. 1. Положение составов пород андезит-дацит-риолитовой формации центральной части Малого Кавказа на диаграмме TAS, по работе [15]

фактора в общей дисперсии составляет 14,69% и влияет на ассоциацию следующих элементов: MgO (0,63), CaO (0,78) и K₂O (0,86). Это объясняется тем, что SiO₂ и K₂O с другими петрогенными элементами дают отрицательную корреляцию и указывает на фракционирование в процессе дифференциации полевого шпата, титаномagnetита и апатита. Действительно, при увеличении в породах формации доли SiO₂, количество оксидов Ti, Al, Fe, Mg, Ca, P уменьшается, а щелочей (Na и K) возрастает. Причиной такой закономерности является фракционирование указанных минералов.

При увеличении количества SiO₂ в вулканических породах за счет фракционирования титаномagnetита,

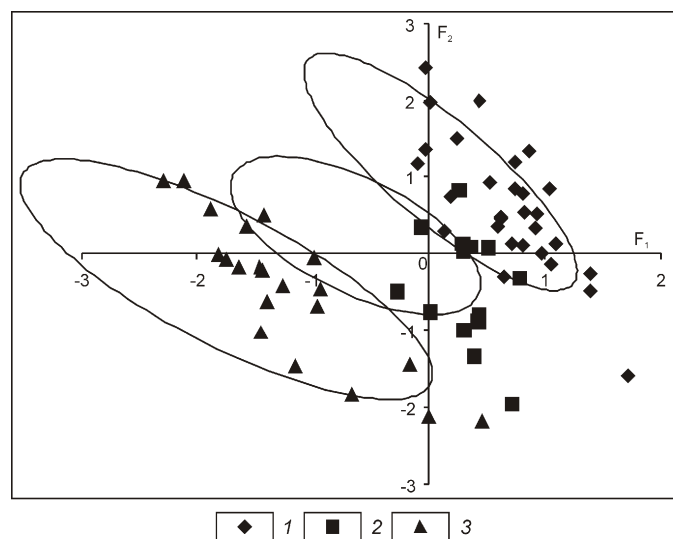


Рис. 2. Диаграмма зависимости факторов F₁ и F₂, полученных по макроэлементам:

1 — андезиты, трахиандезиты, кварцевые латиты; 2 — дациты, трахидацииты; 3 — риодациты, риолиты

клинопироксена, плагиоклаза, апатита уменьшается количество TiO₂, Al₂O₃, FeO*, MgO, CaO, P₂O₅ (табл. 1). Эта закономерность особенно отчетливо видна при изменении содержания SiO₂ от 60 до 68%. Следовательно, для образования дацитов из андезитов фракционирование указанных минералов играет ведущую роль. Увеличение K₂O в породах формации также отчетливо видно. Na₂O распределен достаточно равномерно. Эта закономерность может быть объяснена кристаллизацией калиевого полевого шпата в более кислых породах.

Итак, образование позднеколлизийной высококальциевой известково-щелочной серии со свойственным ей петрохимическим составом является характерным для центральной части Малого Кавказа и отличается от типичной известково-щелочной серии нормальной щелочности, формировавшейся в других геодинамических обстановках.

Геохимические особенности неогенового вулканизма центральной части Малого Кавказа. Геохимические особенности неогенового вулканизма центральной части Малого Кавказа достаточно изучены [2, 5, 6, 8, 9, 10, 12].

В вулканитах дифференцированной андезит-дацит-риолитовой формации от андезитов к риолитам при увеличении SiO₂ и уменьшении MgO когерентные элементы так же как макроэлементы показывают зависимость, выраженную линейным или иногда ломаным трендом. В начале этих трендов стоят фигуративные точки глубинных включений (рис. 3). Так, в глубинных включениях основного состава, состоящих из основного плагиоклаза, оливина, клинопироксена, роговой обманки, magnetита, наблюдаются повышенные количества элементов группы Fe и Sr. Распределение этих элементов в породах формации контролируется фракционированием порообразующих минералов. Необходимо отметить, что в глубинных включениях уменьшение этих элементов более четко выражено, и при переходе к вмещающим андезитам геохимические тренды обрываются. Такое распределение макро- и микроэлементов в глубинных включениях указывает на комагматичность с вулканическими породами.

Количество несовместимых элементов (Rb, U, Th, Nb, Zr, Nb, Hf, LREE и др.) в глубинных включениях минимальное и возрастает в ряду андезит—дацит—риолит. От средних пород к кислым содержание некогерентных элементов увеличивается примерно в 2,5—3 раза.

Zr, Nb, Ta, U, Th, являясь типично несовместимыми элементами, накапливаются в расплаве, и их отношение в процессе эволюции магматического расплава не меняется. На диаграмме зависимости SiO₂, MgO, взятой как индекс дифференциации указанных элементов, их отношение минимально уменьшается и указывает на роль контаминации наряду с кристаллизационной дифференциацией при образовании пород. В противо-

1. Содержание петрогенных оксидов (в %) и микроэлементов (в ppm) в представительных образцах андезит-дацит-риолитовой формации Малого Кавказа

Компоненты	40	46	8	194	74	200	96	4-а
SiO ₂	61,87	63,26	63,8	62,84	64,97	64,51	70,62	73,74
TiO ₂	0,59	0,63	0,49	0,75	0,52	0,55	0,27	0,32
Al ₂ O ₃	15,7	17,15	15,41	17,15	16,41	15,96	15,77	14,76
Fe ₂ O ₃	3,47	3,93	2,5	4,94	3,59	3,55	1,69	1,41
FeO	1,29	0,62	0,94	0,43	0,28	1,01	0,43	0,28
MnO	0,06	0,06	0,06	0,09	0,09	0,08	0,04	0,05
MgO	1,85	2,29	1,77	1,86	1,31	1,13	0,05	0,37
CaO	4,85	4,23	5,34	5,25	3,19	3,3	1,32	1,58
Na ₂ O	4,19	4,43	3,93	3,3	4,05	4	4,57	3,48
K ₂ O	3,54	3,65	2,73	1,87	2,55	3,47	4,14	2,23
P ₂ O ₅	0,41	0,43	0,38	0,35	0,23	0,22	0,06	0,01
П.П.П.	0,81	0,2	1,96	0,38	0,96	0,85	0,27	2,49
	98,63	100,88	99,31	99,21	98,15	98,43	99,23	100,72
Rb	83	61	66	51	72	90	97	72
Li	20	18	14	8	14	22	13	13
Sr	1105	840	935	860	833	710	420	790
Ba	1250	640	640	850	760	1070	830	660
Cr	120	100	180	Не определен	100	Не определен		100
V	170	100	40	110	100	120	40	100
Ni	24	20	22	25	25	20	15	25
Co	20	20	30	24	15	30	9	15
Sc	7	10	6	10	10	10	3	10
Cu	20	30	20	28	26	31	13	59
Zn	65	60	63	97	59	7	70	26
Zr	178	163	150	160	150	200	240	150
Nb	12	9	10	11	14	14	17	14
Ta	0,84	0,88	0,82	0,77	1,1	Не определен	Не определен	1
Hf	4,8	3,7	4	4,3	4,2			4
Th	11	8,6	11	10	16			15
U	2,7	Не определен	4,7	4	3,3		14	3,4
La	45	52	37	47	38	53	47	Не определен
Ce	88	73	73	91	74	79	78	
Sm	4,2	5,4	3,6	5,1	4,4	6,3	5	
Eu	1,2	1,1	1	1,6	0,95	1,2	0,79	
Tb	0,67	0,42	0,43	0,9	0,42	0,99	0,57	
Yb	1,2	1,5	1,3	1,8	1,3	1,7	1,4	
Lu	0,19	0,24	0,18	0,23	0,17	0,21	0,18	
Y	11	11	16	13	9	46	16	

Примечание. 40 — кварцевые латиты; 46 — трахиандезиты; 8 — андезиты; 194 — андезиты; 74 — дациты; 200 — дациты; 96 — риодациты; 4-а — риолиты.

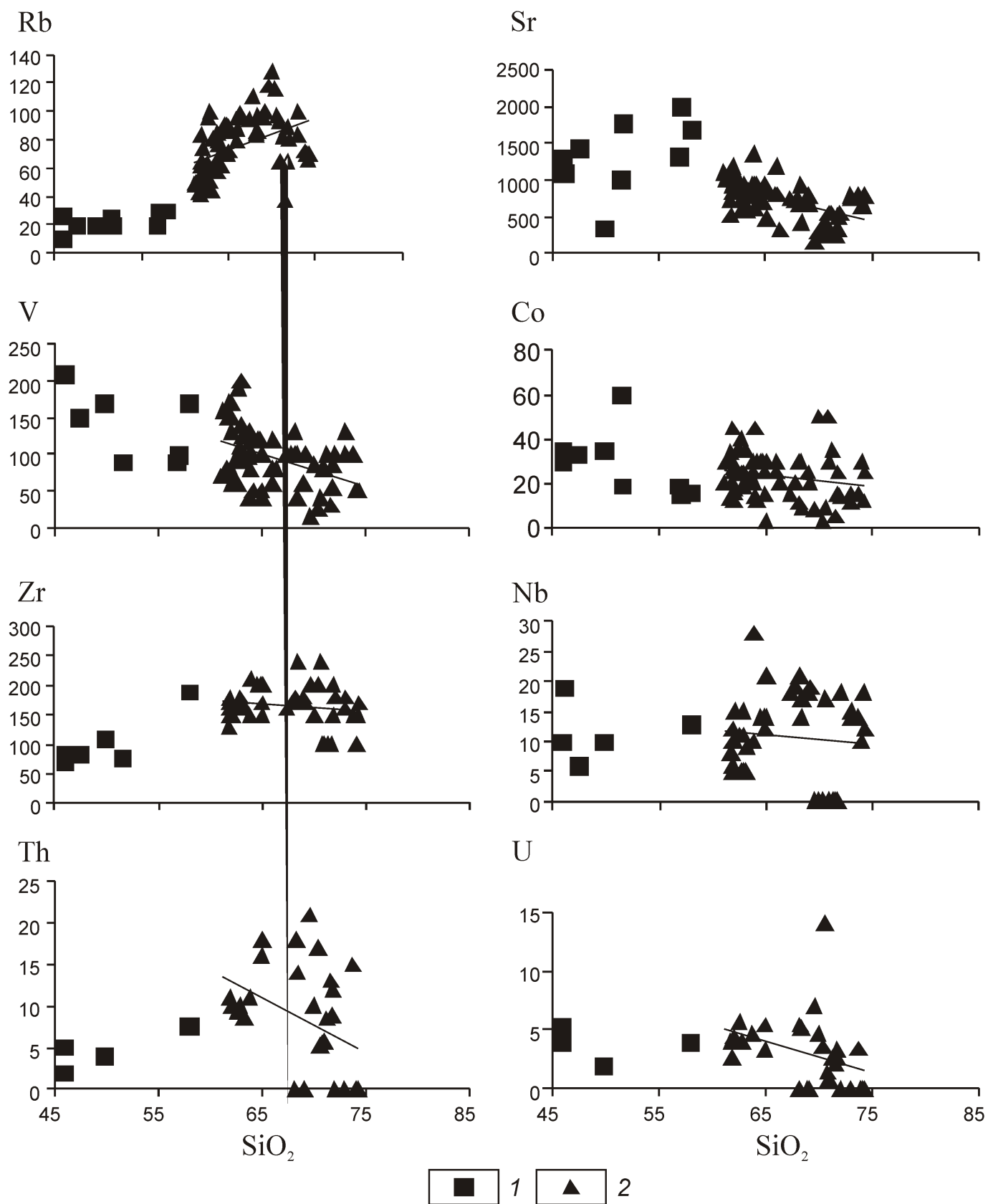


Рис. 3. Диаграмма зависимости некоторых редких элементов от содержаний SiO_2 :

1 — породы формаций; 2 — включения

вес этому, La/Yb и K/Rb в породах формации в зависимости от содержания SiO_2 начинают возрастать или уменьшаться. Уменьшение K/Rb , увеличение La/Yb может быть объяснено высоким коэффициентом распределения для K и Yb между минералом и расплавом. Таким минералом может быть роговая обманка, фракционирование которой является причиной уменьшения K/Rb и увеличения La/Yb в процессе дифференциации. При уменьшении MgO в породах формации K/Rb уменьшается и контролируется кристаллизацией лейкократовых минералов.

В породах формации редкоземельные элементы (РЗЭ) изменяются в небольших интервалах, и легкие лантаноиды (Ce) преобладают над тяжелыми (Y). Это объясняется высоким значением La/Yb 25—40. По этой причине на нормализованных диаграммах в распределении РЗЭ отмечается кривизна. В эволюции вулканитов сумма редкоземельных элементов уменьшается в небольших количествах. Самое высокое содержание легких РЗЭ наблюдается в кварцевых латитах. Породы формации различаются также по Eu аномалии, несущей важную генетическую информацию. В средних породах (кварцевые латиты, андезиты) это отношение приближается к единице ($\text{Eu/Eu}^* 0,94—1,05$), в более кислых породах отмечается слабый минимум ($\text{Eu/Eu}^* 0,58—0,63$) и указывает на фракционирование плагиоклаза в образовании более кислых пород [3, 9].

Распределение редкоземельных элементов в глубинных включениях показывает примерно аналогичную картину. В меланократовых включениях содержание легких лантаноидов высокое, и форма графика более крутая. В некоторых породах отмечается слабый европиевый минимум.

Для оценки роли мантийных флюидов и степени плавления в образовании пород формации использовались отношения элементов, имеющих близкие геохимические свойства.

Установлено, что в породах андезит-дацит-риолитовой формации значения Ba/Y , Rb/Y , Th/Yb быстро увеличиваются. В определенной степени наблюдается увеличение Nb/Y и Nb/Yb . Анализ этих графиков показывает, что обогащение пород формации литофильными и редкоземельными элементами обусловлено относительно высокой степенью плавления расплава, обогащенными флюидами, отделенными от материалов субдукции.

Таким образом, изучение отношений вышеуказанных элементов показывает, что в образовании пород андезит-дацит-риолитовой формации наблюдаются следы субдукции. По Л.И.Деминой и Н.В.Короновскому [7] источником флюидов в условиях коллизии может быть процесс дегидратации.

Для более точного понимания этой задачи использована спайдер-диаграмма совместимых и несовместимых элементов, нормализованная относительно примитивной мантии (рис. 4). Данная спайдер-диа-

грамма геохимического состава пород формации показывает низкое содержание высоkozарядных (Ta , Nb , Hf , Y , Yb) и высокое содержание литофильных элементов с большими ионными радиусами (K , Sr , Rb , Ba , La , Ce) [19].

Эта особенность сближает породы формации с надсубдукционными вулканическими породами и может быть объяснена вышеуказанными факторами. Распределение совместимых и несовместимых элементов в андезитах, дацитах и риодацитах очень схоже и указывает на общность их генезиса. В общем, относительно E-MORB и OIB, породы формации обогащены крупно катионными литофильными элементами (Rb , Ba , Th , U , K) (см. рис. 4). Так, относительно базальтов океанических островов (OIB) породы формации обогащены несовместимыми элементами, но относительно OIB очень четко виден Nb-Ta минимум. Эта закономерность специфична для известково-щелочных серий развитых островных дуг, активной окраины континентов, зон коллизии и указывает на участие обогащенного источника мантии в их образовании.

Приведенные данные показывают, что разнообразие пород андезит-дацит-риолитовой формации может произойти за счет фракционирования породообразующих и акцессорных минералов. Это подтверждается сведениями Дж.Гиля [14] и Т.Грина [15]. По мнению ученых в водных условиях на ликвидусе может появляться амфиболовая фаза. Там, где земная кора утолщенная амфибол с другими минералами, такими как клинопироксен, плагиоклаз, магнетит совместно фракционируются и могут быть причиной образования пород с высоким содержанием кремнезема.

Расчеты автора данной публикации показали, что содержание магнетита в породах формации составляет около 1%, а доля ассоциации клинопироксен—плагиоклаз—роговая обманка может достигать 18—25%. Это доказывает, что ранняя кристаллизация магнетита ответственна только за удаление из расплава железа и титана.

Таким образом, содержание магнетита в этих породах достаточно низкое, и, по мнению автора, фракционирование магнетита является причиной только уменьшения железа и титана, а на содержание других компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO) не влияет. Все это говорит о том, что известково-щелочной тренд исследованной андезит-дацит-риолитовой серии контролируется не только фракционированием магнетита, но и кристаллизацией роговой обманки, обладающей высоким Fe/Mg и ненасыщенным SiO_2 . Учитывая то, что амфиболы пород формации относятся к чермакитовой и паргаситовой роговым обманкам, можно сказать, что фракционирование Ca-амфибола, обогащая остаточный расплав SiO_2 , одновременно обедняет его титаном и железом. Это подтверждается ранней кристаллизацией роговой обманки и многими экспе-

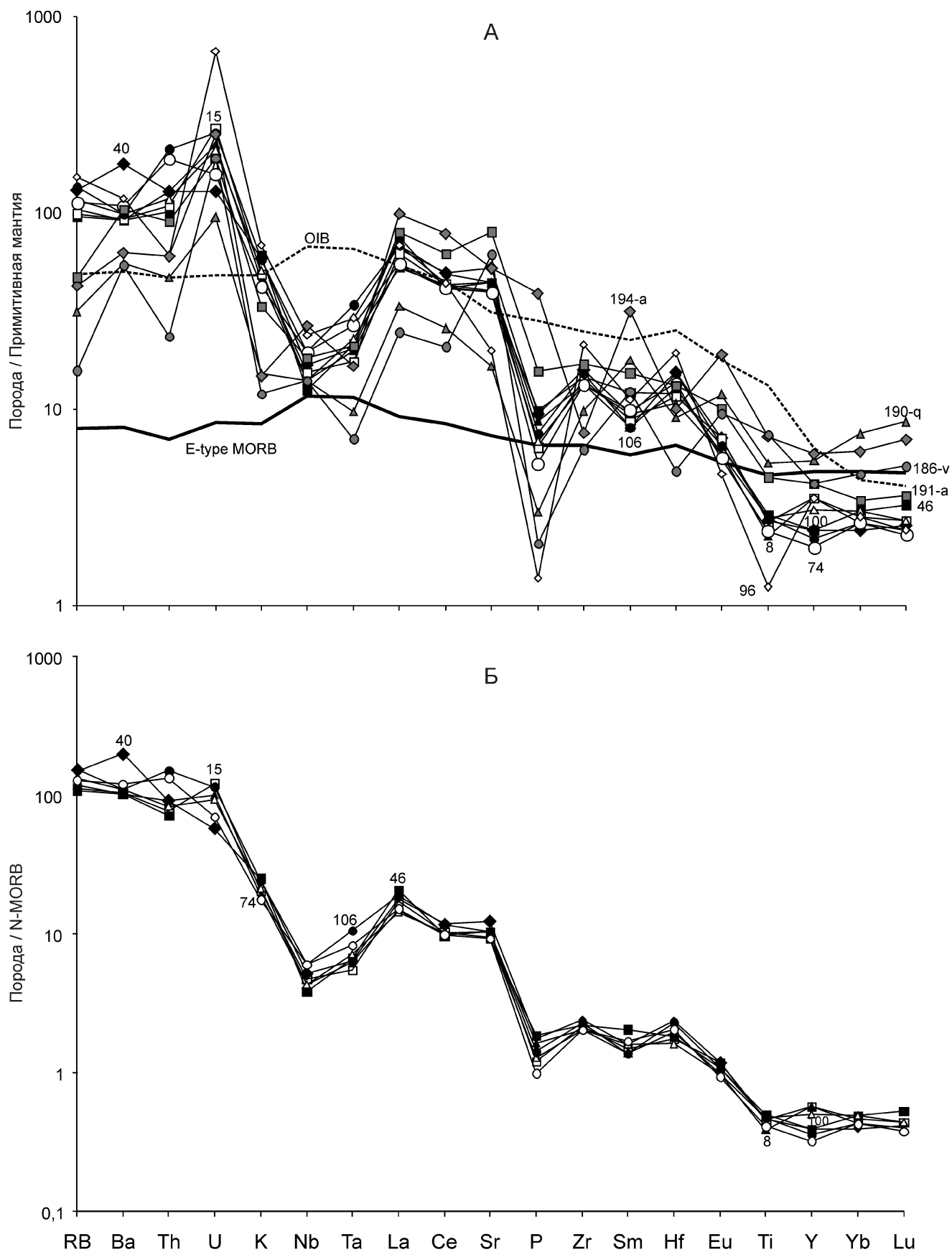


Рис. 4. Нормализованная по примитивной мантии (А) и N-MORB (Б) спайдер-диаграммы когерентных и некогерентных элементов в породах и включениях андезит-дацит-риолитовой формации, по работе [17]:

цифры у кривых — номера образцов: 40 — кварцевый латит; 15, 46 — трахиандезит; 8, 100 — андезит; 74, 106 — дацит; включения пород: 190-q — пироксенит; 186-v, 194-a — габбро; 191-a — кварцевый диорит

риментальными работами, проведенными для разных регионов [1].

Обобщая сказанное можно сделать вывод о том, что фракционирование амфибола сыграло ведущую роль в образовании пород андезит-дацит-риолитовой формации. На основе экспериментальных данных установлено, что коэффициент распределения редкоземельных элементов между амфиболом и расплавом зависит от состава, температуры, давления, а также от кристаллохимических свойств минерала. Наиболее существенно проявлена тенденция увеличения этих коэффициентов с понижением температуры и увеличением кремнекислотности расплавов при постоянном давлении [15, 16]. Однако по Т.Грину и Н.Пирсону [15] главной характеристикой роговой обманки является ее способность фракционирования средних и тяжелых редких земель относительно легких, причем степень этого разделения возрастает при переходе от базальтовых расплавов к дацитам.

В базальтовых расплавах фракционирование амфибола увеличивает La/Yb остаточных расплавов, но форма спектров редкоземельных элементов остается неизменной — такой же, какую формирует кристаллизация безводной ассоциации оливин—плагиоклаз—клинопироксен. Когда же магма эволюционирует до дацитовых составов, коэффициенты распределения редкоземельных элементов между амфиболом и расплавом увеличиваются настолько, что их значения для средних—тяжелых редкоземельных элементов превышают единицу. В результате происходит существенное фракционирование редкоземельных элементов, и в остаточных расплавах формируются их спектры, вогнутые вниз (особенно для области средних редкоземельных элементов). Эта картина наблюдается именно в породах дифференцированной андезит-дацит-риолитовой формации.

Еще одним показателем фракционирования амфибола может служить Rb/K . Это объясняется, по мнению Т.Сиссона тем, что коэффициенты распределения этих элементов между амфиболом и расплавом могут различаться в несколько раз [18]. В целом эти элементы не разделяются в ходе процессов кристаллизационной дифференциации (безамфиболовая ассоциация) и частичного плавления базальтовых систем, а их отношение широко используется в генетических целях как показатель фракционной кристаллизации (постоянное отношение) или процессов ассимиляции коровым материалом (рост отношения) [13]. Это объясняется тем, что валовые коэффициенты распределения для Rb и K в дацит-риолитовых расплавах могут значительно различаться, что приводит к небольшому увеличению Rb/K . Исходя из этих соображений в эволюции магматической системы увеличение Rb/K объясняется фракционированием амфиболсодержащей минеральной ассоциации.

Таким образом, ранняя кристаллизация роговой обманки в эволюции неогенового магматизма —

принципиальный фактор в формировании известково-щелочной серии.

На основе распределения петрогенных и многих микроэлементов можно отметить, что при формировании пород андезит-дацит-риолитовой формации с содержанием SiO_2 до 64% кристаллизационная дифференциация играла ведущую роль. На раннем этапе фракционирования пород формации кристаллизуются Fe-Ti окисные минералы (титаномагнетиты), пироксен, амфибол и создаются условия для интенсивного накопления SiO_2 в остаточной магме. Ранняя кристаллизация этих минералов согласуется с кристаллизацией пород в условиях высокой окисленности.

В эволюции неогенового вулканизма наряду с кристаллизационной дифференциацией контаминация земной коры тоже имеет важное значение. Минералогические признаки гибридизма в породах формации достаточно проявлены и отмечены рядом исследователей [2, 10, 12]. К этим признакам относятся: зональность плагиоклазов, корродирование и следы плавления рано кристаллизующихся минералов, а также участие включений габбрового, гранодиоритового и других составов в средних и кислых породах.

Важную информацию для оценки роли контаминации Земной коры в образовании пород исследуемой формации может дать изотопный состав таких элементов как Sr, Nd, O, Pb. К сожалению, для исследуемых вулканитов такой информации пока нет. Однако В.А.Лебедев и др. [11], исследовавшие позднекайнозойские вулканиты, распространенные в других зонах Малого Кавказа, на основе изотопов Sr и Nd пришли к заключению о том, что ведущую роль в петрогенезисе этих пород играют кристаллизационная дифференциация и загрязнение материнского расплава геохимически отличными от нее материалами земной коры. Можно предположить, что аналогичный процесс характерен для неогенового вулканизма и в центральной части Малого Кавказа [4].

Из нормализованной по N-MORB спайдер-диаграммы видно, что обнаруживаются минимумы «консервативных» (Nb, Ta, Hf, Zr) элементов в породах формации (см. рис. 4, Б). Породы формации обогащены элементами «субдукции» — Rb, Ba, Th, La и обеднены Ti, P, Yb, Y. Обогащение несовместимыми (некогерентными) элементами указывает на то, что магма, полученная из первоначального расплава, образовалась из метасоматизированной литосферной мантии, обогащенной калием и несовместимыми элементами [20].

Обогащение пород формации легкими редкоземельными элементами и многими некогерентными элементами указывает на достаточно большую роль обогащенного мантийного вещества в их образовании.

Таким образом, на основе приведенных петрогеохимических данных можно заключить, что в связи с атти-

ческой тектонической активностью в центральной части Малого Кавказа в позднемiocен-нижнеплиоценовое время вулканизм достиг большого масштаба. В этот период произошло поднятие домезозойского основания, и вулканизм в основном проявился в центральных частях антиклинальных зон Малого Кавказа. В составе продуктов вулканизма в начале вулканической фазы преобладали андезиты и андезидациты с кислыми пирокластами, а в конце — лавы андезитового состава. В крайних частях антиклинальных зон, в локальных зонах проявился магматизм основного состава с повышенной щелочностью. Субвулканические образования формации поднялись после образования вулканогенной толщи (басаркечарская свита) и имели более кислый состав. После активной эффузивно-эксплозивной деятельности меотис-понт-нижнеплиоценовых вулканов остывающая на глубине более кислая и вязкая магма, поднимаясь по трещинам на небольшой глубине от земной поверхности, застывала в виде даек и других субвулканических тел.

Итак, для андезит-дацит-риолитовой формации, развитой в центральной части Малого Кавказа, образование пород высококалиевой известково-щелочной серии является характерным, с присущим им петрогеохимическим составом и отличием от известково-щелочной серии нормальной щелочности. Образование пород андезит-дацит-риолитовой формации происходит за счет фракционирования породообразующих минералов в промежуточных очагах, позже за счет контаминации дифференцированного базальтового расплава с окружающими породами и формируются породы дацитового состава. Единый процесс кристаллизации и ассимиляции явился причиной образования пород формации.

По материалам статьи можно сделать следующие выводы:

1. На основании 9 петрогенных элементов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) для андезит-дацит-риолитовой формации с помощью факторной диаграммы выделены такие самостоятельные группы, как андезит-трахиандезит-кварцевые латиты, дацит-трахидациты и риодацит-риолиты.

2. В вулканитах андезит-дацит-риолитовой формации при увеличении содержания SiO_2 от андезитов к риолитам и уменьшении MgO когерентные элементы, также как и макроэлементы дают линейную, а иногда и выраженную ломанным трендом зависимость. В начале этих трендов зависимости стоят фигуративные точки глубинных включений. Распределение элементов в породах формации контролируется фракционированием породообразующих минералов и аккумулятивной (гомеогенной) кристаллизацией включений. Содержание несовместимых элементов (Rb , Th , Nb , Zr , Hf , LREE и др.) в глубинных включениях минимальное, и, демонстрируя свое геохимическое наследие в ряду андезит-дацит-риолит, содержание их начинает возрастать.

3. В породах формации легкие лантаноиды преобладают по отношению к тяжелым. По этой причине La/Sm и La/Yb высокие. В средних породах (кварцевые латиты, андезиты) при приближении Eu/Eu^* к единице ($\text{Eu/Eu}^* 0,94—1,05$) в более кислых породах отмечается Eu -минимум ($\text{Eu/Eu}^* 0,58—0,63$). Это указывает на фракционирование плагиоклаза при образовании кислых пород. Обогащение пород формации литофильными и редкоземельными элементами обусловлено относительно высокой степенью плавления расплава обогащенными флюидами.

4. Обогащение пород формации легкими редкоземельными, многими некогерентными элементами указывает на большую роль обогащенного мантийного вещества в их образовании. Для пород формации высокоглиноземистые базальты можно считать материнской магмой. Их образование связано с фракционированием в обстановке высокого водного давления из начального высокомагнезиального расплава оливин-клинопироксеновой ассоциации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Альмеев Р.Р.* Геохимия магматизма вулкана Безымянный: признаки мантийного источника и условия фракционирования исходной магмы // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — М., 2005.
2. *Асланов Г.П.* Миоплиоценовый вулканизм Кельбаджарской наложенной мульды (Малый Кавказ) // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — Баку, 1973.
3. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. — М.: Наука, 1976.
4. *Гасанкулиева М.Я., Велиев А.А., Имамвердиев Н.А.* и др. Вопросы петрогенезиса позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа // Отечественная геология. 2010. С. 33—41.
5. *Гейдаров А.С.* Особенности распределения урана, тория, лития, рубидия, цезия и фтора в вулканических породах Кельбаджарского района (Центральная часть Малого Кавказа) // Вопросы геохимии и химии редких элементов. — Баку: Элм, 1979. С. 34—45.
6. *Гейдаров А.С., Исмаил-заде А.Д.* Поведение щелочных и радиоактивных элементов в эволюции кайнозойского вулканизма Кельбаджарского прогиба Малого Кавказа // Тр. ин-та геологии. № 25. — Баку. 1995. С. 120—127.
7. *Демина Л.И., Короновский Н.В.* Геодинамические следствия процессов дегидратации в земной коре коллизионных областей / Науч. конф. Ломоносовские чтения, апрель 2008. Секция геология. С. 30—31.
8. *Имамвердиев Н.А.* Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. — Баку: «Nafta-Press», 2000.
9. *Имамвердиев Н.А.* Геохимия редкоземельных элементов позднекайнозойских вулканических серий Малого Кавказа // Геохимия № 4. 2003. С. 425—442.
10. *Исмаил-заде А.Д.* Эволюция кайнозойского базитового вулканизма Малого Кавказа // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. — Тбилиси, 1990.
11. *Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В.* и др. Геохронология и особенности генезиса субщелочных базальтов лавовых рек Джавахетского нагорья, Малый Кавказ: K-Ar и Sr-Nd изотопные данные // Геохимия. 2007. № 3. С. 243—258.

12. Попов В.С., Семина В.А., Николаенко Ю.С. Геохимия новейших вулканов Кавказа и их происхождение // Геохимия континентального вулканизма. — М.: Наука, 1987. С. 143—231.
13. Defant M.L. et al. The geology, petrology, and petrogenesis of Saba Island, Lesser Antilles // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2001. 107(1—3). Pp. 87—111.
14. Gill J.B. *Orogenic andesites and plate tectonics*. N.Y.-L. — Berlin: Springer-Verlag, 1981.
15. Green T.H., Pearson N.J. Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic to andesitic liquids at high pressure // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1985. 49. Pp. 1465—1468.
16. Hilyard M., Nielsen R.L., Beard J.S. et al. Experimental determination of the partitioning behavior of rare earth and high field strength elements between pargasitic amphibole and natural silicate melts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. 64 (6). Pp. 1103—1120.
17. Le Bas M.J., Le Maitre R.W. et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica (TAS) diagram // *J. Petrol.* 27. 1986. Pp. 745—750.
18. Sisson T.W. Pyroxene-high silica rhyolite trace element partition coefficients measured by ion microprobe // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. 55. Pp. 1575—1585.
19. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.I. Norry. *Magmatism in the ocean basin* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. Vol. 42. Pp. 313—345.
20. Yildirim Dilek, Nazim Imamverdiyev, Safak Altun-kaynak. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the Peri-Arabian region: Collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint // *International Geology Review*. Vol. 52. Issue 4-6. 2010. Pp. 536—578.

Гигантская кольцевая структура Сакмарского правобережья

И.А.НИКИФОРОВ (Отдел геоэкологии Оренбургского научного центра (ОНЦ) УрО РАН; 460005, г.Оренбург, ул.Набережная, д.29)

Выявлена кольцевая структура диаметром более 60 км в западной прибортовой зоне Предуральского краевого прогиба методами электронной картографии. Палеогеографические реконструкции и пространственный анализ геофизических полей свидетельствуют о ее возможной космогенной природе.

Ключевые слова: астероид, импактный кратер, магнитное поле, Сакмара, солянокупольная тектоника.

Никифоров Игорь Александрович, ianikiforov@rambler.ru

The huge ring structure of the Sakmarian right bank

I.A.NIKIFOROV

By electronic cartography's methods in the western edge zone of the Preduralsky foredeep the ring structure with a diameter of more than 60 km is discovered. Paleogeographic reconstruction and the spatial analysis of geophysical fields testify to its possible cosmogeneous nature.

Key words: asteroid, impact crater, magnetic field, Sakmara, salt-dome tectonics.

Через Оренбургскую область проходит зона сочленения восточной части Русской платформы с южным окончанием Предуральского краевого прогиба. Геологическое строение этой территории фиксируется множеством структурных и литофациальных особенностей, которые часто находят свое отражение в современном рельефе. В большинстве случаев его элементы имеют отчетливое уральское простирание, но иногда отмеченная закономерность нарушается. Так при изучении гидрографической сети правобережья р.Сакмара выявлен ряд концентрических кольцевых структур, наиболее заметная из которых имеет диаметр более 60 км. Далее в тексте она упоминается как Сакмарская кольцевая структура (СКС).

На рисунке 1 отчетливо различимы центральное и кольцевое поднятия, являющиеся водоразделами соответствующих речных долин [5].

Центральное поднятие легко опознается по центробежному характеру гидрографической сети и представляет собой водораздел трех рек: Чебенька, средняя Чебенька и Сакмара. Внешняя граница циркуобразного кольцевого поднятия образована реками Салмыш, Большой и Малый Юшатырь, Верхняя Чебенька и Сакмара. Таким образом, именно долина р.Сакмара препятствует южному замыканию СКС.

Примечательно, что попытки выяснить природу этого интересного геоморфологического явления никогда не предпринимались, несмотря на то, что район Сакмарского правобережья на протяжении многих лет являлся ареной проведения крупномасштабных геологоразведочных работ. Здесь в 1960—1970-е гг.

проводились планомерные поиски углеводородного сырья, сопровождаемые геофизическими исследованиями и значительными объемами бурения. Основанием для их постановки служила идея о южном продолжении полосы продуктивных нижнепермских рифов, осложняющих западный борт Предуральского краевого прогиба Башкирского Приуралья [4, 6].

Открытие в Оренбургской области газоконденсатного месторождения Совхозное подтвердило эту гипотезу и дало основание для разбуривания ряда структурных ловушек, находящихся в 30 км южнее. Одна из самых крупных — Маякская структура полностью расположена в пределах центрального поднятия СКС (см. рис. 1). Однако данные бурения не подтвердили параметры прогнозируемого здесь сейсморазведкой артинского рифа, который оказался значительно меньше своих предполагаемых размеров и в итоге был признан бесперспективным.

По мнению автора, объяснение такой неожиданной и резкой деградации мощностей рифогенных фаций непосредственно связано с событиями, приведшими к формированию СКС. Такие выводы сделаны на основании геоинформационного изучения и пространственного анализа геолого-геофизических полей, характеризующих описываемую территорию. В первую очередь это данные магнитометрических и гравиметрических съемок, а также сводные результаты многочисленных сейсморазведочных работ по реперной поверхности галогенной толщи кунгурского возраста, развитой в южном Предуралье очень широко.

Наиболее полная информация по магнитным свойствам района получена силами ПГО «Севзапгеология» в результате аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000, проведенной в 1979—1981 гг. Авторы соответствующего производственного отчета установили, что повышенная магнитная восприимчивость геологического разреза связана с так называемой «верхней терригенной толщей» (ВТТ), представленной труднорасчленимыми красноцветами возрастного интервала от верхней перми до плиоцена включительно. При этом наземными магнитометрическими исследованиями выявлена заметная корреляция магнитных свойств и мощностей красноцветов, диапазон изменения которых составляет от 200 до 1500 м.

Отмеченная закономерность во многом объясняет морфологию числовой поверхности отстроенной методом отмывки рельефа по картам аномального маг-

нитного поля (рис. 2, А). Учитывая доказанную корреляцию магнитных свойств с мощностями красноцветов, допустимо считать, что поверхность, представленная на рис. 2 в значительной степени отражает пространственное распределение их суммарных толщин.

С этих позиций интересно происхождение трогообразной долины в южной части рисунка, ширина которой в самом узком месте составляет не менее 10 км. Ее глубина и довольно резкие очертания могут свидетельствовать о «вспахивании» красноцветной молассы неким объектом в направлении, отмеченном белой стрелкой.

Изолиния 1,9 миллиэрстеда отделяет упомянутую долину от обширной «буферной» зоны повышенных значений аномального магнитного поля, которая для краткости обозначается нестрогим термином «маг-

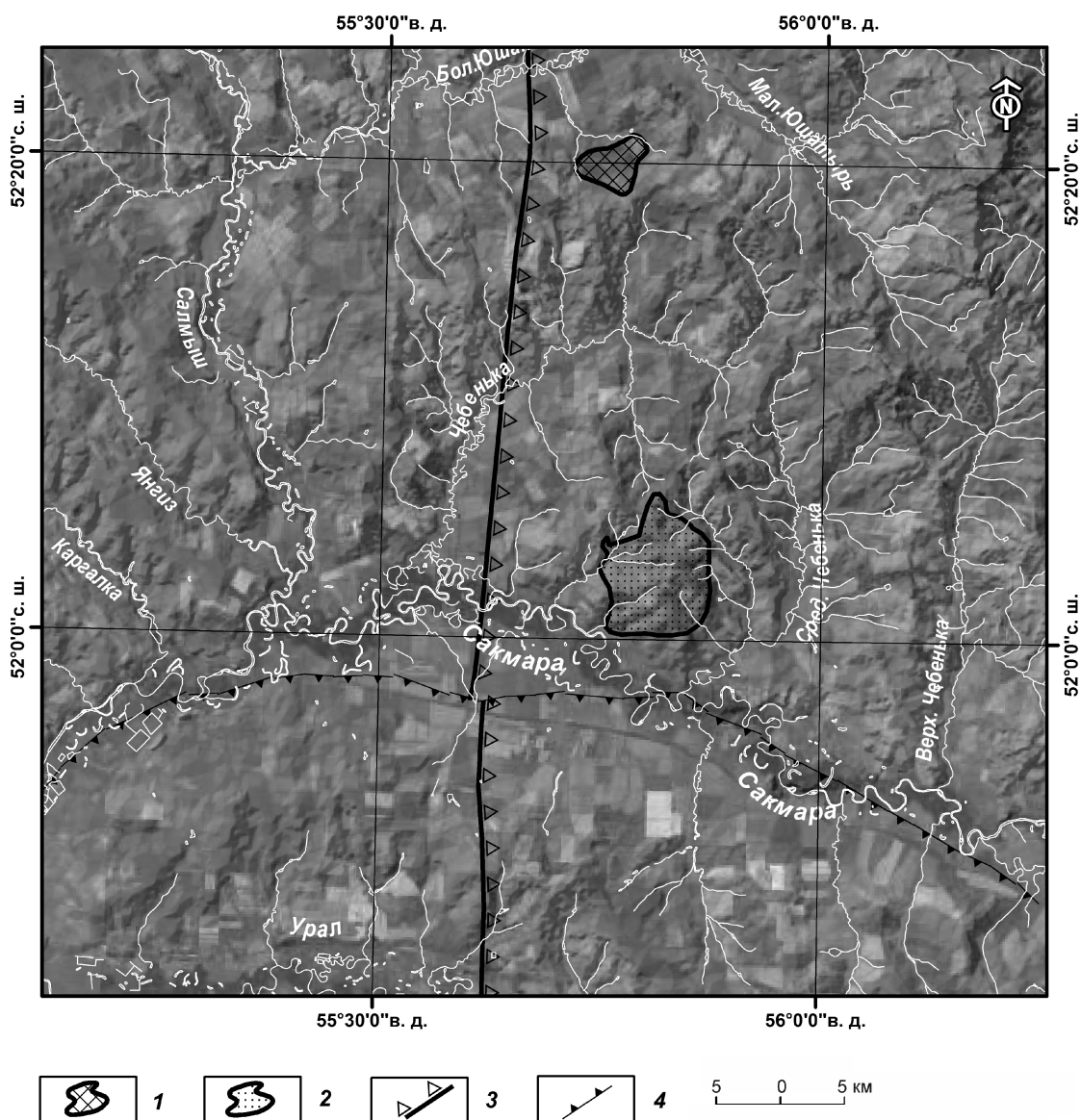


Рис. 1. Обзорная карта района Сакмарской кольцевой структуры:

1 — газоконденсатное месторождение Совхозное; 2 — Маякская структура; 3 — западная граница Предуралья; 4 — Сакмарский разлом

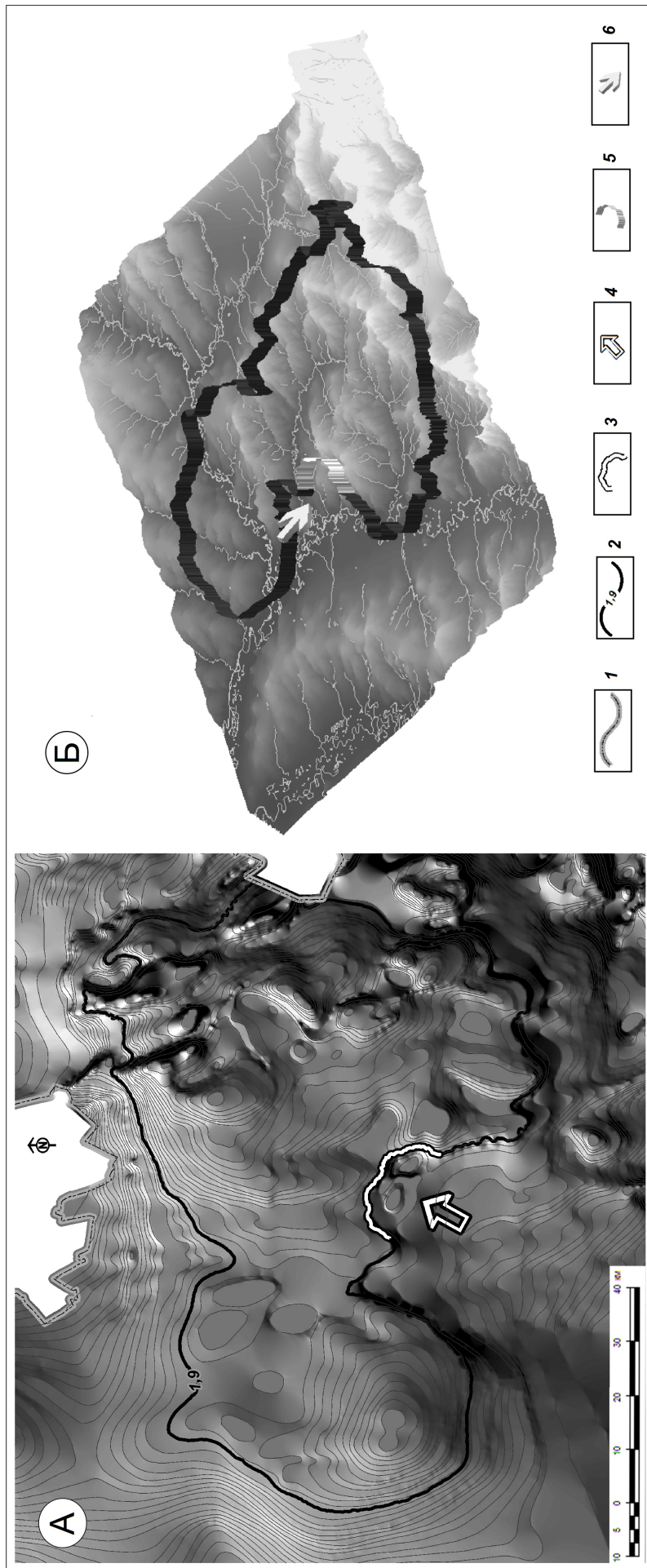


Рис. 2. Поверхность аномального магнитного поля (А) и палеогеографическая реконструкция рельефа Сакмарской кольцевой структуры (Б):

1 — границы Оренбургской области; 2 — магнитный вал; 3 — магнитный валик; 4 — магнитный фронт; 5 — направление возмущающего объекта; 6 — направление возмущающего объекта в 3D-пространстве

нитный вал». В понятийном смысле ее природа объяснима грандиозным тангенциальным перемещением слабомагнитных терригенных отложений с формированием мощной насыпи, периметр которой характеризуется ясной подковообразной формой. Самая его вогнутая часть, обозначенная на рис. 2 как «магнитный фронт», вытянута по длинной оси на расстояние 6,3 км и охватывает две соседствующие друг с другом небольшие, но противоположные по знаку аномалии магнитного поля.

Чтобы сравнить пространственные позиции Сакмарской кольцевой структуры и характерных элементов аномального магнитного поля, контрастность весьма пологого рельефа района была искусственно усилена инструментальными средствами геоинформационной системы ArcGIS 10.

На полученную в результате этой процедуры сцену были вынесены все отмеченные характерные элементы магнитного поля, такие как магнитный фронт и магнитный вал. При этом с целью наглядности использовалась техника «выдавливания» векторов, благодаря которой линии магнитного вала и магнитного фронта преобразовались в «стены», основанием которых является заново отстроенная модель дневной поверхности Сакмарской кольцевой структуры (см. рис. 2, Б).

Рисунок иллюстрирует удивительно точное пространственное совмещение магнитного фронта (светлый фрагмент лентообразной границы магнитного вала) с главной возвышенностью центрального кольцевого поднятия СКС.

Вопрос о случайности такого совпадения решался с помощью анализа наиболее изученной глубинной поверхности региона, играющей роль геофизического и литологического реперов. В этом качестве использовалась кровля иренского горизонта, отделяющая верхнюю терригенную толщу от кунгурской сульфатно-галогенной толщи, развитой в Оренбуржском Предуралье практически повсеместно. Детализация форм ее залегания обязана многолетним сейсморазведочным исследованиям методами МРНП, МОВ и МОГТ [1], в результате которых был накоплен обширный цифровой и картографический материал, дополненный данными бурения. Его повторная обработка и сводное картопостроение, выполненное автором на современной алгоритмической базе, позволило выявить некоторые особенности морфологии структурной поверхности кунгура (рис. 3).

На рисунке представлен рельеф кровли сульфатно-галогенной толщи кунгурского возраста, возвышающейся над условной плоскостью с абсолютной отметкой 700 м. Откартированная площадь охватывает район центрального поднятия, однако никаких концентрических элементов на ней не наблюдается.

Главная особенность рассматриваемой структурной поверхности — наличие ярко выраженных проявлений солянокупольной тектоники в виде протя-

женных гряд меридионального простирания. По данным бурения их мощность в куполах может превышать 2800 м, и такие участки фиксируются отрицательными аномалиями силы тяжести.

Особое внимание привлекает самая извилистая и фрагментированная восточная гряда с множеством сопровождающих ее относительно мелких выступов и штоков. Интересно, что во многих случаях смежные границы самой гряды и штоков имеют одинаковые очертания. На рис. 3 такие границы обозначены как «конкордантные». Их присутствие позволяет предположить изначальную консолидацию разобщенных соляных штоков в единую, практически не дислоцированную линейную структуру общеуральского простирания, такую же как ее западные соседи.

Южное окончание рассматриваемой гряды резко раздваивается, и, судя по внешнему облику откартированной развилки, это раздвоение имеет постгенетическую природу, то есть произошло уже после формирования соляной экструзии. Практически абсолютное совпадение конфигурации развилки с ломаной линией магнитного фронта (см. рис. 2) и, соответственно, с центральным кольцевым поднятием свидетельствует о причинно-следственной связи этих явлений.

В качестве рационального объяснения приведенным фактам может рассматриваться гипотеза о столкновении очень крупного астероида или кометы с уже сформировавшимся меридиональным соляным валом высотой более 2 км. В результате на дневной поверхности образовалась огромная кольцевая структура, имеющая все классические признаки астроблем. Это правильная округлая форма, наличие центрального и кольцевого поднятия, незначительная глубина предполагаемого импактного кратера по сравнению с диаметром [3].

Траектория падения космического тела была довольно полой, что объясняет линейное вспахивание слабомагнитных красноцветов, зафиксированное на карте магнитной поверхности. При столкновении произошло расклинивание гряды-мишени, ее ундуляция как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях с многочисленными разрывами сплошности и фрагментацией.

В эпицентре удара гигантская соляная структура и нижезалегающий артинский риф были разрушены практически полностью. При этом не исключено, что относительно пластичная и мощная толща солей существенно замедлила ударные процессы, предотвратив тем самым полную аннигиляцию метеоритного вещества, которое могло проникнуть в подсолевые отложения. В противном случае взрыв произошел бы на дневной поверхности без расклинивания многокилометрового соляного диапира меридионального простирания. Если согласиться со сказанным, то весьма изрезанный контур области расчленения соляной гряды можно рассматривать как вход в ударный канал, пробитый кос-

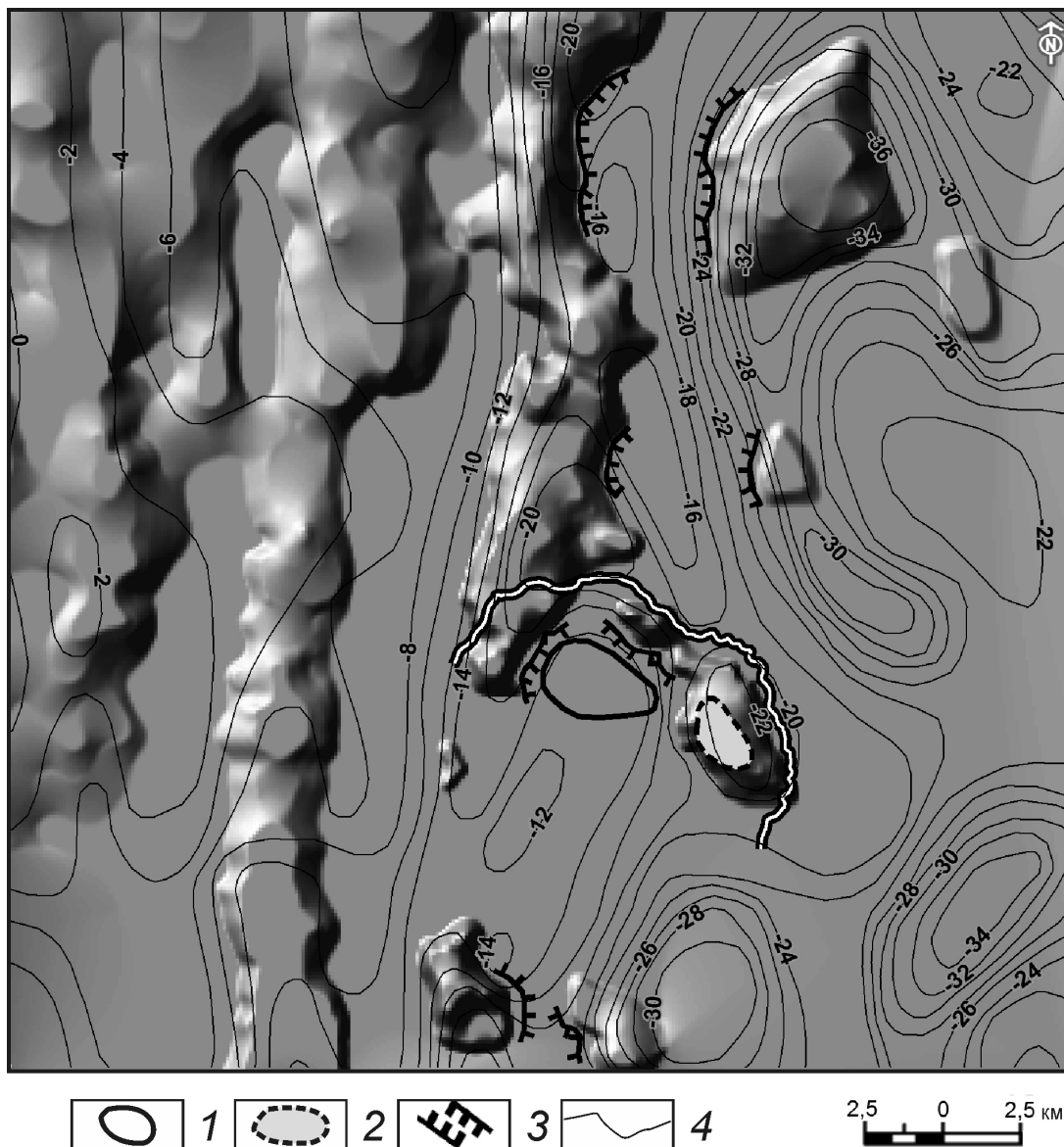


Рис. 3. Поверхность кровли кунгурского яруса центральной части Сакмарской кольцевой структуры:

магнитные аномалии: 1 — положительная, 2 — отрицательная; 3 — конкордантные границы соляных штоков; 4 — изолинии аномалий силы тяжести в редукции Буге (мГл); см. услов. обозн. к рис. 2

мическим телом (предположительно железо-никелевого состава) с поперечником не менее 2,5—3 км. Примерно такой размер имеет в плане слабая, но четко очерченная аэромагнитная аномалия, на которую указывает стрелка на рис. 2. Природа соседней с востока впадины магнитной поверхности (см. рис. 3) объясняется расположенной здесь восточной ветвью развилки исследуемой соляной гряды, почти полностью состоящей из практически немагнитного галита.

Факт отсутствия у СКС южного замыкания может быть использован для определения возраста предполагаемого космического события. Если бы оно произошло до формирования р.Сакмара, то вероятнее всего река обогнула бы с юга исключительно высокое кольцевое поднятие, чего в действительности не наблюдается.

По мнению А.Д.Наумова [5] палеогеновые и неогеновые долины были выработаны вдоль древних разломов, один из которых — глубинный Сакмарский представлен на рис. 1. Не исключено, что именно он контролировал русло уже существовавшей в то время пра-Сакмары, которое не на всем своем протяжении совпадает с долиной современной реки.

В результате произошедших в конце палеогена сводово-глыбовых тектонических подвижек наблюдаемое даже в современном рельефе ступенчатое погружение к Прикаспийской впадине было выражено гораздо более резко. Можно предположить, что в то время сакмарское правобережье представляло собой возвышенное плато или плоскогорье с отвесным уступом вдоль линии Сакмарского разлома. Косой удар громадного космического тела частично отко-

лол край высокого склона, который упав, перекрыл русло древней реки и изменил ее течение. Именно этим можно объяснить лукообразный изгиб р.Сакмара, обрезающий кольцевую структуру с юга.

Таким образом, резко выраженная незавершенность южного периметра Сакмарской кольцевой структуры объясняется попаданием космического тела в край отвесно возвышающегося плато, обрыв которого контролировался Сакмарским разломом. При этом у подножья плато образовалась своеобразная «мертвая зона», недоступная для обломочного материала, формирующего концентрические элементы астроблемы. В результате основная масса продуктов взрыва, направленная в южное полупространство, отчленилась от северного фрагмента СКС, завершив формирование водораздела рек Урал и Сакмара.

Так как русло современной р.Сакмара уже существовало в верхнеплиоценовое время [1], а геологический возраст погребенного аллювия Урало-Сакмарского междуречья предположительно верхнемиоценовый, то предполагаемое космическое событие можно датировать концом раннего неогена.

В дополнение к сказанному следует добавить, что тектоническое строение района СКС характеризуется крайней напряженностью. Хорошо дешифрируемые по космоснимкам высокого разрешения пласты верхнепермских песчаников и конгломератов триаса смяты в остроугольные лежащие складки и повсеместно разбиты на блоки разной пространственной ориентации. Залегание пород очень крутое вплоть до отвесного. Преобладающим простиранием толщи красноцветов является субширотное в целом согласное с изолиниями магнитного поля.

Немногочисленные маршрутные исследования, проведенные с целью обнаружения пород импактного генезиса, не дали однозначных результатов. Район находится в зоне интенсивной сельскохозяйственной деятельности (см. рис. 1), что значительно осложняет задачу. Собранный каменный материал представлен в основном брекчиями, сложенными разноразмерными обломками конгломератов верхней перми и нижнего триаса. Исследователи прошлых лет связывают их образование исключительно с процессами соляной тектоники [2], а вопрос о взрывном происхождении таких брекчий никогда не поднимался. Там же обнаружены интенсивно окварцованные песчаники с расплюснутыми и ориентированными в одном направлении зернами кварца. В отдельных образцах кварцитов хорошо заметны признаки течения и вскипания в виде микропористых зон и включений.

Таким образом, приведенные факты могут свидетельствовать о совершенно неизученном моменте геологической истории южного Предуралья. Несмотря

на то, что в настоящее время неоспоримые доказательства космического происхождения СКС отсутствуют, эта гипотеза имеет право на существование. К числу основных доводов в ее пользу относятся следующие:

1. Концентрически-радиальный характер речной сети.
2. Гигантские размеры СКС невозможно объяснить вулканизмом, соляной тектоникой, карстом и другими локальными геологическими процессами.
3. Геоморфологические особенности, представляющие основные структурные элементы классических астроблем, а именно — кольцевой вал и центральное поднятие, заметно выраженные в современном рельефе.
4. Практически полная согласованность цифровых поверхностей рельефа, магнитного поля и кровли кунгурского яруса в области центрального поднятия СКС.
5. Локальное разрушение карбонатного рифового массива артинского возраста в области центрального поднятия СКС.

6. Лукообразный изгиб русла р.Сакмара, резко обрезающий южное замыкание кольцевой структуры.

7. Район предполагаемого космического события интенсивно дислоцирован и разбит на множество смещенных и развернутых относительно друг друга тектонических блоков.

Проверка гипотезы космического происхождения СКС связана с глубокой ревизией многих геологических представлений и потребует значительных объемов полевых и лабораторных исследований. Однако, открытие новой очень крупной астроблемы представляет не только академический интерес, но может иметь заметное практическое значение для развития минерально-сырьевой базы региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области* // Под ред. А.С.Пантелеева. —Оренбург: Оренбургское книж. изд-во, 1997.
2. *Геология СССР. Т. XIII. Башкирская АССР и Оренбургская область.* —М.: Недра, 1964. С. 550—551.
3. *Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С. и др. Геология астроблем.* —Л.: Недра, 1980.
4. *Навальнева В.И., Яхимович Г.Д. Закономерности распространения рифовой полосы западного борта Предуральяского краевого прогиба* // Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений Оренбургской области. —Оренбург: НИПИнефть, 1998.
5. *Наумов А.Д. Краткий физико-географический очерк // Гидрогеология СССР. Т. XLIII. Оренбургская область.* —М.: Недра, 1972. С. 17—28.
6. *Рифы Урало-Поволжья, их роль в размещении залежей нефти и газа и методика поисков* // Под ред. М.Ф.Мирчинка. —М.: Недра, 1974.

Деформационно-магматические структуры северо-востока Балтийского щита: механизмы и динамика их образования

В.Т.ФИЛАТОВА (Геологический институт Кольского научного центра (ГИ КНЦ) РАН; 184209, Мурманская обл., г.Апатиты, ул.Ферсмана, д.14)

Выполненная на базе численного моделирования работа показала зависимость формирования ослабленных зон в фундаменте, предопределившими локализацию тектономагматических процессов, от действовавших в регионе напряжений. Были реконструированы зоны повышенной проницаемости фундамента, сформировавшиеся в раннем докембрии. Выполненные исследования показали унаследованность положения магмапроводящих структур региона от архея до раннего протерозоя.

Ключевые слова: численное моделирование, поля напряжений, поздний архей, ранний протерозой, магмапроводящие структуры.

Филатова Валентина Тимофеевна, filatova@geoksc.apatity.ru

Deformation and magmatic structures in the North-East Baltic Shield: mechanisms and dynamics of their formation

V.T.FILATOVA

Based on numerical modeling, the current paper illustrates the relation between the forming of weak basement zones that predetermined the localization of tectonic-magmatic processes and the former strains in the region. The zones of increased permeability of the basement, which formed in the early Precambrian, have been reconstructed. The investigations have revealed the location of magma feeding channels in the region being inherited from the Archaean to the early Proterozoic.

Key words: numerical modeling, stress fields, Late Archaean, Early Proterozoic, magma feeding channels.

Докембрийская земная кора северо-восточной части Балтийского щита представляет собой один из интереснейших геологических объектов и считается благоприятным структурным элементом для изучения ее внутреннего строения. В силу своей хорошей изученности она всегда служила естественным полигоном для всестороннего исследования кристаллических комплексов земной коры и реконструкции условий формирования коры континентального типа. Применительно к исследуемому региону предлагаются и разрабатываются различные альтернативные геотектонические и геодинамические модели развития региона, но до сих пор остаются неясными процессы, приведшие к своеобразию строения и состава древней коры. Предметом дискуссий являются механизмы формирования земной коры в раннем докембрии. В связи с этим весьма актуально в процессе исследований привлекать математическое моделирование для того, чтобы охарактеризовать различные стороны тектонической эволюции региона на количественном уровне, а также объяснять механизм и динамику ее преобразования. В этом ряду особо значимой является задача разъяснения причин возникновения условий, вызывающих тектонические деформации, на-

пряжения в коре и структуры разрушения в их взаимосвязи.

Представленная работа выполнена с использованием методов численного моделирования для объяснения динамики становления системы деформационно-магматических структур северо-востока Балтийского щита в период 3,0—1,6 млрд. лет назад. Для этого были построены количественные модели напряженно-деформированного состояния земной коры региона с учетом ее эволюционного развития и впервые определены структуры, благоприятствующие подъему мантийных основных-ультраосновных магм. Допускается, что исследуемый регион представлял собой неоднородное упругое тело, подверженное действию объемных сил и заданных напряжений на его границе. Решалась краевая задача в напряжениях. Выделение ослабленных зон в фундаменте, предопределивших локализацию магматических процессов, осуществлялось путем оценки максимальных скалывающих напряжений. Впервые выявлена взаимосвязь локализации глубинных разломов (областей активизации) и напряженно-деформированного состояния коры, обусловленного действием региональных тангенциальных напряжений. Полу-

ченные результаты позволяют понять причины унаследованности областей геодинамической активности в раннем докембрии, а также дают основание пересмотреть существующие представления о механизме формирования земной коры северо-востока Балтийского щита.

Геологическая характеристика земной коры региона. Значительная часть исследуемого региона сложена докембрийскими породами [14], возрастом 3,2—2,6 млрд. лет, слагающими архейские мегаблоки — Мурманский, Кольский, Беломорский и Карельский, которые в своей взаимосвязи формируют коллажное строение земной коры региона (рис. 1). Среди второстепенных структур из-за особенностей

своего строения и состава пород выделяется архейская Кейвская структура, встроенная в структуру Кольского мегаблока. Кроме того значимыми являются следующие структурные зоны: архейские зеленокаменные пояса — Колмозеро-Воронья, Ёнский и Терско-Аллареченский, раннепротерозойские мобильные пояса — Лапландский гранулитовый и Печенга-Варзугский рифтогенный, а также гигантские палеозойские щелочные массивы (Хибинский, Ловозерский). Раннепротерозойский Печенга-Варзугский рифтогенный пояс наследует область развития архейского Терско-Аллареченского пояса. Период поздний архей—ранний протерозой характеризуется линейной тектоникой и формированием поясовых

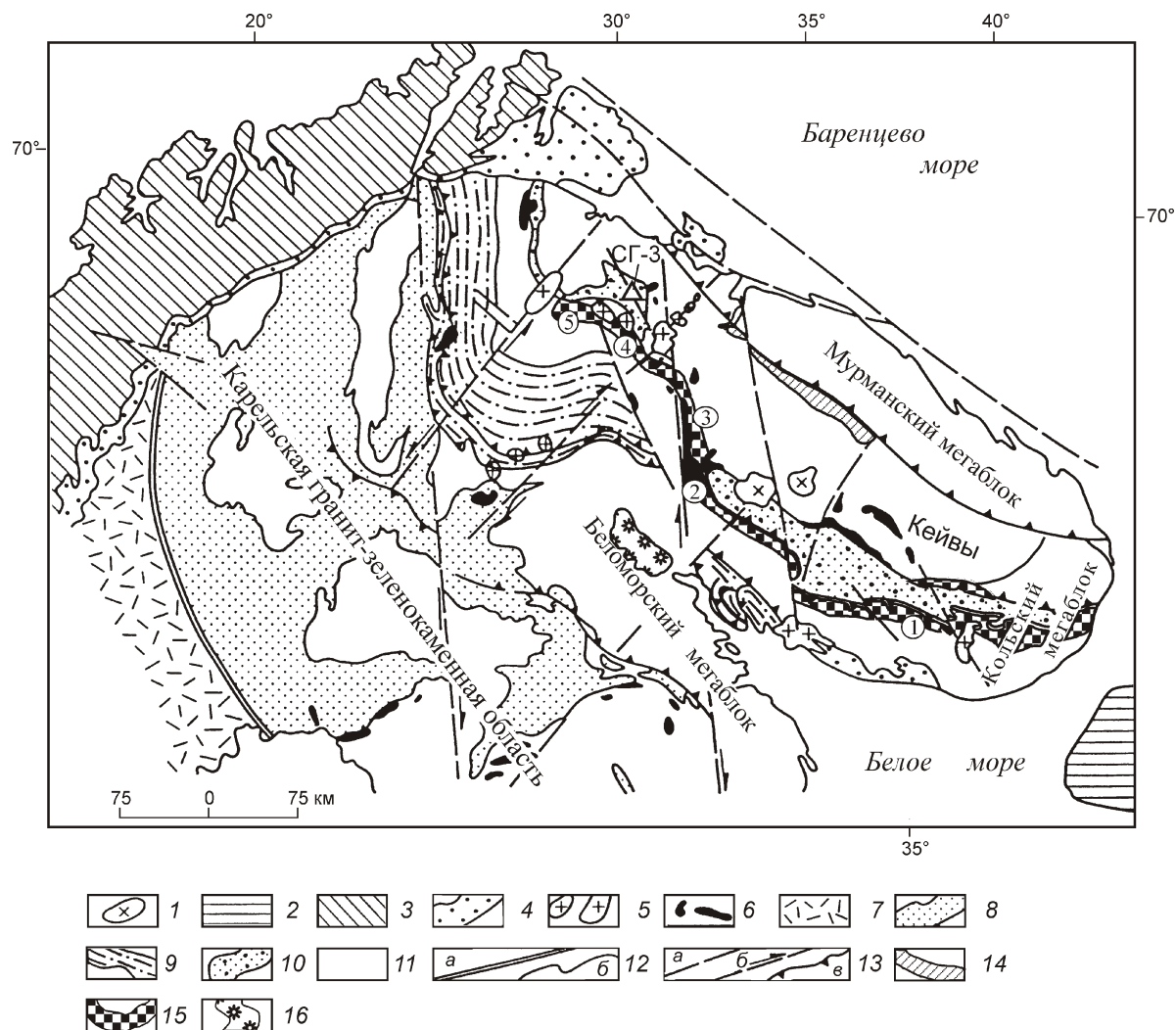


Рис. 1. Схема размещения основных структур северо-восточной части Балтийского щита:

палеозой: 1 — щелочные интрузивы, 2 — платформенный чехол, 3 — каледониды Норвегии; 4 — осадочные формации позднего протерозоя; ранний протерозой: 5 — гранитные плутоны, 6 — массивы основных и ультраосновных пород; осадочно-вулканогенные комплексы: 7 — свекофениды, 8 — карелиды; пояса: 9 — Лапландский гранулитовый, 10 — палеорифтогенный Печенга—Имандра—Варзуга; 11 — гранито-гнейсовый фундамент протерозойских структур; 12 — геологические границы: а — щита, б — подчиненных структур; 13 — разрывные нарушения: а — разломы неопределенного характера, б — сдвиги, в — надвиги; архейские вулканогенно-осадочные комплексы зеленокаменных поясов: 14 — Колмозеро-Воронья, 15 — Терско-Аллареченский, 16 — Ёнский; цифры в кружках — районы: 1 — Терский, 2 — Приимандровский (Воче-Ламбинский), 3 — Заимандровский (Оленегорский), 4 — Аллареченский, 5 — Каскамский; СГ-3 — Кольская сверхглубокая скважина

структур, которые являлись зонами многократного проявления основного магматизма. Все поясовые структуры разделены обширными полями инфра- и супракравальных глубокометаморфизованных силлических комплексов. Данных о тектоническом режиме формирования древнейшего фундамента (ранний архей) практически нет. Не исключается латеральная неоднородность структурно-вещественного комплекса фундамента региона, которая обеспечила гетерогенность его строения [4]. В целом тектонический режим формирования архейского фундамента региона исследователями описывается только в общих чертах [8]. Мобильно-проницаемые зоны рассматриваются как структуры, обладающие наибольшей проницаемостью для глубинных магматических расплавов [5]. В этих зонах отмечаются следы тектонических движений на всех активных этапах развития земной коры региона.

Магматические образования, в т.ч. и базит-ультрабазитового состава, в развитии и становлении коры региона занимают значительное место. Большинство из известных продуктивных мафит-ультрамафитовых массивов обнаруживают пространственную связь с зонами глубинных долговременных разломов и рифтогенеза. В позднем архее консолидация земной коры превращает регион в относительно стабильную континентальную структуру и исследуемая область на тот период находится в устойчивом состоянии [13]. Следовательно, можно допустить, что регион при этом мог испытывать всестороннее равномерное сжатие вследствие действия удаленных сил. Характерными структурами на тот период являлись мобильно-проницаемые зоны, образующие зеленокаменные пояса [1, 2]. В раннем протерозое основной фронт тангенциальных напряжений был направлен на северо-восток [4, 8]. При этом Мурманский мегаблок занимал устойчивое положение; не исключено, что он испытывал дополнительное давление, направленное с северо-востока на юго-запад. Следовательно, можно допустить, что в раннем протерозое регион был подвержен одноосному сжатию равномерно распределенными усилиями с юго-запада и с северо-востока. В раннем протерозое (2,55—1,6 млрд. лет назад) в результате неравномерно проявленных деструктивных процессов имела место зональная перестройка структурного плана архейского фундамента и были сформированы интракратонные рифтогенные и субплатформенные структуры карелид [4, 8]. При этом не наблюдается сужение ареалов магматизма и упрощение геометрии их зон локализации. Таким образом, окончательно сформировался структурный план региона, и произошла кратонизация земной коры. В последующие эпохи значительных геолого-тектонических процессов регион не переживал.

Методика исследований. Полагаем, что северо-восточная часть Балтийского щита на весь период геологической истории региона представляла собой

неоднородное упругое тело, подверженное действию объемных сил и заданных напряжений на его границе. При этом допускается, что тип тектономагматической активности, установившийся в раннем докембрии, был внутриплитный; конфигурация контактных границ между архейскими мегаблоками на протяжении всей геологической истории кардинально не изменялась. Рассматриваемая область состоит из нескольких конечных подобластей, каждая из них считается однородно изотропной и линейно-упругой с линейно-упругими постоянными (коэффициент Пуассона и модуль Юнга E). Каждый архейский мегаблок — это отдельная подобласть. Зоны глубинных разломов, разделяющие архейские мегаблоки, рассматриваются как подобласти шириной 25—30 км. Задаем условие, что область находится в состоянии равновесия и компоненты тензора напряжений σ_{ij} в случае плоской задачи удовлетворяют условиям равновесия [7]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} + X &= 0, \\ \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + Y &= 0, \end{aligned}$$

где X и Y — объемные силы.

При численном решении данной краевой задачи в напряжениях использовался метод граничных элементов. Численное решение строится с помощью предварительно полученных аналитических решений для простых сингулярных задач таким образом, чтобы удовлетворять заданным граничным условиям на каждом элементе контура [6]. Рассматриваем верхнюю горизонтальную поверхность модели сплошной среды. Весь процесс численного решения задач алгоритмизирован и заложен в основу разработанного пакета программ для ЭВМ с учетом результатов ранее выполненных исследований в данном направлении [9—11].

При решении поставленной задачи были рассмотрены три временных этапа развития Кольского региона 3,0—2,8; 2,8—2,5(2,55); 2,5(2,55)—1,6 млрд. лет назад и, соответственно, на каждом этапе задавалась определенная базовая модель, описывающая исследуемую область с учетом сформировавшихся к этому времени геологических структур (рис. 2). В этих целях определялся расчетный прямоугольный контур, огибающий исследуемую область, которая включает мегаблоки Мурманский, Кольский, Беломорский и краевую часть Карельского мегаблока на контакте с Беломорским. Заданный контур значительно превосходит исследуемую область по площади для того, чтобы при расчетах исключить влияние границ контура. При проведении численного эксперимента по всей границе задавалась нагрузка T . Так как нет достоверных данных об абсолютной величине действовавших в регионе сил, то принимаем их интенсив-

ность T равной единице, а при расчетах получаем величины напряжений в единицах T . Для каждой базовой модели были оценены величины напряжений σ_{xx} , σ_{yy} , τ_{xy} , что позволило рассчитать главные напряжения σ_1 , σ_2 , σ_3 и максимальные по абсолютному значению скалывающие напряжения [7]

$$\sigma_{\max} = \frac{\sigma_{xx} + \sigma_{yy}}{2} + \sqrt{\left(\frac{\sigma_{xx} - \sigma_{yy}}{2}\right)^2 + \tau_{xy}^2}$$

Величины главных напряжений рассчитаны следующим образом [7]:

$$\begin{aligned} \sigma_1 &= \frac{\sigma_{xx} + \sigma_{yy}}{2} + \sqrt{\left(\frac{\sigma_{xx} - \sigma_{yy}}{2}\right)^2 + \tau_{xy}^2} \cos 2\alpha \\ \sigma_2 &= \frac{\sigma_{xx} + \sigma_{yy}}{2} - \sqrt{\left(\frac{\sigma_{xx} - \sigma_{yy}}{2}\right)^2 + \tau_{xy}^2} \cos 2\alpha \\ \sigma_3 &= \frac{\sigma_{xx} + \sigma_{yy}}{2} - \sqrt{\left(\frac{\sigma_{xx} - \sigma_{yy}}{2}\right)^2 + \tau_{xy}^2} \sin 2\alpha \end{aligned}$$

где α — угол, который составляет ось главного напряжения σ_1 с осью OX , $\tan 2\alpha = 2\tau_{xy}/(\sigma_{xx} - \sigma_{yy})$. Окончательно значения напряжений $\sigma_{xy \max}$ нормировались и представлялись в процентном соотношении от максимального значения по региону. Таким образом, после нормировки области, отмеченные аномальными

скалывающими напряжениями, рассматривались как ослабленные зоны в фундаменте региона. Все работы выполнялись в масштабе 1:1 000 000 с использованием исходной геологической карты масштаба 1:500 000 [3]. Применительно к исследуемому региону были выполнены расчеты для нескольких вариантов нагрузки области. В случае всестороннего равномерного сжатия области (см. рис. 2, А—Б) и одноосного сжатия по линии юго-запад—северо-восток (см. рис. 2, В) наиболее отчетливо выделяются в поле скалывающих напряжений структурные особенности региона, обусловленные развитием проницаемых зон земной коры. Для других вариантов нагрузки области структурные особенности в полях напряжений прослеживаются значительно слабее, а иногда полностью размыты.

Значения линейно-упругих постоянных (μ , E) для пород архейских мегаблоков, зеленокаменных поясов, Кейвской структуры и разломных зон задавались согласно данным, приведенным в работе [11]. Для архейских мегаблоков (Карельский, Мурманский, Колыский, Беломорский) и Кейвской структуры при расчетах значение коэффициента Пуассона принималось равным 0,25, а для ослабленных зон 0,3. Зоны глубинных разломов, разделяющие архейские мега-

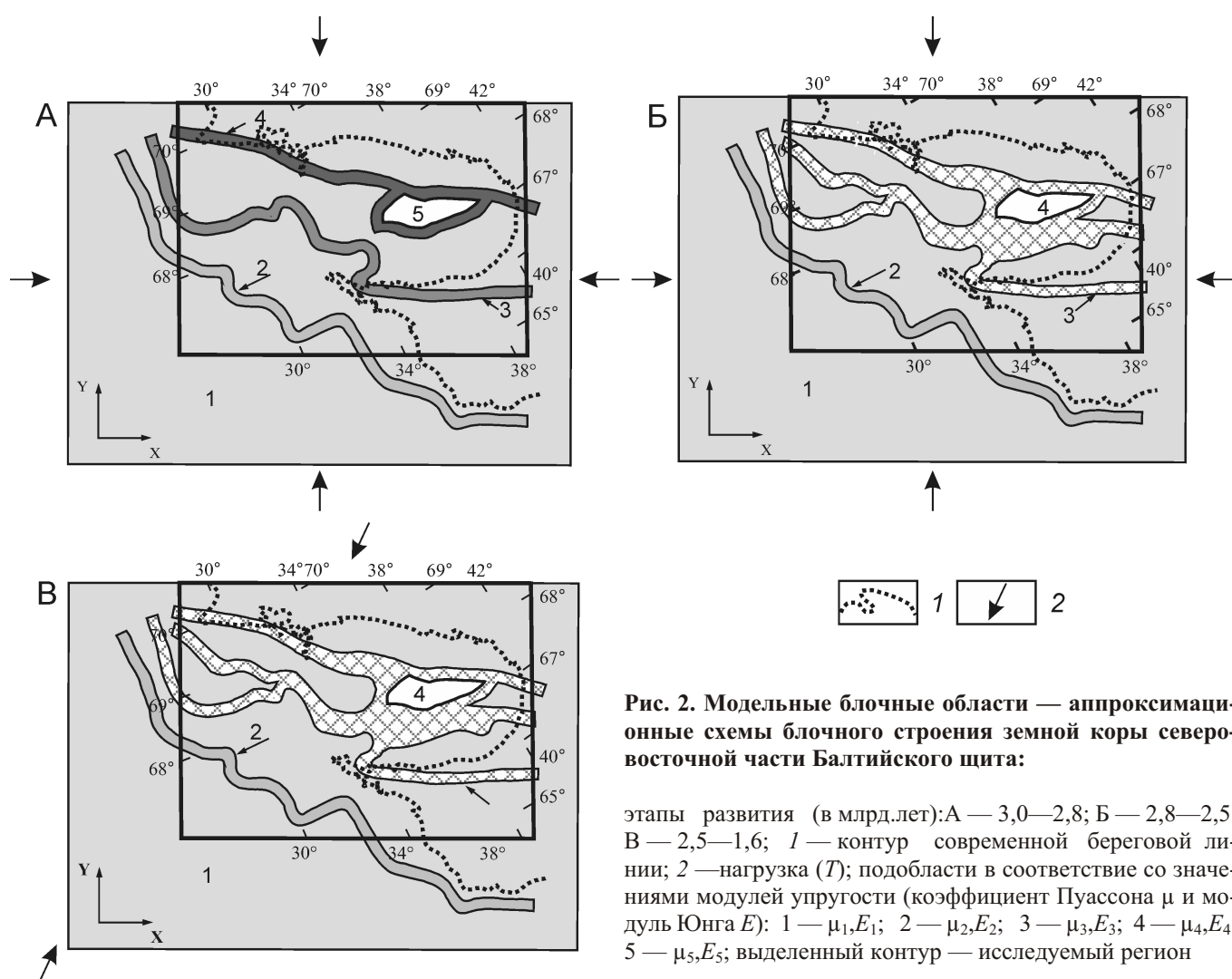


Рис. 2. Модельные блочные области — аппроксимационные схемы блочного строения земной коры северо-восточной части Балтийского щита:

этапы развития (в млрд.лет): А — 3,0—2,8; Б — 2,8—2,5; В — 2,5—1,6; 1 — контур современной береговой линии; 2 — нагрузка (T); подобласти в соответствие со значениями модулей упругости (коэффициент Пуассона μ и модуль Юнга E): 1 — μ_1, E_1 ; 2 — μ_2, E_2 ; 3 — μ_3, E_3 ; 4 — μ_4, E_4 ; 5 — μ_5, E_5 ; выделенный контур — исследуемый регион

блоки, рассматривались как ослабленные зоны. Модуль Юнга в каждой подобласти определялся как средневзвешенное значение: Карельский, Мурманский, Кольский и Беломорский мегаблоки — $6,2 \cdot 10^4$ МПа, Кейвская структура — $5,8 \cdot 10^4$ МПа. Для ослабленных (разломных) зон значение модуля Юнга задавалось на порядок меньше. Области развития зеленокаменных поясов Колмозеро-Воронья и Терско-Аллареченский (соответственно и Печенга-Варзугского рифтогенного пояса) можно рассматривать как ослабленные зоны, так как они представляют собой мобильно-проницаемые структуры.

Первый этап. 3,0—2,8 млрд. лет назад; базовая модель включает структурные элементы архейского фундамента, сформировавшиеся на момент завершения аккреции земной коры региона; в качестве подобластей используются архейские мегаблоки (Мурманский, Кольский, Беломорский и Карельский), Кейвская структура, а также разломные зоны, разделяющие мегаблоки (см. рис. 2, А). Область подвержена всестороннему равномерному сжатию. На контуре, огибающем исследуемую область, граничные условия задавались обычным способом:

$$b_s^i \quad (i_s)_0 \text{ и } b_n^i \quad (i_n)_0.$$

Допускается, что на границе область всюду подвержена действию одинакового нормального напряжения $(i_n)_0 = T$, а касательное напряжение $(i_s)_0 = 0$. На поверхности контакта подобластей r_1 и r_2 в каждой ее точке q задавались условия непрерывности усилий:

$$n_s^1(q) = n_s^2(q) \text{ и } n_n^1(q) = n_n^2(q).$$

Второй этап. 2,8—2,5(2,55) млрд. лет назад; исходная базовая модель дополняется подобластями, отмеченными аномальными значениями скалывающих напряжений на первом этапе исследований и перекрывающими территории развития зеленокаменных поясов Колмозеро-Воронья и Терско-Аллареченский (см. рис. 2, Б). Область также подвержена всестороннему равномерному сжатию, а граничные условия на контуре области задавались по тому же принципу, что и для первой базовой модели (см. рис. 2, А). На поверхности контакта подобластей задавались условия непрерывности усилий.

Третий этап. 2,5(2,55)—1,6 млрд. лет назад; исходная базовая модель по конфигурации подобластей в большей степени повторяет вторую модель (см. рис. 2, В). Область подвержена одноосному сжатию равномерно распределенными усилиями T с юго-запада и с северо-востока. Направления сжатия выбирались в соответствии с направлениями раздвиг Печенга-Варзугской рифтогенной системы и общего фронта тектонических напряжений в регионе. Если принять условие, что в локальной системе координат ось Y совпадает с направлением сжатия, то имеем

$$(i_{xx})_0 = 0, \quad (i_{yy})_0 = T, \quad (i_{xy})_0 = 0.$$

Перейдем к единой для всех моделей системе координат и для этого осуществим поворот осей координат на угол [7]:

$$\begin{pmatrix} i_{xx} \\ i_{yy} \\ i_{xy} \end{pmatrix}_0 = \begin{pmatrix} i_{xx} \\ i_{yy} \\ i_{xy} \end{pmatrix}_0 \cos^2 \alpha + 2 \begin{pmatrix} i_{xy} \end{pmatrix}_0 \sin \alpha \cos \alpha + \begin{pmatrix} i_{yy} \end{pmatrix}_0 \sin^2 \alpha, \\ \begin{pmatrix} i_{xy} \end{pmatrix}_0 = \begin{pmatrix} i_{xx} \\ i_{yy} \\ i_{xy} \end{pmatrix}_0 \sin \alpha \cos \alpha + \begin{pmatrix} i_{yy} \end{pmatrix}_0 (\cos^2 \alpha - \sin^2 \alpha).$$

В итоге имеем граничные условия по контуру области в виде [7]:

$$\begin{pmatrix} i_s \end{pmatrix}_0 = \begin{pmatrix} i_{yy} \end{pmatrix}_0 \sin^2 \alpha + \begin{pmatrix} i_{xx} \end{pmatrix}_0 \cos^2 \alpha - 2 \begin{pmatrix} i_{xy} \end{pmatrix}_0 \sin \alpha \cos \alpha, \\ \begin{pmatrix} i_n \end{pmatrix}_0 = \begin{pmatrix} i_{xx} \end{pmatrix}_0 \sin^2 \alpha + \begin{pmatrix} i_{yy} \end{pmatrix}_0 \cos^2 \alpha - 2 \begin{pmatrix} i_{xy} \end{pmatrix}_0 \sin \alpha \cos \alpha.$$

На поверхности контакта подобластей выдерживались условия непрерывности усилий.

Обсуждение результатов и выводы. На рис. 3 представлены выделенные по аномальным значениям максимальных скалывающих напряжений ослабленные зоны региона, сформировавшиеся в период поздний архей—ранний протерозой. Эти области имеют вид поясовых структур и коррелируются как с областями распространения базит-гипербазитовых интрузий, так и с зонами тектонических нарушений в Кольском регионе. Выполненные расчеты для первой базовой модели позволили выделить ослабленные зоны 1—7, для второй — 8—14 и для третьей — 15—25 (см. рис. 2). Выделенные зоны 1—4 известны по геологическим данным как архейские магмапроводящие области и подтверждены результатами выполненного моделирования, 5 и 6 раннепротерозойские. Зона 7 прослеживается вдоль по разлому северо-восточного направления, секущему Мурманский и Кольский мегаблоки. Разломы северо-восточного простирания кольские геологи считают архейскими. Выделенные зоны 8—12 являются раннепротерозойскими, 13 известна как палеозойская, а зона 14, простирающаяся субмеридианально и секущая восточную оконечность Кольского полуострова и акваторию Белого моря, не отмечается как магмапроводящая структура, ее возраст и генезис не известны. При этом следует отметить, что зона 14 сечет под углом в 10° систему разломов, показанную на тектонических схемах [4, 8, 13] (с предположительной оценкой времени заложения разломов как поздний архей). Зона 15 известна как архейская (Колмозеро-Воронья), но магматическая активность в данном районе наблюдалась и в последующие эпохи. Зоны 16—19 — раннепротерозойские, 20 — палеозойская, 21—22 являются продолжением бортов (западного и восточного соответственно) Восточно-Баренцево-морской рифтовой системы палеозойского возраста, 23—24 имеют раннепротерозойский возраст, а 25 — рифейский.

Любые критические ситуации при формировании древней коры могли вызывать заложение глубинных разломов (областей активизации) именно в ослабленных зонах, контролирующих размещение рудных поясов последовательных металлогенических эпох. В

пользу этого свидетельствуют результаты моделирования, показывающие, что все главные магматыводящие структуры региона отмечаются аномальными значениями скалывающих напряжений. Таким обра-

зом, выполненные исследования позволили реконструировать зоны повышенной проницаемости фундамента, сформировавшиеся в раннем докембрии. При этом прослеживается унаследованность положе-

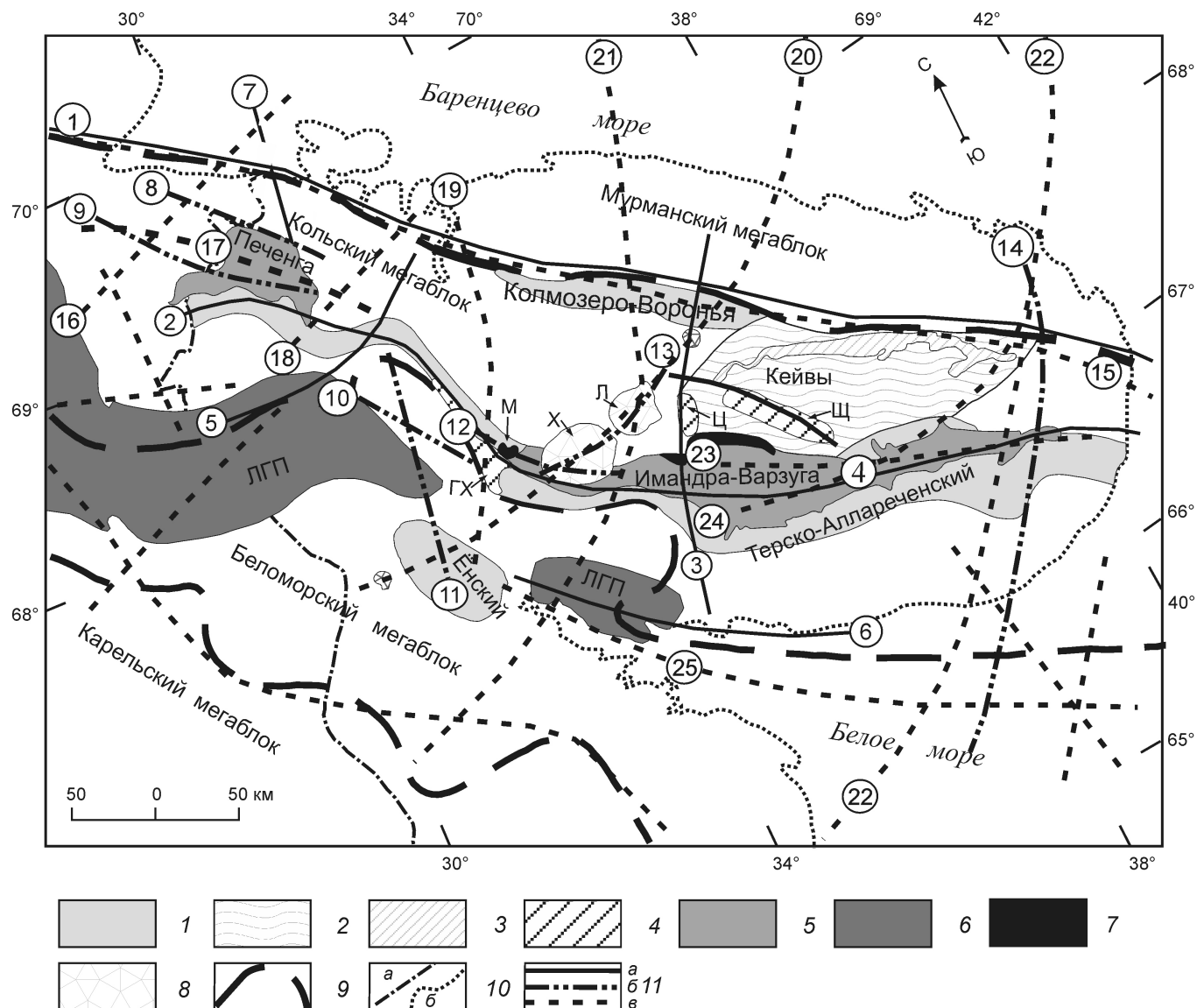


Рис. 3. Ослабленные зоны в фундаменте Кольского региона, сформировавшиеся в раннем докембрии в интервале 3,0—1,6 млрд. лет назад:

1 — архейские пояса: Колмозеро-Воронья, Терско-Аллареченский, Ёнский; 2 — Кейвская структура; 3 — высокоглиноземистые гнейсы Кейвской серии (песчовотундровская толща); 4 — массивы анортозитов и габбро-анортозитов (архей—ранний протерозой); 5 — Печенга-Имандра-Варзугская палеорифтогенная структура; 6 — Лапландский гранулитовый пояс; 7 — расслоенные массивы основных и ультраосновных пород (ранний протерозой); 8 — щелочные интрузивы (палеозой); 9 — разломы (зоны разломов) на контакте мегаблоков; 10 — государственная граница Российской Федерации (а) и современная береговая линия (б); 11 — магмапроводящие (ослабленные) зоны (цифры в кружках), установленные по аномальным значениям рассчитанных максимальных скалывающих напряжений, сформировавшиеся в интервале (в млрд. лет): а — 3,0—2,8 (1 — пояс Колмозеро-Воронья, 2 — Терско-Аллареченский пояс, 3 — Цагинская, 4 — Щучьеозерская, 5 — Туломская, 6 — Колвицкая, 7 — Лиинахамарская), б — 2,8—2,5 (8 — г. Генеральская, 9 — Порьятанская, 10 — Сальнотундровская-1, 11 — Сальнотундровская-2, 12 — Мончетундровская, 13 — Хибинская, 14 — Восточно-Кольская), в — 2,5 (15 — Северо-Кольская (Колмозеро-Воронья), 16 — Вайноспаа, 17 — Печенгская, 18 — Лицко-Арагубская, 19 — Кола—оз. Имандра, 20 — Контозеро—Хибины—Ковдор, 21 — продолжение западного борта Восточно-Баренцевоморской рифтовой системы, 22 — продолжение восточного борта Восточно-Баренцевоморской рифтовой системы, 23 — Восточные Кейвы—Панаречка, 24 — Имандра-Варзугинская, 25 — Кандалакшская; ЛГП — Лапландский гранулитовый пояс; массивы: ГХ — Главный Хребет, М — Мончеплутон, Х — Хибины, Л — Ловозеро, Ц — Цагинский, Щ — Щучьеозерский

ния магмапроводящих структур от архея до раннего протерозоя, что подтверждается геологическими данными. Из результатов следует, что предрасположенность к локализации линейных и очаговых зон повышенной проницаемости земной коры северо-востока Балтийского щита, контролирующих размещение магматических провинций, возникла уже в позднем архее. Можно допустить, что контуры контактных границ между мегаблоками на протяжении геологической истории кардинально не изменялись, земная кора развивалась на фоне региональных тангенциальных напряжений, а тип тектономагматической активности, установившийся в регионе начиная с архея, был внутриплитный.

Сформировавшиеся в коре региона мобильно-проницаемые зоны можно рассматривать как каркасные тектоногены — линейные деформационно-магматические структуры, используя терминологию, предложенную в работе [12]. Данные структуры являлись областями разрядки напряжений в коре, вдоль которых в течение каждого тектонического цикла шла перестройка коры, ее качественное изменение; имели различие в возрасте формирования, а некоторые развивались последовательно. Отчасти формировались глубинные подвижные зоны, контролирующие дифференциацию и миграцию вещества в земную кору из верхней мантии. С каждым этапом развития земной коры геотектоническая контрастность в регионе усиливалась и, соответственно, структура тектоногенов усложнялась. При этом магматические образования также отражали усложняющуюся цикличность формирования земной коры региона. В итоге древние архейские блоки региона прошиваются системой каркасных тектоногенов, контролирующих локальное накопление энергии и приводящих к резкой активизации тектонических, термических и магматических процессов.

Полученные результаты показывают, что развитие тектоногенов (мобильно-проницаемых зон) обусловлено не только влиянием глубинных подвижных зон, уходящих корнями в мантию, но и напряженно-деформированным состоянием земной коры, подверженной воздействию внешних тектонических сил. Таким образом, в исследуемом регионе уже в архее формируется линзовидно-поясовая структура коры, которая наряду с вертикальной расслоенностью приобретает латеральную мозаичную неоднородность. Следовательно, сформировавшаяся в раннем до-

кембрии система проницаемых зон в фундаменте Кольского региона определила ход развития геодинамических и магматических мантийных процессов в последующие эпохи. Разработанные методы могут быть использованы как методы экспресс диагностики, позволяющие локализовать ослабленные зоны в фундаменте и давать оценки их степени проницаемости с минимальными затратами времени и ресурсов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вревский А.Б. Коматииты из раннедокембрийского пояса Полмос-Порос (Кольский полуостров) // ДАН. 1980. Т. 252. № 5. С. 1216—1219.
2. Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы. —Л.: Наука, 1989.
3. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1:500 000 / Под ред. Ф.П.Митрофанова. —Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1996.
4. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изученности и проблемы). —Л.: Наука, 1983.
5. Земная кора восточной части Балтийского щита / Под ред. К.О.Кратца. —Л.: Наука, 1978.
6. Крауч С., Старфилд А. Методы граничных элементов в механике твердого тела. —М.: Мир, 1987.
7. Мухелишвили Н.И. Некоторые основные задачи математической теории упругости. —М.: Наука, 1966.
8. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Виноградов А.Н. и др. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:500 000). —С-Пб: Наука, 1992.
9. Филатова В.Т. Особенности формирования полей напряжений в Беломорском мегаблоке при режиме коллизионной геодинамики // ДАН. 2002. Т. 382. № 6. С. 821—825.
10. Филатова В.Т. Оценка напряженно-деформированного состояния земной коры северо-восточной части Балтийского щита в позднем архее // ДАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 249—253.
11. Филатова В.Т. Влияние напряженно-деформированного состояния среды на формирование ослабленных зон в архейском фундаменте северо-восточной части Балтийского щита // Геофизический журнал НАН Украины. 2009. Т. 31. № 3. С. 41—52.
12. Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. —М.: Недра, 1968.
13. Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита / Под ред. И.В.Белькова. —Л.: Наука, 1987.
14. Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F. et al. Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield). —Apatity: KSC RAS, 1995.

Геодинамические предпосылки развития золотокварцевой с шеелитом и шеелитовой с золотом минерализации в орогенных поясах юга Дальнего Востока России

И.И.ФАТЯНОВ, В.Г.ХОМИЧ, Н.Г.БОРИСКИНА (ФГБУН Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук (ДВГИ ДВО РАН); 690022, г.Владивосток, проспект 100 лет Владивостоку, д.159)

Золотокварцевое с шеелитом и шеелитовое с золотом оруденение в орогенных поясах формировалось в террейнах, возникших под влиянием субдукционных процессов и сдвиговой геодинамики. Масштабы развития рудных компонентов в металлогенических таксонах поясов зависели от пространственных и количественных соотношений в рудолокализирующей среде черносланцевых горизонтов (восстановители золота из гидротерм) и включений океанической коры (потенциальные источники кальция), а также специфики флюидно-магматической деятельности.

Ключевые слова: золото, шеелит, террейны, субдукция, сдвиговая геодинамика.

Фатьянов Игорь Иванович, fatyanov37@mail.ru

Хомич Вадим Георгиевич, khomich79@mail.ru

Борискина Наталья Георгиевна, boriskina2000@mail.ru

Geodynamic prerequisites of development of gold-quartz with scheelite and scheelite with gold mineralization in orogenic belts of south Far East of Russia

I.I.FATYANOV, V.G.KHOMICH, N.G.BORISKINA

Gold-quartz with scheelite and scheelite with gold mineralization in orogenic belts was formed in terranes arisen under the action of the subduction processes and fault geodynamics. The scales of the ore component development in metallogenic taxons of the belts depended on the spatial ratios and quantitative correlation in the ore-localizing setting of the black-shale horizons (reducers of gold from hydrothermal) and impregnations of the oceanic crust (potential sources of calcium) as well as on the specificity of the fluid-magmatic activity.

Key words: gold, scheelite, subduction, terranes, fault geodynamics.

На юге Дальнего Востока принято выделять Алдано-Становую часть Северо-Азиатского (Сибирского) кратона, Бурей-Цзямусы-Ханкайский супертеррейн в составе Амурской плиты и орогенные пояса: Монголо-Охотский и Сихотэ-Алинский [15]. Оба пояса относятся к типовым складчато-надвиговым системам с относительно высоким уровнем золотонности. В их пределах распространен низкосульфидный золотокварцевый тип оруденения, характерной особенностью которого является наличие в рудных телах переменных количеств шеелита. Представляется актуальным провести сравнительный анализ геодинамических условий формирования тех фрагментов поясов, в которых размещены шеелитсодержащие золоторудные и золотосодержащие шеелитовые проявления и месторождения. Таковые сосредоточены в основном в Амуро-Охотском звене Монголо-Охотья и Приморском — Сихотэ-Алиня (рис. 1). Результаты исследования могут быть использованы в комплексной прогнозной оценке металлогенического потенциала региона и сопредельных территорий.

Особенности формирования и строения орогенных поясов. Монголо-Охотская складчато-надвиговая система. Исследователи Забайкалья и Приамурья еще недавно отмечали (с позиции геосинклиналь-

ной концепции) такие важные особенности складчатого сооружения в целом и его восточного Амуро-Охотского звена, в частности, как «...продолжительное, с рифея (или ранее) и до юры раздвигово-сдвиговое развитие...», присутствие в осадочной толще «...кремнисто-вулканогенных формаций, а в отдельных зонах — подводно-оползневых образований с олистостромами и турбидитами...», «...сложное чешуйчатое (возможно чешуйчато-покровное)...» строение. Заложение Амуро-Охотского звена связывалось с процессами, имевшими место «...в зоне крупного раздвига с утоненной корой и обнаженной временами симатической подложкой», на раннем этапе развития которого был проявлен «...специфический безграничный магматизм офиолитового типа...». Длительное формирование этой крупной тектонической структуры привело к накоплению кремнисто-вулканогенно-терригенной толщи приблизительно мощностью 13—18 км. Закрытие океанического бассейна сопровождалось «...мощным сжатием и пакетированием...» надвиговых пластин [3, с. 62—68].

По современным данным [2] в строении Амуро-Охотского звена принимают участие разнотипные тектоно-стратиграфические блоки земной

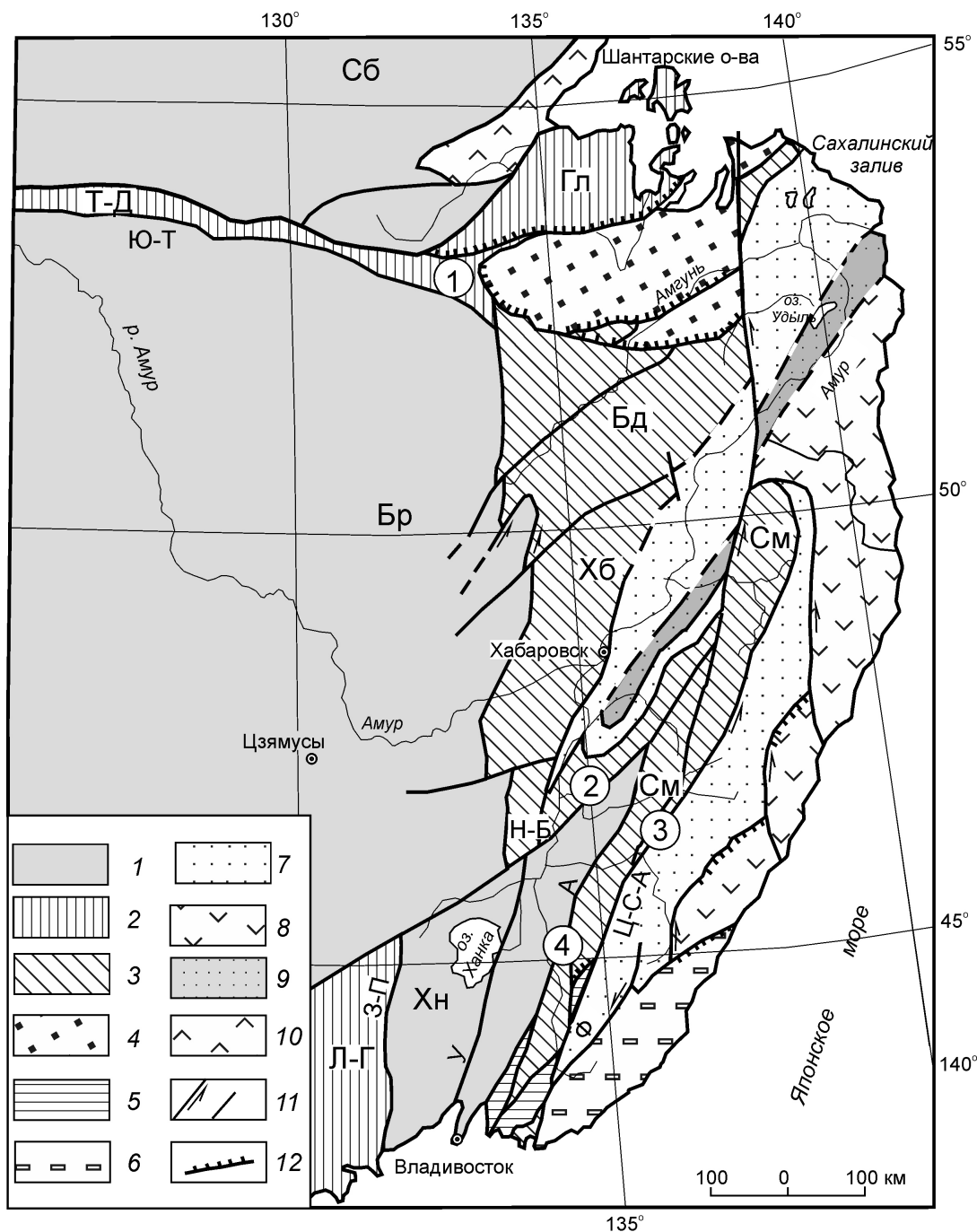


Рис. 1. Террейны Сихотэ-Алинского, Монголо-Охотского (Амуро-Охотское звено) орогенных поясов (по работе [5] с некоторыми изменениями и дополнениями) и положение площадей с золотокварцевым с шеелитом и шеелитовым с золотом оруденением:

1 — докембрийские-раннепалеозойские террейны и супертеррейны: Сб — Сибирский, Бр — Буреинский, Хн — Ханкайский; террейны: 2 — палеозойские: Т-Д — Тукурингра-Джагинский, Гл — Галамский, Л-Г — Лаоэлин-Гродековский, юрские: 3 — фрагменты аккреционных призм (См — Самаркинский, Н-Б — Наданьхада-Бикинский, Хб — Хабаровский, Бд — Баджалский), 4 — приконтинентального турбидитового бассейна (Ульбанский); 5 — фрагменты докембрийского-раннепалеозойского блока, включенные в структуры юрской аккреционной призмы и испытывавшие вместе с ними цикл син- и постаппрецизионных преобразований (Окраинско-Сергеевский комплекс Самаркинского террейна); фрагменты раннемеловых террейнов: 6 — неокемской аккреционной призмы (Таухинский), 7 — приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна (Журавлевский), 8 — баррем-альбской островодужной системы (Кемский), 9 — альбской аккреционной призмы (Киселевско-Маноминский); 10 — Охотское звено Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (ОЧВП); 11 — крупные крутопадающие разломы, в т.ч.: А — Арсеньевский, 3-П — Западно-Приморский, У — Уссурийский, Ф — Фурмановский, Ц-С-А — Центральнo-Сихотэ-Алинский, Ю-Т — Южно-Тукурингрский; 12 — надви́ги; цифры в кружках — площади с золотокварцевым с шеелитом и шеелитовым с золотом оруденением: 1 — Селемджинский, 2 — Лермонтовский, 3 — Арминский, 4 — Малиновский

коры: в одних (Тукурингра-Джагдинский, Ниланский) широко распространены океанические образования, в других (Унья-Бомский, Ланский, Ульбанский) преобладают турбидиты. Ряд геологов эти блоки рассматривают как террейны аккреционного клина [10]. Вместе с тем существует и иная трактовка происхождения турбидитовых накоплений — принадлежность к осадочным бассейнам, возникшим в зоне трансформного проскальзывания Сибирской и Амурской литосферных плит [15]. Дискуссионным представляется также отнесение ульбанских турбидитов к Монголо-Охотью. Их юрский возраст, геотектоническое положение на юго-восточной окраине палеозойд Амуро-Охотского звена, а также ряд формационных и структурных признаков послужили основанием для включения Ульбанского террейна в состав Сихотэ-Алинской складчатой системы [2, 3, 5]. Перекрывают и «сшивают» террейновые комплексы Амуро-Охотского звена меловые магматиты Хингано-Охотского и Умлекано-Огоджинского вулканоплутонических поясов, а также юрско-меловые и палеоген-неогеновые молассоидные осадки краевых и передовых прогибов [2].

Сихотэ-Алинская складчато-надвиговая система представляет собой сложное орогенное сооружение, состоящее из двух звеньев — северного (Амурское) и южного (Приморское). В строении звеньев участвуют юрские и раннемеловые террейны, представленные фрагментами аккреционных призм (Самаркинский, Таухинский, Наданьхада-Бикинский, Хабаровский, Баджальский, Киселевско-Маноминский), приконтинентальных турбидитовых бассейнов (Ульбанский, Журавлевско-Амурский) и островодужной системы (Кемский). Докембрийско-раннепалеозойский Окраинско-Сергеевский комплекс включен в состав аккреционной призмы Самаркинского террейна [2]. Приморское звено объединяет Самаркинский, Таухинский, Наданьхада-Бикинский, южную часть Журавлевско-Амурского и Кемский, Амурское — Хабаровский, Баджальский, Киселевско-Маноминский, северный отрезок Журавлевско-Амурского и Ульбанский террейны.

Формирование орогенного сооружения связано с косым поддвигом океанической плиты под континентальную и последующим (на границе мезозоя и кайнозоя) их проскальзыванием [2]. Субдукция сопровождалась широким проявлением гранитоидного магматизма и редуцированным базит-гипербазитовым. В строении системы отчетливо проявлены элементы «...раздвигово-сосдвиговой, надвигово-покровной и сдвиговой тектоники», отмечается присутствие «...рифогенных и подводно-оползневых комплексов с широко распространенными гетерокластическими (олистостромовыми) образованиями» [3, с. 84—85]. Имела место синхронность формирования позитивных и негативных тектоноформ и левосдвиговый характер основных перемещений по разломам [5, 12].

Сложность строения сооружения отчетливо проявлена в Самаркинской террейне, представляющей собой аккреционную призму (рис. 2) общей мощностью до 15 км из чередующихся пакетов офиолитов, юрских турбидитов и хаотических образований с аркозовой кластикой. В составе последних закартированы олистолиты позднепалеозойской и раннемезозойской океанической коры, представленные кремнями (D—P, P—T), известняками (C—P), базальтами, их метаморфизованными разностями [2]. Образование аккреционной призмы датируется периодом от ранней юры до мела [6, 14, 17].

Металлогенические особенности складчато-надвиговых систем. В металлогеническом отношении Амуро-Охотское звено Монголо-Охотской системы не отличается разнообразием промышленных концентраций рудогенных элементов. Профилирующим металлом большинства месторождений является золото, известны здесь также и проявления платиновой минерализации. Высоким уровнем золотоносности обладают террейны, в которых развиты океанические образования — Тукурингра-Джагдинский и Ниланский. В их пределах, помимо многочисленных россыпей, широко распространен низкосульфидный золотокварцевый тип минерализации. При этом в рудах многих золотоносных объектов, образующих субширотную металлогеническую зону значительной протяженности, присутствует шеелит (Маломыр, Токур, Унгличikan, Харга, Буровое, Толоканское и др.), иногда в весьма заметных количествах [9].

Показательным в отношении вольфрамоносности золотой минерализации является восточный участок Тукурингра-Джагдинского террейна, представленный Верхне-Селемджинским рудно-россыпным районом. Шеелитсодержащие золотокварцевые месторождения известны здесь как в филитизированных песчано-алевритовых отложениях правобережья р.Селемджа (Иннокентьевское, Токур), так и в измененных до зеленосланцевой ступени метаморфизма вулканогенно-осадочных образованиях левобережья этой реки (Унгличikan, Харга, Сагур). Шеелит обнаруживается и в россыпях притоков р.Селемджа — рек Малый и Большой Караурак, Харга и др. [8]. Отметим, что и в водотоках, дренирующих северные склоны хр.Джагды (ручьи Счастливый, Рудный) «...встречаются обломки кварцевых гидротермалитов с видимым золотом и шеелитом» [7, с. 58].

Золотоносность металлогенической зоны, приуроченной к Тукурингра-Джагдинскому террейну, в последние годы связывается с юрско-меловой тектономагматической активизацией, обусловленной коллизийным, под косым углом, взаимодействием Сибирской и Амурской литосферных плит, сменившимся затем на трансформное проскальзывание.

Сихотэ-Алинская система в сравнении с Монголо-Охотской представлена более широким спектром

рудных концентраций. Это, прежде всего, масштабные объекты олова (месторождения Комсомольского

и Кавалеровского рудных районов), вольфрама (Восток-2, Лермонтовское, Тигриное) и полиметаллов (Дальнегорский район), а также медно-молибденовые (Малахитовое), золоторудные (Благодатное, Малиновское, Оемку, Сухое) и золотосеребряные (Белая Гора, Салют, Союз) месторождения и проявления. Благороднометалльная минерализация распространена при этом весьма неравномерно. Отчетливее всего она проявлена в Самаркинском, Кемском, Журавлевско-Амурском и Ульбанском террейнах.

Золотосеребряное оруденение Кемского террейна связано с формированием Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса. Появление шеелита в рудоносных ассоциациях этого террейна нетипично. Нехарактерно оно также и в золоторудных проявлениях Амурского звена складчатой системы.

К Самаркинскому террейну приурочена раннемеловая металлогеническая зона с профилирующим медно-молибденовым, молибденовым и вольфрамовым оруденением, обычно несущим и золотую минерализацию. Зона включает серию золото кварцевых проявлений, часто содержащих шеелит. В ее пределах расположены месторождения вольфрама Восток-2, Лермонтовское, Скрытое и другие, шеелитовые руды которых содержат промышленные концентрации золота. Рудоносность зоны связывается с широким спектром магматических образований. Доминируют в пределах Самаркинского террейна хунгарийско-татибинские гранитоиды, отмечаются также образования, относящиеся к магнетитовой серии [11, 13, 18]. Их магмогенерация обусловлена косым поддвигом океанической плиты под континентальную, который впоследствии трансформировался (на границе мезозоя и кайнозоя) во взаимное проскальзывание [2, 16].

Таким образом можно констатировать, что шеелитсодержащее золотое оруденение в Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых системах наиболее распространено в Тукурингра-Джагдинском и Самаркинском террейнах. В строении террейнов достаточно много общих черт. Осадочный разрез представлен вулканогенно-терригенными отложениями большой мощности, содержащими олистолиты океанической коры, — базальты, кремни, известняки. Аккреционные комплексы террейнов «сшиты» магматическими образованиями, с которыми связано поступление в проницаемые структуры рудоносных флюидов. При этом следует обратить внимание на следующий факт. Если меловые гранитоидные плутоны Самаркинского террейна являются следствием аккреционных процессов при формировании Сихотэ-Алинской системы, то появление потенциально рудоносных интрузивов в Тукурингра-Джагдинском связано с юрско-меловой тектономагматической активизацией Монголо-Охотья, обусловленной встречным проскальзыванием Амурской плиты и Сибирского кратона. Образование магмо- и флюидопроницаемых каналов в обоих случаях определено сдвиго-

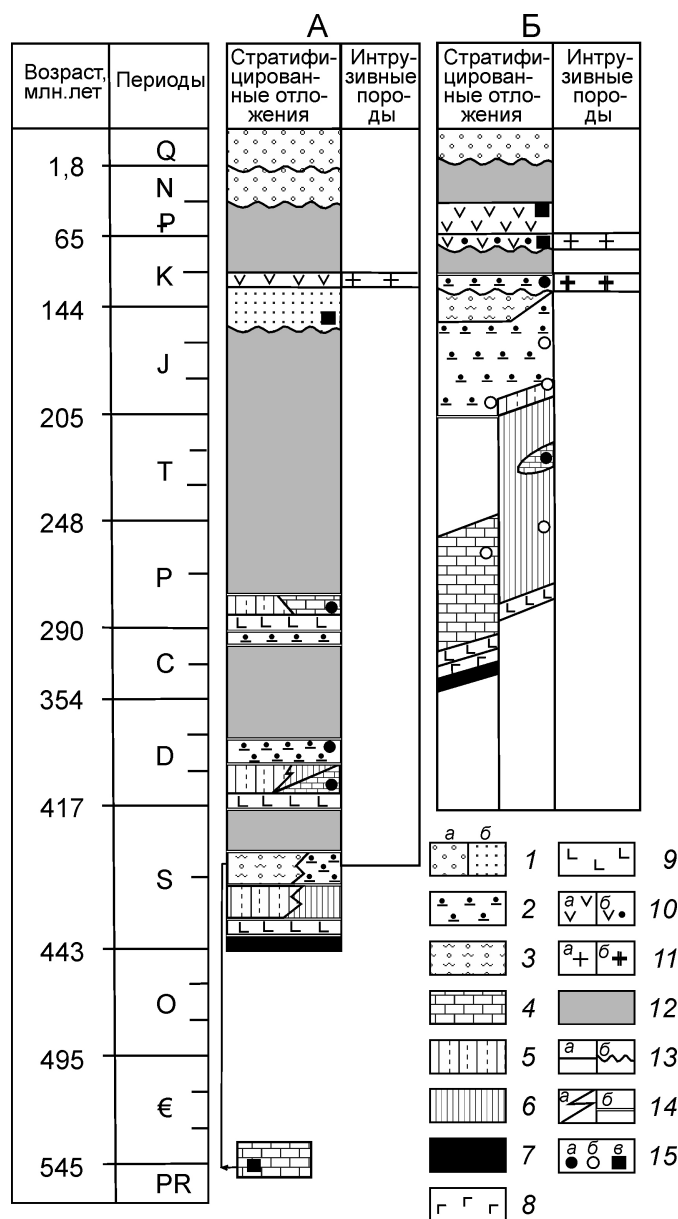


Рис. 2. Тектоно-стратиграфические колонки для Тукурингра-Джагдинского (А) и Самаркинского (Б) террейнов Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского орогенных поясов, по Л.И.Попеко, И.В.Кемкину, В.В.Голозубову [2]:

1 — терригенные отложения: а — континентальные клас-
тические, б — мелководные морские; 2 — турбидиты; 3 —
микститы (хаотические образования); 4 — известняки; по-
роды: 5 — глинисто-карбонатно-кремнистые, 6 — крем-
нистые, 7 — ультрамафиты, 8 — габброиды, 9 — базальты;
10 — вулканические комплексы: а — надсубдукционные,
б — трансформных окраин; 11 — гранитоиды: а — над-
субдукционные, б — коллизионные; 12 — стратиграфиче-
ские перерывы; 13 — контакты: а — интрузивные, страти-
графические, б — несогласные; 14 — границы: а — фаци-
альные, б — тектонические; 15 — органические остатки:
а — макрофауна, б — микрофауна, в — флора

вой геодинамикой, обеспечившей появление сосдвиговых структур растяжения. Сдвиговая геодинамика сопровождалась динамометаморфическими преобразованиями пород с разномасштабным перераспределением макро- и микроэлементов, что также оказало существенное влияние на минералообразование.

Геодинамические предпосылки для развития золотоносных шеелитсодержащих концентраций и сценарий их образования. Из приведенной краткой характеристики Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем видно, что, несмотря на их становление в разные временные периоды (первой в палеозое, второй в мезозое), формирование этих сооружений протекало по близким схемам. Заложение систем было связано с развитием раздвиговых тектоноформ. Рифтогенез сопровождался накоплением в морских бассейнах больших объемов вулканогенно-терригенного материала. Последовавшее затем субдуцирование океанической коры под континентальное обрамление бассейнов, осложнявшееся сдвиговой тектоникой, вело к образованию аккреционных призм, неотъемлемая составная часть которых — специфические тектоно-стратиграфические комплексы с офиолитами и хаотическими образованиями. Сдвиговой геодинамикой, сменившей субдуцирование литосферных плит на их трансформное проскальзывание, завершилось формирование рассматриваемых складчатых сооружений.

Таким образом, к юрско-меловому отрезку времени в обоих складчатых сооружениях возникли две необходимые предпосылки для образования шеелитсодержащего золотого оруденения. Это присутствие в аккреционных комплексах террейнов углеродистых терригенных толщ с фрагментами океанической коры (базальты, известняки, кремни) и развитие сосдвиговых структур растяжения (магмо- и флюидо-проводящие каналы), обусловленных проявлением сдвиговой тектоники. Реализация рудного потенциала в дальнейшем зависела от характера и масштабов магматической деятельности, связь которой прослеживается и с процессами формирования складчатых сооружений, и с развитием сдвиговых тектоноформ.

Известно, что золотая минерализация складчатых областей Дальнего Востока тяготеет к полям развития гранитоидных комплексов магнетитовой серии [11, 13, 18], а также самостоятельных (по Ф.К.Шипулину) малых интрузий. Шеелитсодержащее золотое оруденение не является исключением. С учетом изложенного, генерализованный сценарий образования золотоносных шеелитсодержащих концентраций представляется следующим. Совместная миграция золота и вольфрама к верхним горизонтам земной коры осуществлялась во флюидно-магматических колоннах, характеризовавшихся достаточно высокой активностью кислорода. По достижении флюидными потоками фрагментов аккреционных призм, обладавших значительными концентрациями органического углерода (например, чер-

носланцевых накоплений), золото в рудолокализирующих структурах восстанавливалось до самородного состояния. Шеелит при этом отлагался в том случае, если в рудовмещающей толще присутствовали олистолиты океанической коры. Кальций для образования шеелита поступал из океанических включений — известняков и базальтов. В связи с низкими значениями силовых характеристик этого элемента [4] переход его в миграционную форму мог происходить в условиях зеленосланцевого метаморфизма и при гидротермально-метасоматических преобразованиях пород. Активность кальция в гидротермальных системах, более высокая, чем железа и марганца, препятствовала образованию вольфрамитов, поэтому в рудных телах он отмечается редко. Появлению этого минерала в золотоносных ассоциациях не способствовала также и активность серы, реализовавшаяся при рудоотложении прежде всего в железосодержащих сульфидах. В шеелитовых месторождениях скарнового типа (Восток-2, Лермонтовское) высаживание золота из рудоносных гидротерм происходило на ранних сульфидах в результате протекания электрохимических реакций [1].

В заключение следует отметить, что геодинамические предпосылки для образования золотоносных шеелитсодержащих концентраций в складчато-надвиговых сооружениях юга Дальнего Востока обусловлены субдукционным и коллизионным взаимодействием литосферных плит с последующим переходом их в режим скольжения друг относительно друга. Реализацию металлогенического потенциала в отношении золота и вольфрама обеспечивали: сосдвиговые структуры повышенной проницаемости, служившие каналами для проникновения флюидно-магматических колонн к верхним горизонтам земной коры; специфический юрско-меловой магматизм с развитием на гипабиссальных уровнях глубинности гранитоидов магнетитовой серии и малых интрузий; наличие в составе аккреционных призм рудолокализирующей среды, оптимальной для совместной концентрации золота и шеелита. В этой связи, приуроченность золотоносных шеелитсодержащих металлогенических зон к Тукурингра-Джагдинскому (Монголо-Охотье) и Самаркинскому (Сихотэ-Алинь) террейнам получает удовлетворительное объяснение. Масштабы развития шеелитового и золотого компонентов в металлогенических зонах во многом определялись пространственными и количественными соотношениями в рудолокализирующей среде офиолитов, известняков и черносланцевых горизонтов, а также спецификой магматической деятельности.

Выявленные предпосылки для совместного концентрирования самородного золота и шеелита в складчатых сооружениях юга Дальнего Востока предлагается учитывать при прогнозной оценке их металлогенического потенциала. Результаты проведенного исследования подтверждает также активно развиваемое в последние годы положение о том, что

металлогенические зоны могут служить важными показателями геодинамических обстановок при расшифровке истории развития подвижных зон Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гвоздев В.И.* Рудно-магматические системы скарновых шеелит-сульфидных месторождений Востока России. — Владивосток: Дальнаука, 2010.
2. *Геодинамика*, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. Кн. 1. // Под ред. А.И.Ханчука. — Владивосток: Дальнаука, 2006.
3. *Геологическая карта* Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка // Под ред. Л.И.Красного и др. — С-Пб—Благовещенск—Харбин, 1999.
4. *Годовиков А.А.* Минералогия. — М.: Недра, 1983.
5. *Голозубов В.В.* Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. — Владивосток: Дальнаука, 2006.
6. *Кемкин И.В., Филлипов А.Н.* Строение и условия образования Самаркинской аккреционной призмы Южного Сихотэ-Алиня // *Геотектоника*. 2002. Т. 36. № 5. С. 79—88.
7. *Мельников В.Д., Мельников А.В., Ковтонюк Г.П.* Россыпи золота Амурской области. — Благовещенск, 2006.
8. *Моисеенко В.Г.* Метаморфизм золота месторождений Приамурья. — Хабаровск: Хабаровское книжное изд-во, 1965.
9. *Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В.* Золоторудные месторождения востока России. — Владивосток: Дальнаука, 1996.
10. *Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И.* Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // *Тихоокеанская геология*. 1998. № 3. С. 3—13.
11. *Романовский Н.П.* Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. — М.: Наука, 1987.
12. *Уткин В.П.* Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканоплутонические пояса юга Дальнего Востока России. Ст. 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // *Тихоокеанская геология*. 1999. № 6. С. 35—58.
13. *Фатьянов И.И., Хомич В.Г.* К проблеме специализации гранитоидных флюидно-магматических систем на золото или олово (на примере Дальнего Востока России) // *Тихоокеанская геология*. 2010. Т. 29. № 3. С. 3—13.
14. *Ханчук А.И.* Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. — М., 1993.
15. *Ханчук А.И.* Палеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // *Рудные месторождения континентальных окраин*. — Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5—34.
16. *Ханчук А.И., Мартынов Ю.А.* Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // *Геологические процессы в зонах субдукции и скольжения литосферных плит / Мат-лы всерос. конф. с междунар. участием*. — Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 45—49.
17. *Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д.* и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края. — Владивосток: Дальнаука, 1995.
18. *Ishihara S.* The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Min. and Geol.* 1977. Vol. 27. Pp. 293—305.

Космогеологическое картирование термальных источников

С.А.АБУШКЕВИЧ, В.С.АНТИПОВ («Научно-исследовательский институт космоаэрогеологических методов — филиал ФГУП «Центральный научно-исследовательский институт машиностроения» («НИИКАМ» — филиал ФГУП ЦНИИмаш); 196140, г.Санкт-Петербург, Пулковское шоссе, д.82)

На примере территорий геотермальной активности недр п-ва Камчатка показаны возможности картирования источников термальных вод по данным анализа многоспектральных космических снимков Landsat TM, ETM, что имеет большое хозяйственное значение, так как термальные воды являются важным и перспективным энергетическим полезным ископаемым. Установлено, что картирование источников термальных вод по данным материалов космических съемок (МКС) теплового инфракрасного диапазона может выполняться при оптимальных условиях съемки в весенний и зимний периоды (при отсутствии мощного снежного покрова).

Ключевые слова: термальные источники, материалы космических съемок, тепловые аномалии.

Абушкевич Сергей Антонович, niicosm_as@mail.ru

Антипов Вадим Сергеевич, vniikam@mail.ru

Cosmogeological mapping of thermal springs

S.A.ABUSHKEVICH, V.S.ANTIPOV

This work shows a possibility of thermal springs mapping by data analysis of multi-spectral space photos Landsat TM, ETM, using territories of geothermal activity on Kamchatka peninsula as an example. In seismic areas, mapping of thermal springs is using in the creation of maps of seismo-tectonic zoning. Found that thermal springs mapping may be performed in winter and spring (provided that snow cover is not thick) using data of space photos in thermal infrared range.

Key words: thermal springs, space images, thermal anomalies.

Ряд многоспектральных спутниковых систем съемки среднего разрешения имеет каналы съемки, фиксирующие излучение земной поверхности в тепловом (дальнем инфракрасном) диапазоне электромагнитных волн. Наиболее доступны почти для всей территории Земли материалы космических съемок Landsat TM и Landsat ETM, регистрирующие излучение в шестом (тепловом) канале съемки (в диапазоне 10,4—12,5 мкм). Разрешение на местности МКС, полученных в тепловом канале съемки у вышеуказанных спутников, соответственно, 120 и 60 метров. Для изучения возможностей картирования термальных источников с использованием данных таких съемок на п-ове Камчатка выбраны несколько полигонов с термальными источниками и проведен анализ тепловых космических снимков в сопоставлении с данными проведенных ранее тепловых аэросъемок.

Особенность термальных источников — аномальная температура вод. Аномалии над фоном составляют первые градусы—многие десятки градусов, вплоть до температуры кипения, что должно фиксироваться в материалах космических съемок. Однако из-за недостаточной разрешающей способности

МКС и нагрева Солнцем элементов ландшафта (склоны южной экспозиции, заболоченные участки и другие объекты) на летних тепловых космических снимках наблюдается большое количество тепловых аномалий, соизмеримых с таковыми над термальными источниками, поэтому на таких МКС распознавание термальных источников затруднено.

Для выявления оптимальных условий съемки из космоса, при которых картируются термальные источники, выбранные полигоны работ были обеспечены материалами космических съемок разных лет и сезонов съемки и данными тепловой аэросъемки [2], в результате которой были зафиксированы источники термальных вод. Далее представлены результаты работ на полигонах: Кальдера Узон, Долина Гейзеров, а также рассмотрены районы размещения вулкана Ключевская Сопка и Паужетского месторождения термальных вод.

Кальдера Узон представляет собой относительно плоское понижение, врезанное в окружающее плато на 50—300 м. К центральной, несколько возвышенной части кальдеры, приурочены основные группы активных термальных проявлений. Они представлены мно-

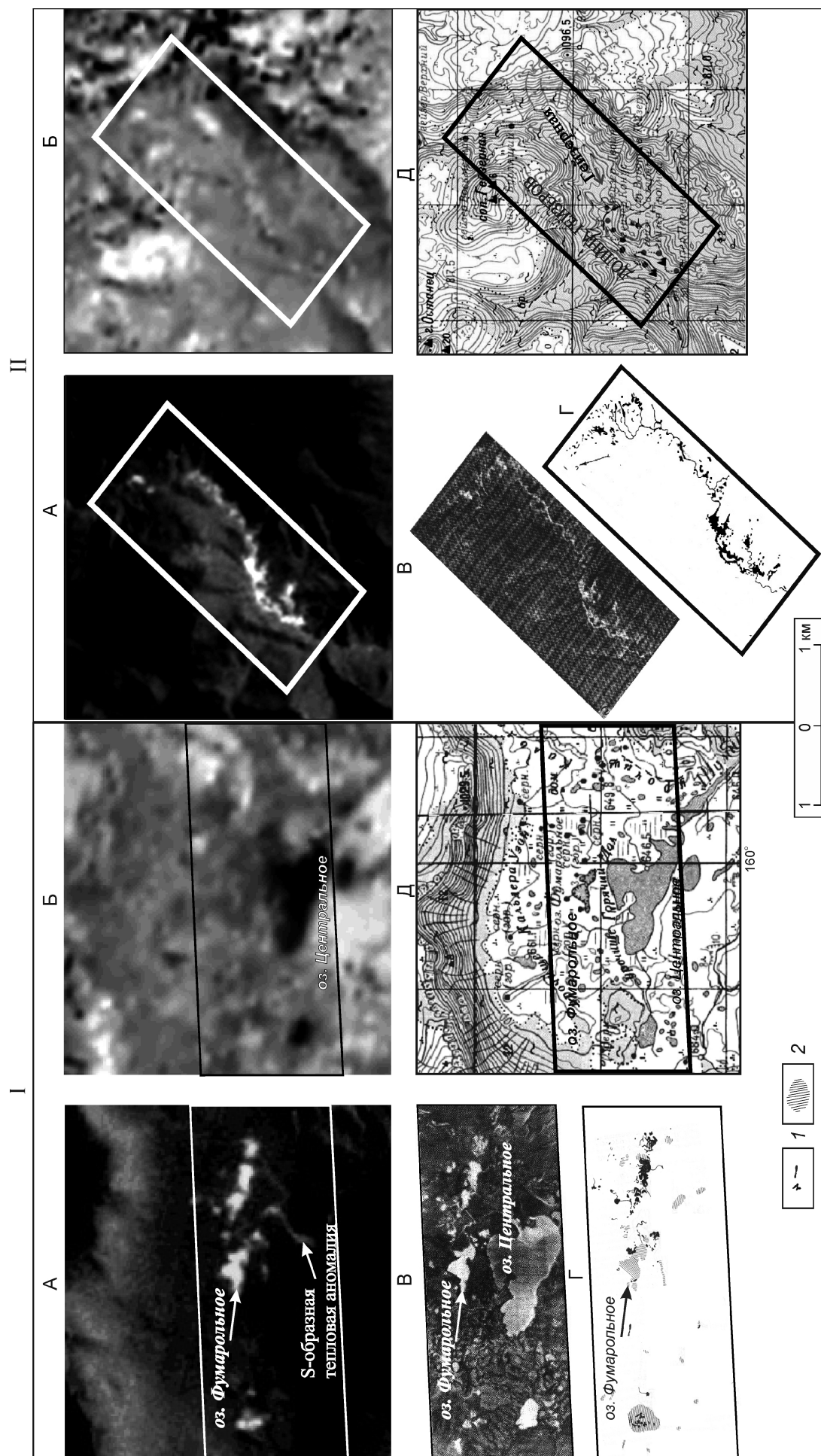


Рис. 1. Картирование термальных источников кальдеры Узон () и Долины Гейзеров () из космоса:

тепловые космические снимки, полученные в периоды: А — весенний (Landsat ETM⁺, съемка 09.04.2001, местное время 11 ч 02 мин.), Б — летний (Landsat TM, съемка 23.07.2007, местное время 11 ч 49 мин.); материалы тепловой аэросъемки [2]: В — вечерние аэроснимки 1973 г., Г — схемы дешифрирования термальных проявлений по материалам тепловой аэросъемки (1 — наиболее активные термальные проявления, 2 — участки водных поверхностей со «средним» и «слабым» нагревом); Д — фрагменты топографических карт; черный (белый) контур — местоположение участков тепловой аэросъемки

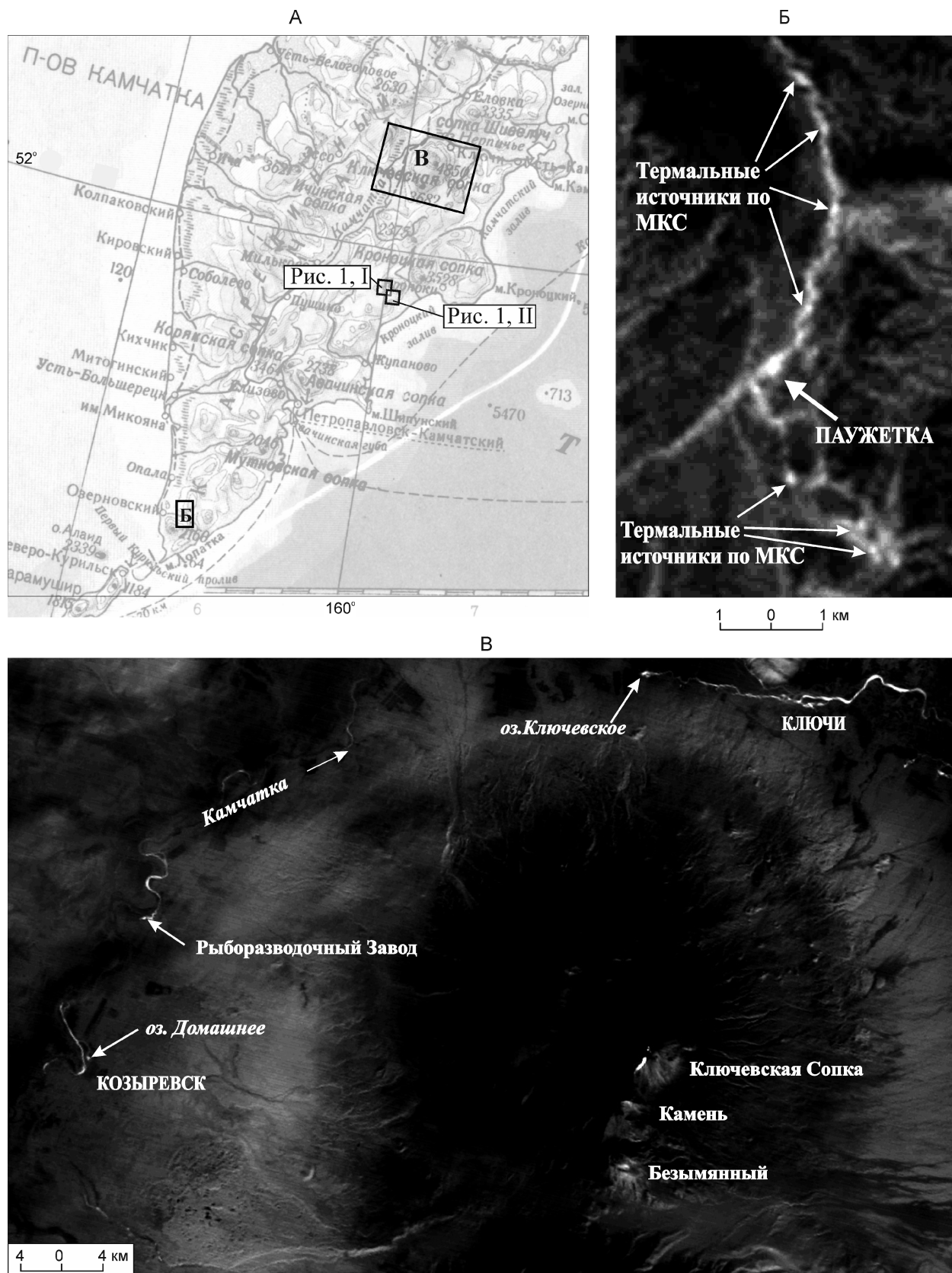


Рис. 2. Отражение термальных источников на тепловых космических снимках в центральной и южной частях п-ова Камчатка:

А — географическая карта полуострова Камчатка с местоположением фрагментов космических снимков; Б — фрагмент теплового космического снимка Landsat ETM (съемка 11.02.2001, местное время 10 ч 18 мин.) площади размещения месторождения Паужетка; В — тепловой космический снимок Landsat TM (съемка 18.02.1989, местное время 11 ч 53 мин.) района вулкана Ключевская Сопка

гочисленными горячими и теплыми источниками, озерами, ваннами, ручьями, газопаровыми струями, грязевыми котлами и вулканчиками. На рис. 1, I представлены снимки теплового канала спутников Landsat ETM и TM, полученные в весеннее (см. рис. 1, I-A) и летнее (см. рис. 1, I-B) время года. Как видно на материалах тепловой космической съемки, четкие температурные (белые) аномалии, отражающие местоположение термальных источников, проявились на весенних снимках в период сохранившегося снежного покрова. В это время года помехи незначительно мешают картированию термальных источников. Они распознаются при совмещении теплового снимка с топографической картой (см. рис. 1, I-D). Так, серым тоном на снимке отразились слабо нагретые южные склоны кальдеры Узон в ее северной части. На снимках летнего периода помехи не позволяют отдешифрировать термальные источники (см. рис. 1, I-B). На этом же рисунке приведены материалы тепловой аэросъемки (см. рис. 1, I-B) и результаты их дешифрирования (см. рис. 1, I-Г), подтвержденные наземными наблюдениями [2]. При сравнении результатов дешифрирования тепловой аэросъемки с тепловым космическим снимком (см. рис. 1, I-A) наблюдается совпадение тепловых аномалий. В центральной части исследуемой площади на этом снимке проявилась выгнутая, S-образная аномалия, не отраженная на результатах тепловой аэросъемки. По-видимому, это новый источник тепла — «теплый» ручей, который образовался в последующие годы, так как после выполнения тепловой аэросъемки до проведения космической съемки, прошло двадцать семь лет.

Аналогичная картина по результатам дешифрирования наблюдается и в Долине Гейзеров (см. рис. 1, II), являющейся одной из наиболее крупных площадей проявления термальной деятельности на п-ове Камчатка. Термальные проявления представлены многочисленными источниками, газопаровыми струями, грязевыми котлами, озерами, теплыми ручьями, расположенными отдельными группами по склонам вулканического массива и по всей долине р.Гейзерная. Река Гейзерная врезается в мощный комплекс вулканических пород и образует в средней и нижней частях узкий каньон с глубиной взреза более 300 м (наибольшая термальная активность проявлена в нижнем течении). На космических снимках весеннего времени съемки в тепловом канале они хорошо выделяются яркими температурными (белые) аномалиями (см. рис. 1, II-A). Группа наиболее ярких

из них соответствует отдешифрированным аномалиям, полученным по результатам тепловой аэросъемки (см. рис. 1, II-B, Г). На летних тепловых космических снимках (см. рис. 1, -B) даже наиболее активная часть термальных источников не видна, а тепловые аномалии, проявившиеся на летних тепловых снимках (восточная часть участка, вблизи русла р.Гейзерная), сложно отнести к геотермальным, так как они не отличимы от ландшафтных помех.

Отражение термальных источников на материалах космических съемок может быть использовано при поиске участков для строительства геотермальных электростанций, аналогичных уже действующей Паужетской. Паужетское месторождение термальных вод с разведанными и утвержденными запасами [1] выделяется ярким белым пятном в тепловом канале на космоснимке Landsat ETM (рис. 2, Б). Максимальная температура в источнике Паужетского месторождения 100 С, а на глубине 1500 м 200 С [1]. По правому притоку р.Паужетка и по самой реке на снимке дешифрируется ряд термальных источников (см. рис. 2, Б).

На тепловом космическом снимке вулкана Ключевская Сопка и его окрестностей (см. рис. 2, В) дешифрируются термальные проявления по руслу р.Камчатка в районе поселков Козыревск, Рыбозаводочный Завод, Ключи и озер Домашнее, Ключевское, где возможна подпитка вод из термальных источников. Особенно яркие и многочисленные тепловые аномалии наблюдаются в низовьях р.Камчатка у пос.Ключи. Над вулканом Ключевская Сопка видна температурная (белая) вытянутая аномалия северо-восточного простирания и несколько менее интенсивных аналогичных аномалий над вулканами Камень и Безымянный.

Выполненные работы показали, что картирование термальных источников может выполняться по материалам космических съемок Landsat TM и Landsat ETM при небольшом снежном покрове (в условиях п-ова Камчатка в феврале—начале апреля), когда максимален контраст температур между термальными источниками и окружающей средой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Методы изучения и оценка ресурсов подземных вод* / Под ред. С.С.Бондаренко, Г.С.Вартаняна. —М.: Недра, 1986. С. 466—471.
2. Шилин Б.В. Тепловая аэросъемка при изучении природных ресурсов. —Л.: Гидрометеиздат, 1980.

Палеогидрогеологические реконструкции юрско-меловых отложений западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба

А.А.КОХ (ФГБУН Институт нефтегазовой геологии и геофизики им.А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН; 630090, г.Новосибирск, проспект Академика Коптюга, д.3)

Приводятся результаты палеогидрогеохимических реконструкций западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба. Впервые выполнена периодизация гидрогеологической истории исследуемого бассейна. Построены палеогидрогеохимические схемы и разрезы по ряду площадей. Изучены особенности состава сингенетических вод юрско-мелового этапа седиментогенеза.

Ключевые слова: гидрогеологический цикл, элизионный и инфильтрационный этап, палеогеография, палеогидрогеохимия, Енисей-Хатангский региональный прогиб, Хатангский артезианский бассейн.

Кох Александр Александрович, KokhAA@ipgg.sbras.ru

Paleohydrogeological reconstructions of Jurassic-Cretaceous sediments western part of Yenisei-Khatanga regional trough

А.А.КОХ

The results of paleohydrogeochemical reconstructions in the western Yenisei-Khatanga regional trough are presented. For the first time the periodization of hydrogeological history in the study basin was performed. Paleohydrogeochemical schemes and sections on a number of areas were constructed. Features of syngenetic water composition in Jurassic-Cretaceous stage of sedimentogenesis were analyzed.

Key words: hydrogeological cycle, water expelling (sedimentation) and infiltration stage, paleogeography, paleohydrogeochemistry, Yenisei-Khatanga regional trough, Khatanga artesian basin.

Изучение западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба началось в 1936 г. с Усть-Енисейского района, в связи с проведением нефтегазописковых работ. И впоследствии связано с именами: Е.Г.Бро, Н.А.Гедройц, Г.Д.Гинсбург, Г.А.Иванова, М.К.Калинко, Н.М.Кругликов, Н.И.Обидин, В.М.Пonomarev, О.В.Равдоникас, Н.Н.Ростовцев, Г.Е.Рябухин, М.Х.Сапир, П.Д.Сиденко, Д.Б.Тальвирский, Ю.В.Федоров, А.В.Щербаков и многих других [6, 7, 12, 24, 26].

Палеогидрогеологические исследования Западно-Сибирского мегабассейна выполняли Е.А.Басков, М.С.Бурштар, С.Б.Вагин, А.А.Карцев, В.А.Кротова, Н.М.Кругликов, Б.Ф.Маврицкий, Л.С.Манылова, В.М.Матусевич, А.Д.Назаров, Б.П.Ставицкий и другие.

К структуре Енисей-Хатангского регионального прогиба, отделяющей Таймырскую систему дислокаций от Сибирской платформы, приурочен Хатангский артезианский бассейн (ХАБ), выполненный мощной толщей до 6—12 км терригенных мезозойско-кайнозойских отложений [9, 14, 23, 30] (рис. 1).

Согласно Е.А.Баскову с соавторами (1974), Хатангский артезианский бассейн входит в состав Восточно-Сибирской артезианской области [4]. Изучение особенностей геологического строения и условий седиментации показало, что мезозойско-кайнозойская часть описываемого бассейна является продолжением Западно-Сибирского мегабассейна, кото-

рая в восточном направлении становится составной частью депрессий, обрамляющих Восточную Сибирь.

Согласно принятой гидрогеологической стратификации Западно-Сибирского мегабассейна и имеющимся фактическим данным, на исследуемой территории выделяют верхний и нижний гидрогеологические этажи, разделенные между собой выдержанными по простиранию турон-кампанскими алевролитоглинистыми породами (региональный водоупор) [16, 17, 19, 20]. В пределах нижнего палеозойско-мезозойского гидрогеологического этажа (зона затрудненного водообмена) обособляются пять гидрогеологических комплексов (сверху вниз): апт-альб-сеноманский, неомский, верхнеюрский, ниже-среднеюрский и триас-палеозойский (нерасчлененный).

Верхний гидрогеологический этаж, являющийся зоной активного водообмена в исследуемом регионе, представлен слабосцементированными и несцементированными породами верхнемелового (маастрихт)-четверичного возраста. Исследуемый регион относится к зоне сплошного монолитного распространения вечной мерзлоты. Следовательно, промороженный верхний гидрогеологический этаж является региональным водоупором и оказывает существенное влияние на температурный режим осадочных пород и залежей углеводородов [5, 31].

В настоящей работе впервые выполнены палеогидрогеологические реконструкции мезозойского разре-

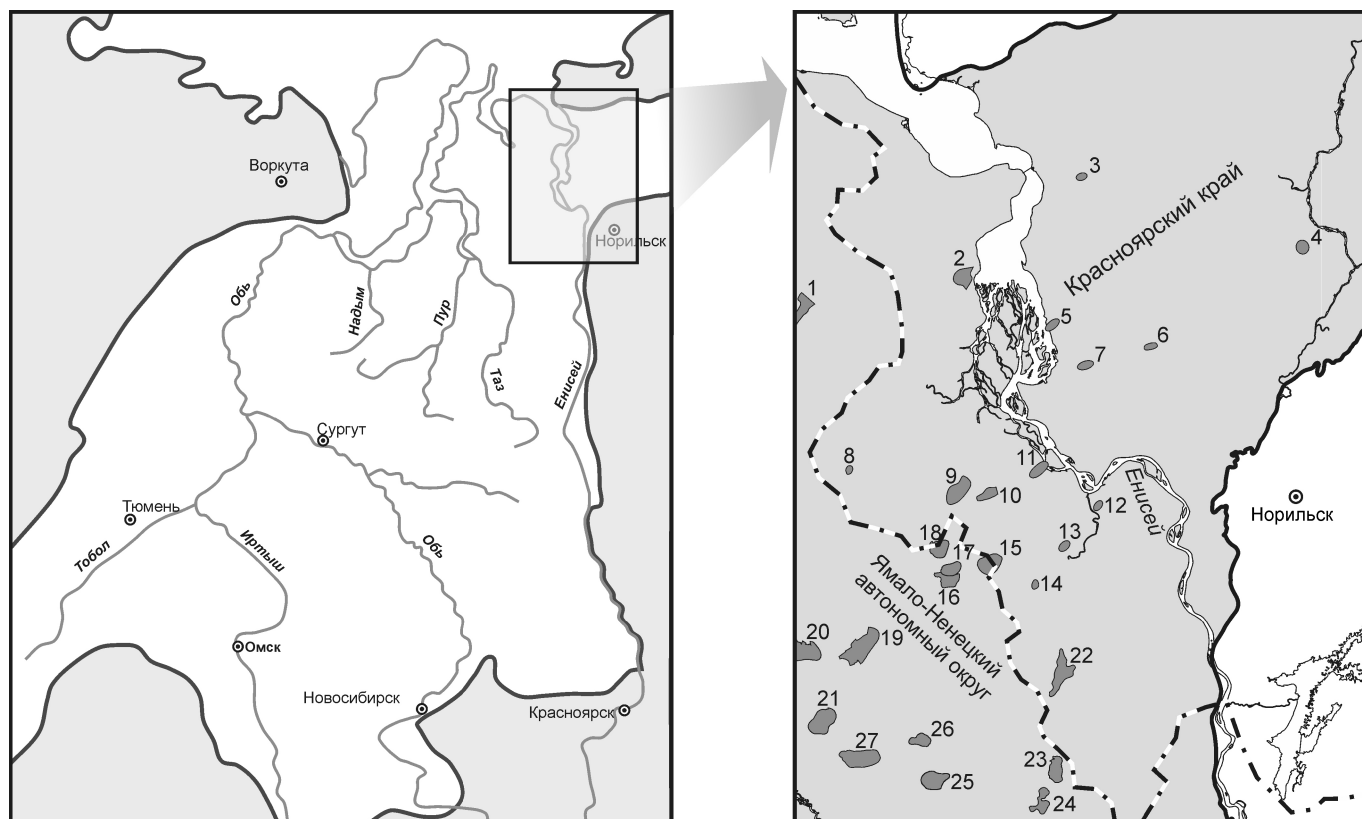


Рис. 1. Местоположение исследуемой территории:

месторождения: 1 — Ладертойское, 2 — Дерябинское, 3 — Хабейское, 4 — Джангодское, 5 — Байкаловское, 6 — Озерное, 7 — Пайяхское, 8 — Нанадянское, 9 — Пеляткинское, 10 — Ушаковское, 11 — Казанцевское, 12 — Нижнехетское, 13 — Зимнее, 14 — Горчинское, 15 — Мессояхское, 16 — Новосоленинское, 17 — Южно-Соленинское, 18 — Северо-Соленинское, 19 — Восточно-Мессояхское, 20 — Западно-Мессояхское, 21 — Южно-Мессояхское, 22 — Сузунское, 23 — Ванкорское, 24 — Лодочное, 25 — Хальмерпаютинское, 26 — Северо-Хальмерпаютинское, 27 — Пякяхинское

за западной части Хатангского артезианского бассейна и сопредельных территорий, за исключением отложений триас-палеозойского нерасчлененного комплекса, в связи с отсутствием фактических данных. Анализ развития водонапорной системы основан на выделении основных гидрогеологических циклов по методике А.А.Карцева, С.Б.Вагина, Е.А.Баскова. При проведении периодизации гидрогеологической истории и гидрогеохимических реконструкций использовались: региональные стратиграфические схемы; палеогеографические карты и атласы; литофациальные карты, построенные на основе изучения керн и ГИС скважин в ИНГГ СО РАН; результаты гидрогеологической стратификация разреза; палеогидрогеохимические реконструкции восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба и Анабаро-Хатангской седловины [2, 3, 8, 11, 15, 19, 25, 27].

Гидрогеологические циклы разделены на элизионные и инфильтрационные этапы. Из-за несоответствия границ циклов границам крупным стратиграфическим подразделений (отделы) их название дано по приуроченности к общепринятым в унифицированной стратиграфической шкале ярусам. Элизионные этапы

установлены на основе данных о существовании преимущественно морского режима седиментации, инфильтрационные — по преобладанию континентального режима осадконакопления, существовавшего на большей части исследуемого региона.

Изучаемый регион характеризуется сложным гидрогеологическим строением как по площади, так и в разрезе, потому что процессы осадконакопления в одно и то же время протекали по-разному. Таким образом, на схеме периодизации выделены два района, отражающие особенности осадконакопления в различных частях Хатангского артезианского бассейна (рис. 2). Составленная схема учитывает существование древнего некомпенсированного Хатангского моря в центральной части Енисей-Хатангского регионального прогиба, которое привело к формированию мощной глинистой гольчихинской свиты в центральной части (до 420 м на Яковлевской и 700 м на Дерябинской площадях) и образованию нижнеэокомского клиноформного комплекса, который по своему строению схож с клиноформным комплексом Западно-Сибирского мегабассейна, отличаясь ориентировкой основных структур и временем заложения [21].

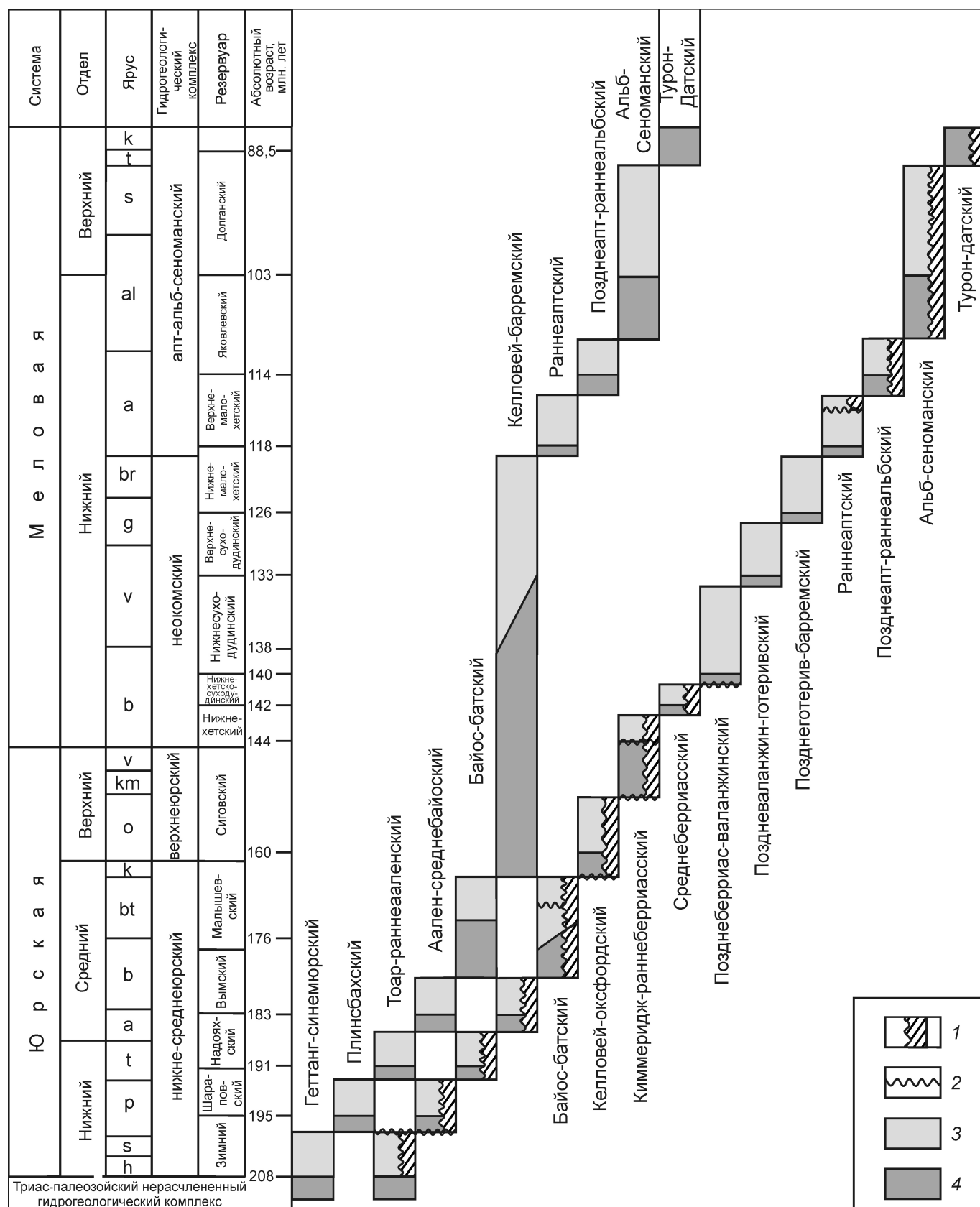


Рис. 2. Схема периодизации гидрогеологической истории западной части Хатангского артезианского бассейна:

зоны: 1 — отсутствия отложений, 2 — размыва и несогласного залегания пластов; этапы гидрогеологического цикла: 3 — инфильтрационный, 4 — элизионный

В пределах северной и юго-восточной частей Хатангского артезианского бассейна, начиная с геттангского века, можно выделить 15 гидрогеологических циклов, отражающих цикличность осадконакопления в юрско-меловое время (снизу—вверх): 1) геттанг-синемюрский, 2) плинсбахский, 3) тоар-раннеааленский, 4) аален-среднебайосский, 5) байосс-батский, 6) келловой-оксфордский, 7) киммеридж-раннеберриасский, 8) среднеберриасский, 9) позднеберриас-валанжинский, 10) поздневаланжин-готеривский, 11) позднеготерив-барремский, 12) раннеаптский, 13) позднеапт-раннеальбский, 14) альб-сенноманский и 15) турон-датский. В северо-западной и центральной частях прогиба обособляются 10 гидрогеологических циклов. Здесь отложения с келловей по баррем объединены автором в единый верхнеюрско-нижнемеловой гидрогеологический цикл (келловей-барремский), в связи с преобладанием морского осадконакопления в течение келловей-валанжинского времени (см. рис. 2).

Детальный анализ формирования состава подземных вод позволил провести палеогидрогеохимические реконструкции (проанализированы изменения водонапорной системы во времени, восстановлены соленость и состав сингенетических, захороняющихся совместно с осадком, подземных вод в прошлые этапы гидрогеологической истории). В основу реконструкций была положена теория литогенетического преобразования состава подземных вод в течение геологической эволюции осадочного бассейна и метод актуализма (естественно-исторический подход).

Рассмотрен средний состав подземных и поверхностных вод современных ландшафтно-климатических зон, встречавшихся на исследуемой территории. Согласно работам Ю.К.Смоленцева, С.Л.Шварцева и других исследователей при континентальном гумидном осадконакоплении в денудационных и денудационно-аккумулятивных областях (горы низкие, плато, возвышенные равнины, денудационные суши) пре-

обладают процессы инфильтрации пресных метеогенных гидрокарбонатных кальциевых вод с величиной минерализации до $0,5 \text{ г/дм}^3$.

В пределах низменных аккумулятивных и озерно-аллювиальных равнин (осадки русел, пойм, озер и др.) инфильтрационный водообмен приводит к формированию пресных и солоноватых инфильтрогенных вод с минерализацией до 2 г/дм^3 , с преобладанием в составе ионов HCO_3 и Ca^{2+} и при повышенном содержании ионов Cl и Na .

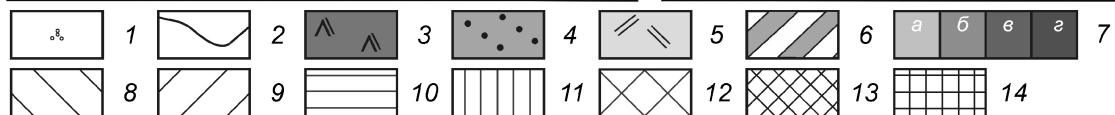
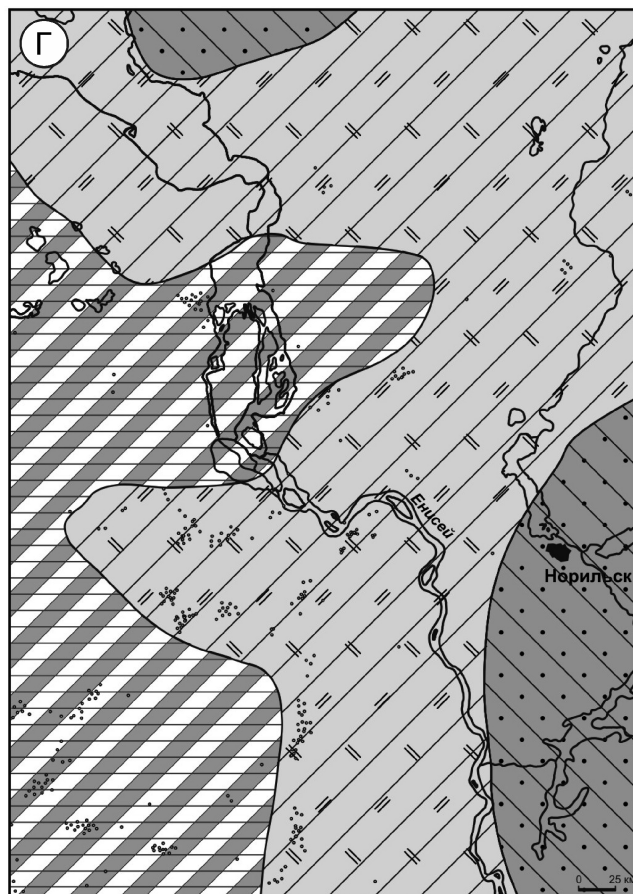
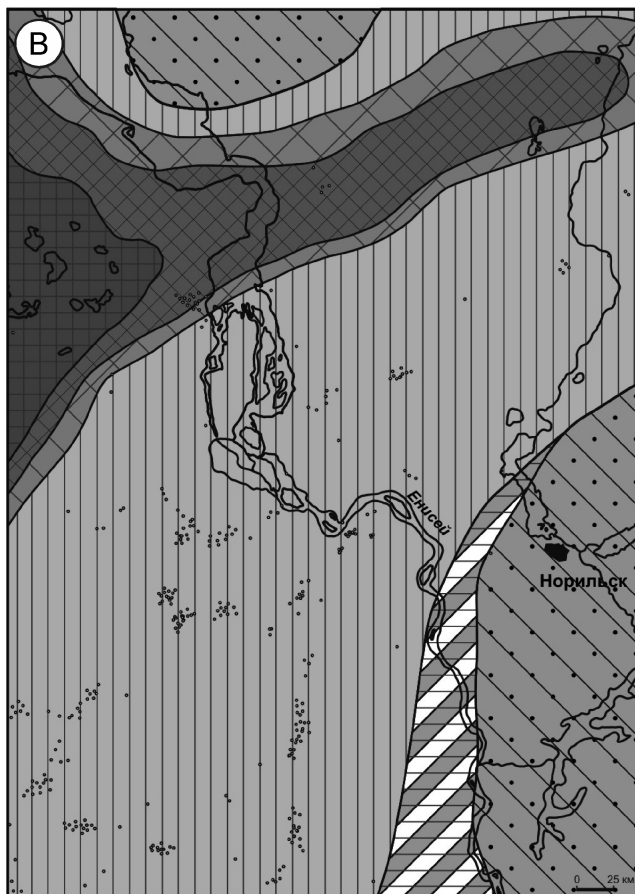
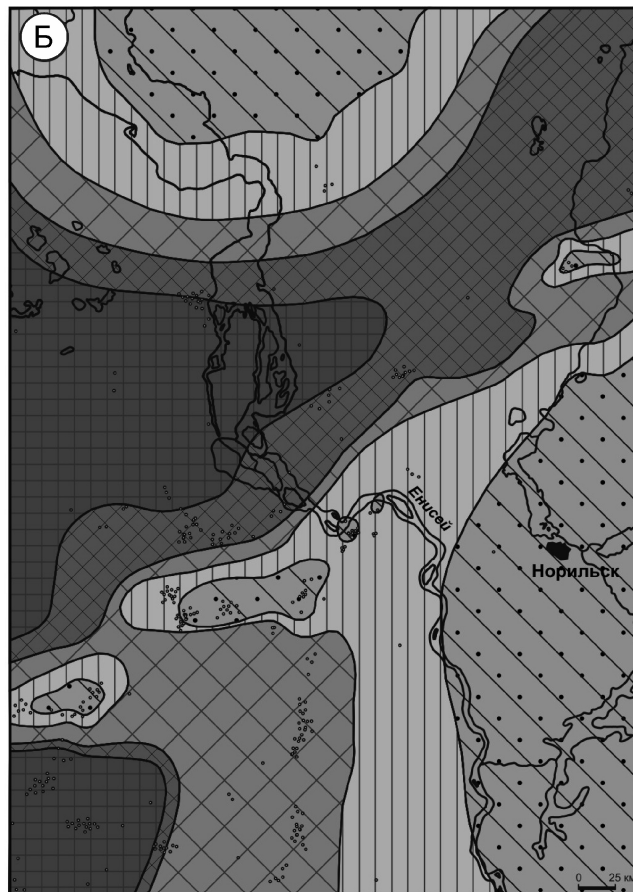
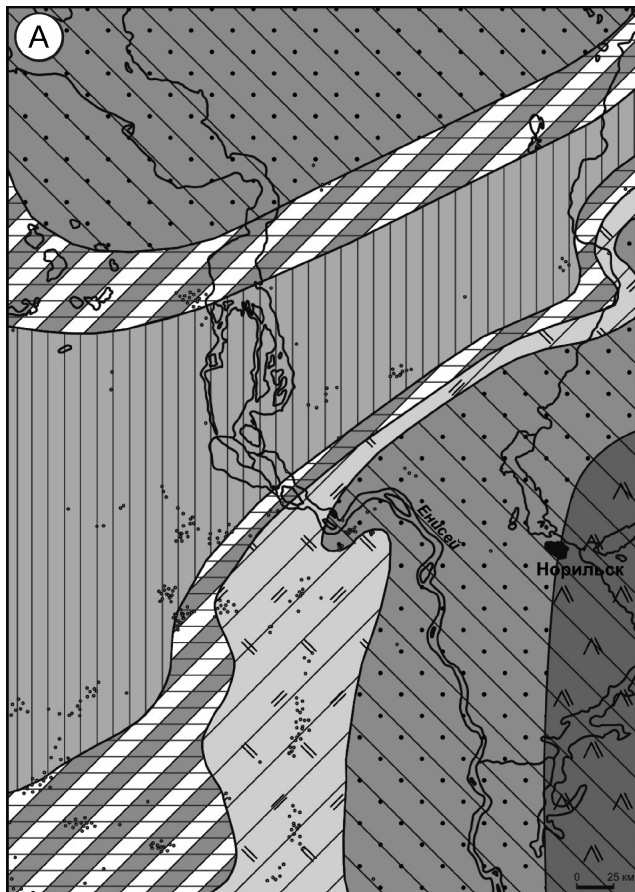
В областях прибрежно-континентального осадконакопления, в условиях прибрежных равнин, временами затапливаемых морем (дельтовые, пляжевые отложения, береговые бары и др.), происходит захоронение хлоридных натриевых солоноватых вод с минерализацией $2\text{—}5 \text{ г/дм}^3$ и повышенным содержанием HCO_3 и Ca^{2+} .

Изучение минерального состава поглощенного комплекса глин основных нефтегазоносных отложений Западно-Сибирского мегабассейна позволило И.Н.Ушатинскому с соавторами сделать следующие выводы [29]: во-первых, эпиконтинентальные моря в юрское время обладали соленостью близкой не к океанической воде (35 г/дм^3), а к морской ($20\text{—}25 \text{ г/дм}^3$); во-вторых, воды прибрежных частей морского бассейна имели опресненный характер (минерализация не превышала 20 г/дм^3). О значительном опреснении изучаемого бассейна также свидетельствует бедный видовой состав фораминифер и единичные находки эвригалинных остракод [3].

Изучение термогалинной стратификации вод Мирового океана, геохимии морских и океанических иловых вод позволило экспертно оценить значения общей минерализации и макрокомпонентный состав сингенетических подземных вод, захороняющихся при морском осадконакоплении в условиях гумидного климата [1, 22, 33]. В прибрежно-морских обстановках (глубина моря 25 м) захоронялись сингенетические хлоридные натриевые воды с минерализацией $5\text{—}15 \text{ г/дм}^3$ (при повышенном содержании ионов

Рис. 3. Палеогидрогеохимические схемы западной части Хатангского артезианского бассейна с элементами фациальной зональности геттанг-синемюр-раннеплинсбахского (А), волжского (Б), поздневаланжинского (В) и раннеаптского (Г) веков:

1 — глубокие скважины; 2 — границы палеогеографических обстановок; денудационные области: 3 — горы низкие, 4 — равнина возвышенная (денудационная суша); области осадконакопления: 5 — континентального — равнина низменная, аккумулятивная (осадки русел, пойм, озер и др.), 6 — переходного — равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем (осадки дельтовые, береговых баров, пляжевые), 7 — морского, глубина моря (в м): а — мелкое (25 м), б — мелкое ($25\text{—}100 \text{ м}$), в — мелкое ($100\text{—}200 \text{ м}$), г — глубокое ($200\text{—}400 \text{ м}$); палеогидрогеохимические зоны захоронения вод: 8 — пресных инфильтрогенных с минерализацией до $0,5 \text{ г/дм}^3$ и преобладанием в составе ионов HCO_3 и Ca^{2+} , 9 — пресных и солоноватых инфильтрогенных с минерализацией $0,5\text{—}2,0 \text{ г/дм}^3$ и преобладанием в составе ионов HCO_3 и Ca^{2+} , при повышенном содержании ионов Cl и Na ; с преобладанием в составе ионов Cl и Na : 10 — солоноватых с минерализацией $2\text{—}5 \text{ г/дм}^3$, при повышенном содержании HCO_3 и Ca^{2+} , 11 — солоноватых с минерализацией $5\text{—}15 \text{ г/дм}^3$, при повышенном содержании ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} , 12 — соленых (талассогенные) с минерализацией $15\text{—}20 \text{ г/дм}^3$, при повышенном содержании Mg^{2+} , 13 — соленых (талассогенные) с минерализацией $20\text{—}30 \text{ г/дм}^3$, при повышенном содержании Mg^{2+} , 14 — соленых (талассогенные) с минерализацией $30\text{—}35 \text{ г/дм}^3$, при повышенном содержании Mg^{2+} .



Ca^2 и Mg^2). В мелководно-морских обстановках (25—100 м) осадконакопления совместно с талассогенными осадками погребались воды с минерализацией 15—20 г/дм³ и преобладанием в составе ионов Cl и Na при повышенном содержании Mg^2 . В пределах глубин 100—200 м морского бассейна преимущественно захоранивались сингенетичные хлоридные натриевые воды с соленостью до 30 г/дм³ и повышенным содержанием ионов магния. В наиболее глубоководных частях бассейна соленость вод доходила до 35 г/дм³, что соответствует океанической воде, в составе которой преобладают ионы хлора и натрия, при повышенном содержании магния.

Составленные гидрогеохимические карты показали, что в начале геттанг-синемюрского гидрогеологического цикла исследуемая территория представляла собой прибрежную равнину, временами затапливаемую морем. Здесь захоронялись солоноватые воды с минерализацией 2—5 г/дм³. На большей части исследуемой территории преобладал инфильтрационный водообмен. В конце геттангского века началась трансгрессия морского бассейна, в результате которой центральная часть исследуемого региона превратилась в мелководно-морскую зону (с глубинами 25 м), обрамленную озерно-аллювиальными и низменной аккумулятивной равнинами. В пределах северной и юго-восточной частей исследуемого региона были развиты денудационно-аккумулятивные области, являющиеся источником обломочного материала в течение всего мезозойско-кайнозойского этапа седиментогенеза (рис. 3, А).

В плинсбахе наступление моря ознаменовало начало нового гидрогеологического цикла. Постепенная трансгрессия привела к образованию мелководного залива, который через Хатангско-Ленский пролив соединялся с морями северной части Восточной Сибири. Расположение палеогеографических обстановок и палеогидрогеохимических зон практически не изменилось с геттанг-синемюрского времени. Произошло незначительное расширение областей аккумуляции в южном, юго-западном и юго-восточном направлениях. В этих зонах захоронялись солоноватые талассогенные воды с минерализацией 5—15 г/дм³, в составе которых преобладали ионы Cl и Na при повышенном содержании ионов Ca^2 и Mg^2 . К концу плинсбаха начало регрессии привело к обмелению морского бассейна. Свидетельством этого является преобладание песчано-глинистых осадков в центральной части Хатангского артезианского бассейна.

В раннем тоаре произошло значительное погружение бассейна, которое привело к очередной волне трансгрессии и началу следующего гидрогеологического цикла. Области морского осадконакопления существенно расширились. К концу тоара в центральной части региона глубина моря достигала 100 м. Здесь совместно с талассогенными осадками погребались сингенетичные соленые воды с минерализацией

15—20 г/дм³ и преобладанием в составе ионов Cl и Na при повышенном содержании Mg^2 . В середине тоарского века происходит региональное тектоническое поднятие Западно-Сибирской геосинеклизы и, как следствие, начинается регрессия моря в исследуемом регионе. Морской бассейн начинает мелеть и опресняться. Бортовые территории представлены возвышенной денудационной сушей, постепенно переходящей в низменные и прибрежные равнины. В пределах областей континентального осадконакопления происходит оживление процессов эрозии и денудации. В пределах низменной аккумулятивной равнины преобладают песчаные и алевролитовые фракции. На большей части исследуемой территории инфильтрационный водообмен доминировал до начала ааленского века.

Во второй половине ааленского века в подавляющей части исследуемого региона установился морской режим осадконакопления, практически повсеместно происходит захоронение талассогенных хлоридных натриевых вод с соленостью 15—20 г/дм³. К концу века море мелет, вследствие усиленного приноса обломочного материала, теряет связь с океаном и становится солоноватым. Пойменная равнина, расположенная в юго-восточной части бассейна, занимает более обширную территорию. В начале байосского века палеогеографические обстановки сохраняют свои контуры [3].

В среднем байоссе наступление моря положило начало новому гидрогеологическому циклу. Происходило тектоническое погружение поверхности рельефа, нивелирование областей размыва и, как следствие, значительное расширение территорий морского осадконакопления. Зоны мелководья расширились, охватывая прибрежные и частично денудационные равнины. В пределах центральной части исследуемого региона располагалась более глубоководная часть бассейна (до 100 м), где совместно с осадком отлагались соленые воды с минерализацией от 15 до 20 г/дм³. Для большей части исследуемой территории батский век стал началом инфильтрационного этапа. В течение века бассейн постепенно мелел, в южной части образовывались равнины, временами затапливаемые морем. В их пределах погребались солоноватые воды с величиной общей минерализации, достигающей 5 г/дм³, с преобладанием в составе ионов Cl и Na и повышенным содержанием HCO_3 и Ca^2 .

Келловейский век охарактеризовался началом крупнейшей в мезозойской истории трансгрессией морского бассейна, которая привела к расширению площади Хатангского моря, имевшего некомпенсированный тип осадконакопления. Это нашло отражение в расширении зоны сублиторали до 200 м, которая стала занимать до 60% акватории морского бассейна. Море имело нормальную морскую соленость, что подтверждается составом аутигенных минералов, разнообразием двустворок, фораминифер, голо-

воногих и брюхоногих моллюсков [3]. Зона литорали окаймляла глубоководную область узкой полосой. Берега были представлены возвышенными денудационными равнинами, с господствующими там процессами эрозии и инфильтрации метеогенных вод.

Начиная с келловейского до поздневаланжинского века, в центральной и северной частях исследуемого региона доминировал морской режим осадконакопления, с незначительными колебаниями уровня моря. При этом в юго-восточной части региона наблюдалось закономерное чередование трансгрессий и регрессий, охватывающих бортовые части прогиба и возвышенные территории внутри прогиба (Восточно-Мессояхская, Западно-Мессояхская, Мессояхская и Мало-Хетская структуры). Это различие в обстановках осадконакопления нашло отражение в периодизации гидрогеологической истории (см. рис. 2).

В оксфордском веке площадь бассейна продолжает расширяться, глубоководная часть Хатангского моря охватывает все большие территории внутри прогиба. Но уже с середины оксфордского века началась регрессия, которая отразилась в незначительном уменьшении глубины моря в прибортовых частях бассейна и в районе Джангодской и Мессояхских структур.

Новая трансгрессия началась на рубеже оксфордского и кимериджского веков и достигла максимума в волжское время. В течение кимериджа происходило углубление и расширение площади морского бассейна. В пределах наиболее глубоководной части бассейна, расположенной в центре Хатангского артезианского бассейна, совместно с глинистыми осадками захоронялись талассогенные воды с соленостью, достигающей 35 г/дм^3 (в составе преобладают ионы Cl и Na , с повышенным содержанием магния).

Волжский век характеризуется дальнейшим углублением бассейна до 400 м, глубоководная часть которого занимает около половины площади акватории. В пределах Усть-Портовского мегавыступа (Мессояхская, Восточно-Мессояхская, Западно-Мессояхская, Зимняя, Семеновская, Малохетская и Точинская структуры) была развита возвышенная равнина, в основном с процессами инфильтрации атмогенных вод соленостью до $0,5 \text{ г/дм}^3$ и преобладанием в составе ионов HCO_3 и Ca^2 (см. рис. 3, Б).

С берриасского времени начинается активное заполнение некомпенсированного палеобассейна, которое происходило с различной интенсивностью поступления обломочного материала с прибортовых территорий (Восточная Сибирь и Таймырская возвышенность). В конце века происходит регрессия морского бассейна, продолжающаяся до конца валанжина. Море, отступая в северо-западном направлении, постепенно мелеет. В северо-западной части продолжают накапливаться глубоководно-морские глинистые осадки и вместе с ними соленые талассогенные воды с минерализацией от 15 до 30 г/дм^3 . В юго-западной и центральной частях развита зона мелководья, отделенная узкой

полосой равнин, временами затопливаемых морем, от возвышенных участков рельефа, располагающихся на юго-востоке региона (см. рис. 3, В).

В готеривском веке море продолжает мелеть и отступать, смещаясь практически за границы исследуемого региона. Воды реликтового водоема были опреснены, что подтверждается находками эвригалинных фораминифер [3]. Практически повсеместно доминируют прибрежно-континентальные обстановки осадконакопления, в пределах которых происходит захоронение сингенетических хлоридных натриевых вод с общей минерализацией от 2 до 5 г/дм^3 , при повышенном содержании HCO_3 и Ca^2 . Вдоль бортов Енисей-Хатангского регионального прогиба по-прежнему существуют возвышенные денудационные равнины, где преобладает инфильтрационный водообмен.

В барремское время обширной регрессией заканчивается выделяемый крупный верхнеюрско-неокомский и позднеготерив-барремский гидрогеологические циклы. Хатангское море практически полностью отступило. На исследуемой территории доминируют обстановки континентального осадконакопления. Среди них преобладают низменные аккумулятивные равнины (осадки русел, пойм, озер) с характерными для них зонами формирования пресных и солоноватых инфильтрогенных вод с минерализацией до 2 г/дм^3 . На северо-западе региона была развита прибрежная равнина.

Аптский век характеризуется двумя незначительными трансгрессиями, произошедшими в начале и середине века. Прибрежная равнина, временами затопливаемая морем, получила большое распространение в центральной и юго-западной частях (см. рис. 3, Г). В начале позднего апта установился континентальный режим осадконакопления, преобладали обстановки низменных аккумулятивных равнин.

В конце аптского—начале альбского веков начинается очередной этап трансгрессии. Мелководное море постепенно проникает вглубь континента, что подтверждается развитием обстановок прибрежных равнин, временами затопливаемых морем. С середины века началась регрессия, сопровождающаяся постепенным обмелением, опреснением морского бассейна и в последствие доминированием континентальных обстановок осадконакопления. Так обмеление исследуемого бассейна в конце сеноманского века привело к размыву долганского резервуара и яковлевского флюидоупора на Малохетском мезовыступе (Нижне-Хетская и Мало-Хетская структуры).

В верхнемеловое время произошла крупнейшая трансгрессия морского бассейна, приведшая к образованию регионального турон-кампанского водоупора, разделяющего верхний и нижний гидрогеологические этажи.

В пределах прибортовых зон на протяжении всей истории развития бассейна господствовали обста-

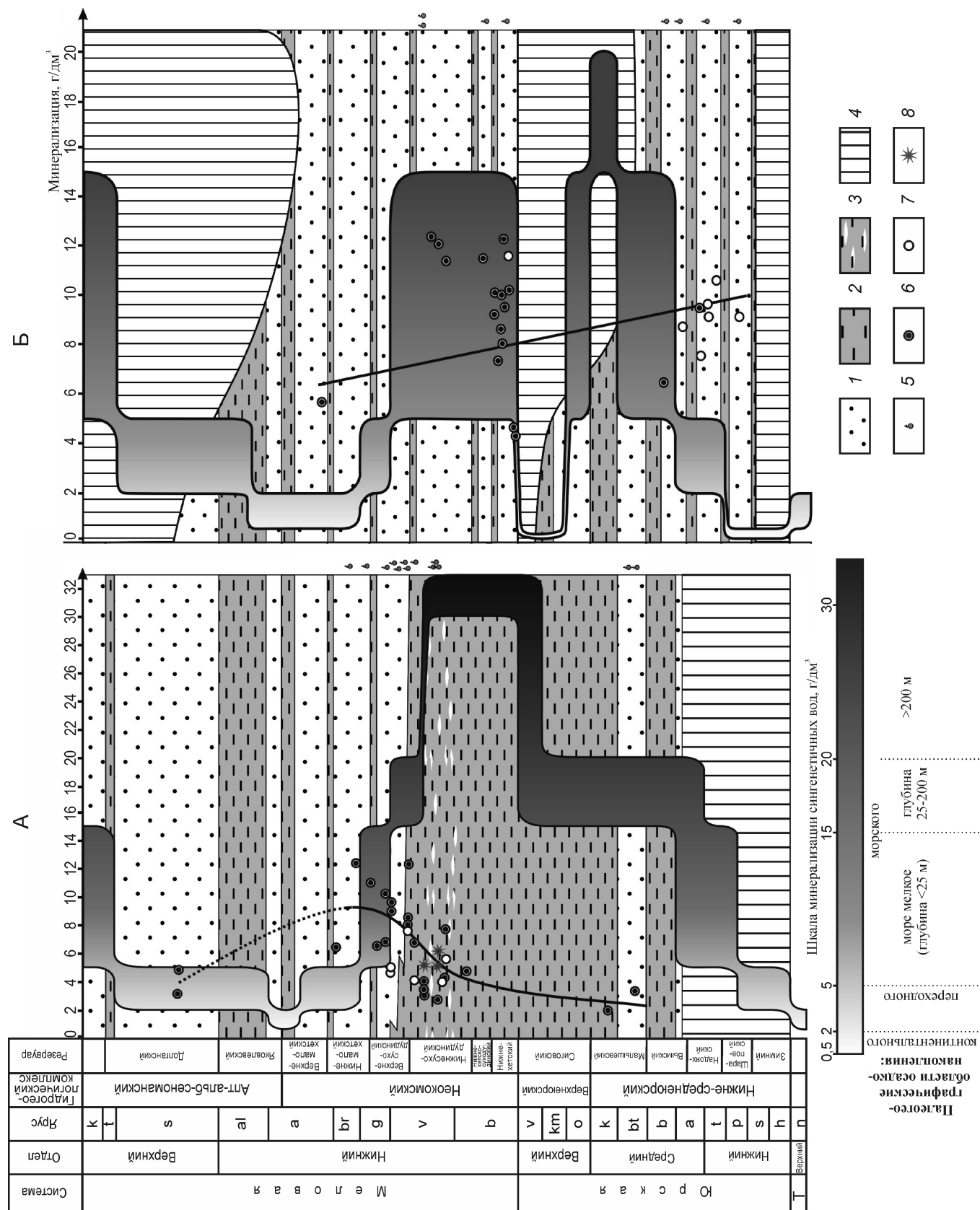


Рис. 4. Гидрогеологический разрез Дежневской (А) и Мамонтовой (Б) площадей с элементами палеогидрогеологии:

1 — водоносный горизонт; 2 — водопуп; 3 — линзы и пропластки песчаных; 4 — отсутствие отложений; 5 — нефть и газопроявления; типы воды (по А.С.Щукареву): 6 — хлоридные натриевые, 7 — хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, 8 — гидрокарбонатно-хлоридные натриевые

новки континентального осадконакопления. Следовательно, основным источником подземных вод являются пресные метеогенные гидрокарбонатные кальциевые (при повышенном содержании ионов Cl и Na) воды с минерализацией до 2 г/дм^3 . В осевой части прогиба основным источником подземных вод для нижнего гидрогеологического этажа послужили сингенетичные талассогенные воды преимущественно хлоридного натриевого состава с величиной минерализации от 15 до 35 г/дм^3 , которые во время длительных элизионных этапов захоранивались морскими глинистыми осадками совместно с богатым органическим веществом. В течение кратковременных эпох регрессий морского бассейна талассогенные воды в различной степени смешивались с древними инфильтрогенными. Формирование мощного гольчихинского водоупора привело к образованию гидродинамической структуры с высокой степенью гидрогеологической закрытости недр. Это послужило сохранению реликтовых растворов седиментогенного типа и стало благоприятным фактором для протекания процессов нефтегазообразования.

Как показали результаты исследований, современный химизм подземных вод во многом носит унаследованный характер. Наиболее показательны в этом отношении разрезы Дерябинской и Малохетской площадей. Особенности первой структуры являются: большая мощность гольчихинского флюидоупора (до 700 м); повышенные пластовые давления (в пределах нижнесуходудинского резервуара коэффициент аномальности более $1,07$); нефтегазопоявления в ниже-среднеюрском (малышевский резервуар) и неокомском (ниже- и верхнесуходудинский, нижнемалохетский резервуары) комплексах; наличие низкоминерализованных гидрокарбонатно-хлоридных натриевых подземных вод в неокомском гидрогеологическом комплексе с величиной общей минерализации до $2,5\text{—}3,0 \text{ г/дм}^3$ (рис. 4).

Зоны пониженной минерализации до 6 г/дм^3 в пределах ниже- и верхнесуходудинского резервуаров неокомского гидрогеологического комплекса, вероятнее всего, связаны с процессами элизионного водообмена, поскольку в процессе уплотнения сформированного гольчихинского флюидоупора отжималось большое количество подземных вод, которые в дальнейшем смешивались с сингенетичными водами, частично разбавляя и опресняя их. Так по данным М.С.Бурштара, А.В.Кудельского, Л.С.Маньоловой, Н.А.Минского, Ю.В.Мухина, Д.А.Назарова, С.Л.Шварцева и многих других, отечественных и зарубежных исследователей, пласт глины мощностью 50 м при перемещении в интервале глубин $1000\text{—}2000 \text{ м}$ может отдавать 20 м^3 воды на каждый 1 м^2 [18]. Согласно работам В.И.Дюнина, В.И.Корзуна, из Западно-Сибирского мегабассейна за всю историю его развития было отжато 704 м^3 с 1 м^2 поровых вод, из них $373 \text{ м}^3/\text{м}^2$ в бассейн седиментации и в не-

перекрытые слабопроницаемые коллекторы. Дополнительное опреснение в Хатангском артезианском бассейне произошло за счет смешения седиментогенных вод с конденсационными, связанными с процессами преобразования органического вещества и формированием залежей углеводородов.

В вышезалегающих водоносных горизонтах (нижне-малохетский) Дерябинской площади наблюдается увеличение минерализации до 15 г/дм^3 , так как выше и нижезалегающие водоупоры имеют небольшую мощность и не оказывают существенного влияния на химизм подземных вод. В апт-альб-сеноманском гидрогеологическом комплексе минерализация снижается до $2\text{—}4 \text{ г/дм}^3$, что соответствует составу унаследованных сингенетичных вод.

На Малохетской структуре процессы денудации юрских отложений и инфильтрация метеогенных вод не затронули захороненные воды ниже-среднеюрского комплекса (вымский, надояхский и шараповский резервуары) (см. рис. 4). Здесь доминируют подземные воды хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией до 11 г/дм^3 . Наличие повышенных концентраций HCO_3^- -иона до $2,5\text{—}3,0 \text{ г/дм}^3$, по-видимому, связано с процессами метаморфизма органического вещества и минерального преобразования глинистых пород. В неокомском комплексе преобладают подземные воды хлоридного натриевого состава с минерализацией $4\text{—}12 \text{ г/дм}^3$, соответствующие сингенетичным водам обстановок прибрежно-морского осадконакопления на протяжении берриасс-валанжинского времени.

Таким образом, современный химизм подземных вод является продуктом длительной геологической эволюции захороненных сингенетичных вод. Первоначально состав вод определялся обстановками осадконакопления. Затем на стадиях диагенеза и катагенеза захваченные воды претерпевали значительные изменения, вовлекаясь во множество процессов, таких как: уплотнение осадков, элизионный водообмен, вертикальная и латеральная миграция, термогидратация глинистых минералов и взаимодействие в системе «вода—порода—газ—органическое вещество».

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 10-05-00442 и 13-05-01054).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алевин О.А., Ляхин Ю.И. Химия океана. —Л.: Гидрометеоиздат, 1984.
2. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР / Под ред. А.П.Виноградова. —М.: Всесоюзный аэрологический трест министерства геологии СССР, 1968.
3. Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины в масштабе / Под ред. И.И.Нестерова. —М.: ЗапСибНИГНИ, 1976.
4. Басков Е.А., Климов Г.И., Кирюхин В.А. и др. Гидрогеологические структуры Восточной Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР // Основные типы гид-

- рогеологических структур СССР. —Л.: ВСЕГЕИ, 1974. С. 70—83.
5. Баулин В.В. Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. —М.: Недра, 1985.
6. Гинсбург Г.Д., Иванова Г.А., Сапир М.Х. и др. О подземных водах Усть-Енисейской впадины // Гидрогеология Енисейского севера. —Л.: Изд-во НИИГА, 1969. Вып. 1. С. 6—23.
7. Гинсбург Г.Д., Иванова Г.А. Некоторые характерные черты геохимической зональности подземных вод в юго-западной части Енисей-Хатангского прогиба // Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. Сб. статей. —Л.: НИИГА, 1977. С. 70—82.
8. Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Д. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. —М.: Наука, 1968.
9. Долматова И.В., Пешикова И.Н. Модель рифтовой деструкции северной палеоокраины сибирского континента (Енисей-Хатангский прогиб) // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2001. № 7. С. 30—33.
10. Дюнин В.И., Корзун В.И. Гидрогеодинамика нефтегазоносных бассейнов. —М.: Научный мир, 2005.
11. Захаров В.А., Месежников М.С., Ронкина З.З. и др. Палеогеография севера СССР в юрском периоде. —М.: Наука, 1983.
12. Иванова Г.А. Бензол и его гомологи в пластовых водах Енисей-Хатангского прогиба // Геология нефти и газа. 1973. № 2. С. 27—34.
13. Карцев А.А., Вагин С.Б., Басков Е.А. Палеогидрогеология. —М.: Недра, 1969.
14. Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1027—1050.
15. Кох А.А. Гидрогеологическое районирование и вертикальная гидрогеохимическая зональность западной части Хатангского артезианского бассейна // СОРАН Институт земной коры. XX всерос. совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. 18—22 июня. —Иркутск, 2012. С. 204—208.
16. Кругликов Н.М., Нелюбин В.В., Яковлева О.Н. Гидрогеология Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна и особенности формирования залежей углеводородов. —Л.: ВНИГРИ, 1985.
17. Матусевич В.М., Рыльков А.В., Ушатинский И.Н. Геофлюидальные системы и проблемы нефтегазоносности Западно-Сибирского мегабассейна. —Тюмень: ТюмГНГУ, 2005.
18. Мухин Ю.В. Процессы уплотнения глинистых осадков. —М.: Недра, 1965.
19. Новиков Д.А. Гидрогеология западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 1. www.ngtp.ru/rub/4/2_2013.pdf.
20. Нуднер В.А. Гидрогеология СССР. Т. XVI. Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, Новосибирская и Томская области). —М.: Недра, 1970.
21. Поляков А.А., Еришов А.В. История формирования, геологическое строение и нефтегазоносность кимеридж-валанжинского клиноформного комплекса на северо-востоке Пур-Тазовской нефтегазоносной области // Нефтегазовая геология. Теория и практика. Т. 7. № 2. 2012. www.ngtp.ru/rub/4/24_2012.pdf.
22. Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М. Морская вода. —М.: Наука, 1979.
23. Пронкин А.П., Савченко В.И., Хлебников П.А. и др. Новые данные о геологическом строении и возможной нефтегазоносности зон сочленения Западно-Сибирской и Сибирской платформ со складчатым Таймыром // Геология нефти и газа. 2012. № 1. С. 28—42.
24. Равдоникас О.В. Основные итоги гидрогеологических исследований нефтеносных районов севера Западной Сибири // Труды НИИГА. 1962. Вып. 129. С. 194—201.
25. Решение 6-го межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003 г. —Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004.
26. Ростовцев Н.Н., Равдоникас О.В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. —М.: Гостоптехиздат, 1958.
27. Садыкова Я.В. Палеогидрогеохимия меловых отложений восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба и Анабаро-Хатангской седловины // Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика. № 4. 2011. http://oilgajournal.ru/vol1_4/sadykova.html.
28. Смоленцев Ю.К. Основные региональные гидрогеохимические закономерности зоны гипергенеза Западно-Сибирской платформы // Проблемы региональной гидрогеохимии. —Л., 1979. С. 87—88.
29. Ушатинский И.Н., Зарипов О.Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. —Свердловск: Средне-Уральское книжное издательство, 1978.
30. Фомин М.А. Анализ тектонического строения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба по опорным горизонтам, тектонические предпосылки его нефтегазоносности // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. № 9. 2011. С. 4—20.
31. Фотиев С.М. Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 2. С. 27—45.
32. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. Изд. 2-е испр. и доп. —М.: Недра, 1998.
33. Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. —М.: Наука, 1972.

Активизация термоэрозии и термокарста в зоне влияния самотечного канала (Центральная Якутия)

А.М.САЛЬВА (Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова, горный факультет; 677018, Республика Саха (Якутия), г.Якутск, ул.Кулаковского, д.50)

Рассмотрены особенности современных криогенных процессов (термоэрозия и термокарст) и их проявлений, а также активизация на участке магистрального самотечного канала «Туора-Кюель—Татта» в Центральной Якутии. Установлено, что взаимодействие криогенных процессов и водного потока при эксплуатации канала, выражается в образовании бугристо-аласного ландшафта и возникновении неблагоприятной экологической обстановки в близлежащих сельских населенных пунктах.

Ключевые слова: Центральная Якутия, магистральный канал, водный поток, технологическое воздействие, криогенные процессы, термоэрозия, термокарст.

Сальва Андрей Михайлович, salvaam@mail.ru

Activization termoerosion and termokarst at zone of influence drift channel (the Central Yakutia)

A.M.SALVA

The paper considered peculiarities of modern cryogenic processes (thermoerosion and thermokarst) and their manifestations, also its activization on the sector of the main-line drift channel «Tuora Quel-Tatta» in the Central Yakutia. It was established that the shape of the alass-rugged landscape and negative ecological situation in villager population locality is a consequences of an interaction of the aforesaid cryogenic processes and a stream of channel.

Key words: Central Yakutia, main-line channel, stream, technological effects, cryogenic processes, thermoerosion, thermokarst.

В начале 1990-х гг. в заречной группе сельских районов (Амгинский, Мегино-Хангалаский, Таттинский, Усть-Алданский, Чурапчинский) Центральной Якутии с целью обеспечения населения питьевой и технической водой, началось строительство системы магистрального водоснабжения, которая состояла из насосных станций, трубопроводов, водохранилищ и каналов. Было предусмотрено строительство трех ветвей водоводов: 1 — р.Лена—пос.Туора-Кюель с магистральным каналом пос.Туора-Кюель—р.Татта (4), 2 — водохранилища пос.Бедеме—пос.Тюнгюлю и 3 — р.Лена—вдхр.Мюрю (село Борогонцы) (рис. 1). Самый протяженный из них — магистральный водовод Лена—Туора-Кюель—Татта расположен на территории сплошного распространения многолетнемерзлых горных пород (ММП) и на всем своем протяжении (150 км) встречает участки более или менее интенсивного развития криогенных геологических процессов и явлений.

Магистральный канал Туора-Кюель—Татта — это заключительный 17-километровый самотечный участок магистрального водовода Лена—Татта, одновременно является руслом ручья Синниэгэс.

Районы, прилегающие к зоне влияния канала, расположены в черте небольших населенных пунктов со своей инфраструктурой (автодороги, жилые и хозяйственные постройки, мелиоративные и водохозяйственные системы, агропромышленные комплексы и

др.), которые интенсивно используются и подвержены техногенным изменениям.

При эксплуатации системы водоснабжения техногенные (технологические) нагрузки стали приводить к существенным изменениям геокриологической среды и прилегающих ландшафтов. В результате активизации криогенных процессов осложнились геокриологические условия трассы водовода, поэтому необходимо проводить мониторинг этих проявлений, так как они оказывают негативное воздействие

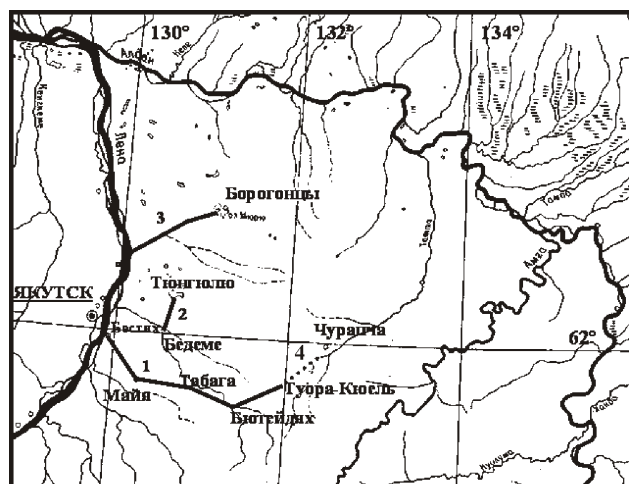


Рис. 1. Обзорная карта территории

на среду, вплоть до возникновения опасных ситуаций.

Технологическое воздействие канала на мерзлотную среду ранее не исследовалось, в связи с этим изучение проблемы является актуальной научной задачей.

Объект исследования — магистральный самотечный канал «Туора Кюель—Татта» и его мерзлотная среда. Цель исследований — оценка влияния самотечного канала на прилегающую мерзлотную среду. В основу работы положены материалы, полученные автором в результате инженерно-геологических исследований в рамках Республиканской программы «Заречье» по водоснабжению заречных районов Центральной Якутии. Методика исследований включала: сбор и обработку материалов прошлых лет, рекогносцировочные маршрутные наблюдения (ландшафтные исследования рельефа и криогенных процессов), полевые исследования (бурение скважин, описание мерзлых грунтов и криогенных процессов, фотосъемка и др.), лабораторные исследования грунтов, а также обработку и анализ информации.

В ходе исследования была рассчитана и измерена скорость водного потока в канале (при эпизодическом водовыпуске), дана оценка технологического воздействия на прилегающую среду и составлена картосхема распространения техноприродных криогенных процессов и проявлений по трассе канала.

Природные условия и геокриологическая среда. Природные условия. По климатическим условиям район является одним из резкоконтинентальных регионов земного шара. Это проявляется в больших годовых колебаниях температуры (перепад температур более 100 °С) и относительно малом количестве выпадающих осадков (250—300 мм в год). Среднегодовая температура воздуха в районе пос. Чурапча (ближайшей метеостанции от района исследования) 11,7 °С, абсолютный максимум наблюдения 37 °С, абсолютный минимум — 66 °С.

В физико-географическом отношении рассматриваемый район расположен в юго-восточной части Центрально-Якутской низменности на Лено-Амгинском междуречье и представляет собой Абалахскую аллювиальную террасированную равнину. Абсолютные отметки высот непосредственно в районе канала составляют 185—201 м.

Река Татта (левый приток р. Алдан) — основная водная артерия территории, протекает с юго-запада на северо-восток. Верховья р. Татта и большинство ее притоков, включая исследуемый руч. Синнигэс, полностью пересыхают в летний период. Озера распространены широко. Большая часть их имеет термокарстовое происхождение. Качество воды в озерах различное. В процессе усыхания минерализация озерной воды повышается, и вода становится непригодной для питьевых нужд. Наиболее крупные озера Кетит-Кюель и Арылах были выбраны в качестве действующих водохранилищ.

В геологическом строении района принимают участие юрские, неогеновые и четвертичные отложения, из них юрские и неогеновые перекрыты толщей четвертичных. До изученной глубины 10 м участок сложен верхнечетвертичными озерно-аллювиальными отложениями (рис. 2), представленными суглинками, супесями легкой, средней и тяжелой разности, песками разной крупности, отнесенными к современным озерно-аллювиальным отложениям.

Геокриологическая среда. Геокриологические условия участка магистрального канала характеризуются развитием сплошной мерзлоты сливающегося типа. Мощность многолетнемерзлой толщи в районе исследования изменяется от 300 до 500 метров. Сезонное оттаивание пород в районе исследования начинается в начале мая и достигает 1,4—2,8 м в конце сентября. Промерзание сезонноталого слоя начинается в октябре и происходит и сверху, и снизу. Температура грунтов на глубине 10 м изменялась от 3,3 до 6,2 °С.

Собственно криогенные процессы и связанные с ними явления широко развиты по трассе магистрального канала и в непосредственной близости. Наиболее распространен процесс термокарста и термоэрозии. Встречаются такие явления как полигонально-жильные формы, выражающиеся в развитии полигонов, морозобойных трещин и повторно-жильных льдов. На склонах аласов (термокарстовые котловины) южной экспозиции и аласных долин наблюдаются байджерахи (термокарстовые останцы) чешуеобразной формы, развивающиеся в результате вытаивания повторно-жильных льдов и льдонасыщенных грунтов. В межаласьях развиты сезонные бугры пучения (мелкобугристый рельеф), а на аласах — многолетние бугры пучения (булгунняхы). Высота отдельных булгунняхов достигает 3—7 м, а диаметр составляет 30—35 м по подножию. В долине ручья развита заболоченность. Природно-техногенные изменения проявляются в виде промоин (процесс термоэрозии) по колею и обочине местных грунтовых дорог, а также в виде провалов, ям (процесс термокарста) на местах разработок грунта, нарушений почвенно-растительного покрова на местах заброшенных жилых и хозяйственных построек, просек, линий электропередач и небольших каналов между озерами.

Особенность района исследования — повышенная льдистость грунтов и многочисленные фрагменты повторно-жильных льдов. Глинистые грунты при оттаивании в основном имеют текучую консистенцию, песчаные грунты по степени влажности — влажные, по гранулометрическому составу в слое сезонного оттаивания (ССО) преобладают крупнозернистые, в многолетнемерзлых породах — среднезернистые фракции. Криогенная текстура глинистых грунтов в основном слоистая, песчаных грунтов массивная. Грунты незасоленные, с примесью органических ве-

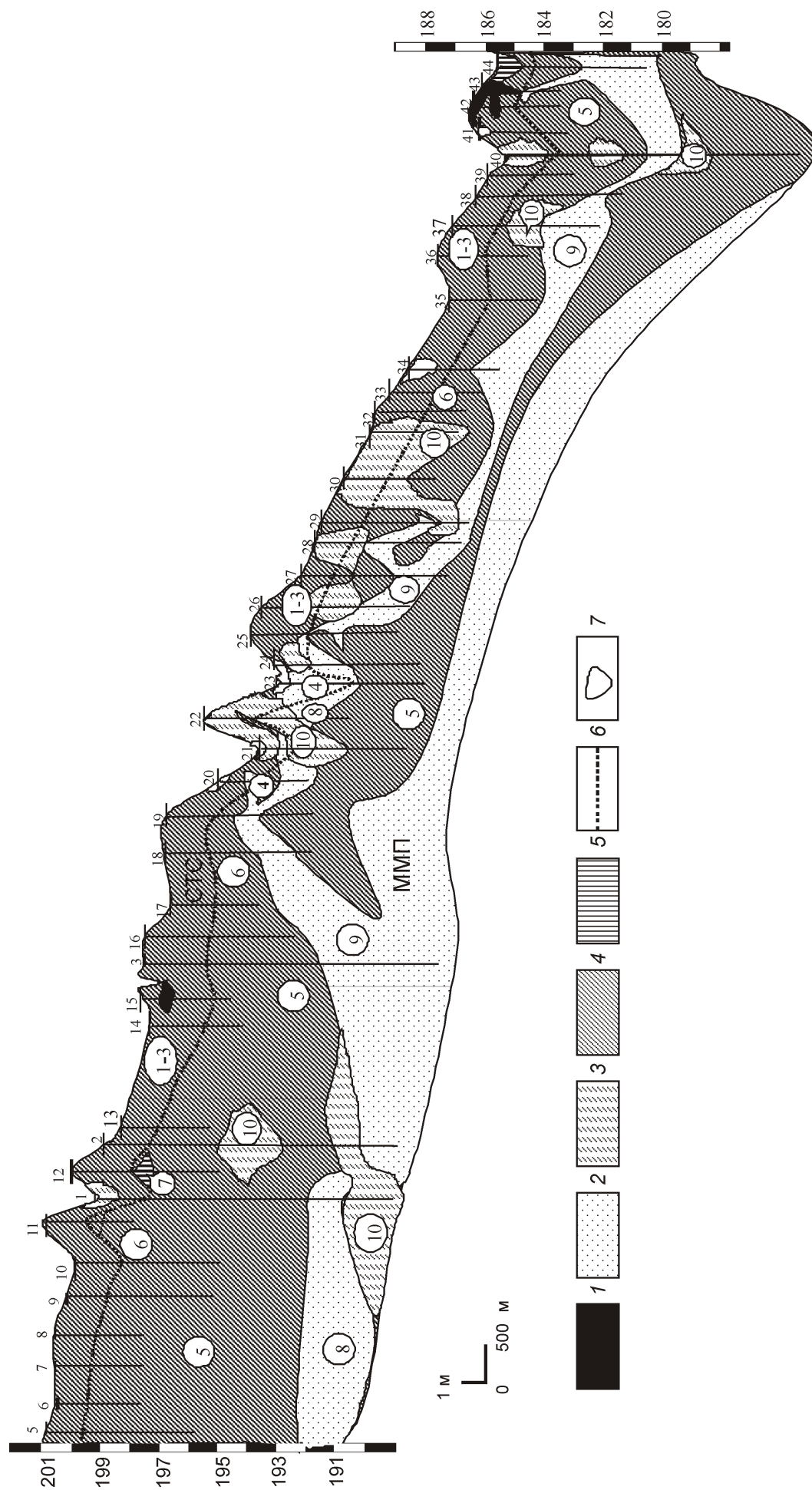


Рис. 2. Геокриологический разрез трассы магистрального канала:

1 — торф; 2 — песок; 3 — супесь; 4 — суглинок; 5 — глина; 6 — граница между сезонно-талым слоем (СТС) и многолетнемерзлыми породами; 7 — лед и пустоты; цифры в кружках — инженерно-геологические элементы (см. таблицу)

ществ, местами заторфованные. В результате исследования в разрезе выделены 10 инженерно-геологических элементов (см. рис. 2 и таблицу) [6].

Водный поток как основной фактор технологического воздействия. Под «технологическим воздействием» в данной статье понимается воздействие водного потока на среду во время технологического процесса эксплуатации, который отождествляется с термином «техногенное воздействие». Из множества классификаций техногенных воздействий на геологическую среду, заслуживают внимания классификации В.Т.Трофимова, Д.Г.Зилинга, и В.А.Королева [3, 4, 9]. Кроме этого, выделяется совместный труд ученых под редакцией В.И.Соломатина [8], где изучались и систематизировались техногенные воздействия на мерзлотные геосистемы такие как термокарст, термоэрозия, солифлюкция и другие проявления.

Как уже сказано, основной фактор техногенного воздействия — это водный поток; техногенное нарушение — размыв (размываемость) грунтов и процесс — термоэрозия. Возможные последствия — растепление грунтов, увеличение глубины сезонного оттаивания, развитие и активизация термокарстовых процессов и процессов пучения, а также изменение физико-механических свойств и криогенного строения. Обзор и анализ предыдущих изучений процесса термоэрозии Э.Д.Ершова [2] и других исследователей показал, что особенно необходимо обратить внимание на тип размыва, температуру, интенсивность и длительность воздействия водного потока, а также на

состав (литологический и гранулометрический), сложение и криогенное строение грунтов, вовлеченных в сферу воздействия водного потока.

Влияние интенсивности водного потока. Интенсивность водного потока в канале зависит от скорости потока. Чем выше скорость потока, тем больше его интенсивность, следовательно, сильнее размыв грунтов. Канал является естественным руслом руч.Синнийэгэс, поэтому скорость потока в нем зависит от рельефа местности и, в частности, от ее продольного уклона. От створа плотины то есть водовыпуска (201 м) до сопряжения с р.Татта (185 м) наблюдается общее понижение абсолютных высот рельефа в северо-восточном направлении. Однако есть участки, где абсолютные высоты повышаются. Скорость потока в канале измерялась двумя способами: теоретическим путем расчетов по формуле Шези и практическим — метод «поплавок».

Теоретический метод. Расчет скорости водного потока выполнен с учетом следующих положений: для определения мест и участков канала, подверженных различной степени размываемости (термоэрозия), рассчитывается скорость потока на всех участках (по расположенным скважинам); для расчета скоростей водного потока различных участков канала используется формула Шези [5, 7]:

$$v = C\sqrt{R} \text{ Или } v = C\sqrt{h_{cp}} I, \quad (1)$$

где R — гидравлический радиус, который можно заменить на h_{cp} — средняя глубина русла, C — коэффициент Шези, I — продольный уклон.

Инженерно-геологические элементы

Инженерно-геологические элементы (типы грунтов)	Средняя суммарная влажность, W_{tot} (в долях единицы)	Средняя пластичность, J_c (в долях единицы)	Средняя степень заторфованности, I_{om} (в долях единицы)	Среднее содержание солей, D_{sal} (в %)
<i>Слой сезонного промерзания-оттаивания (деятельный слой)</i>				
1 — суглинок твердый	0,18	0,10	0,03	0,08
2 — суглинок текучий	0,39	0,08	0,03	0,07
3 — суглинок с примесью органических веществ	0,30	0,13	0,09	0,09
4 — песок крупный	0,25			
<i>Многолетнемерзлая толща</i>				
5 — суглинок	0,30	0,09	0,03	0,06
6 — суглинок льдистый	0,49	0,09	0,04	0,07
7 — суглинок с примесью органических веществ	0,36	0,13	0,07	0,06
8 — песок пылеватый	0,22			
9 — песок средней крупности	0,24		0,02	0,05
10 — супесь	0,29	0,06	0,03	0,06

По условиям в районе исследования средняя глубина магистрального канала $h_{\text{ср}}$ 0,4 м, коэффициент Шези по формуле Павловского 41,5, коэффициент шероховатости русла по М.Ф.Срибному n 0,02. В результате формула (1) приобретает следующий вид [1]:

$$v = 41,5 \sqrt{0,4} \cdot I.$$

Для расчета продольных уклонов используем отметки абсолютных высот (h) по расположенным скважинам и расстояниям (L) между ними.

$$I_p = (H_1 - H_2)/L = H/L, \quad (2)$$

где H — разность отметок абсолютных высот устья скважин, от первой H_1 до следующей H_2 , L — длина участков между скважинами, в метрах, I — продольный уклон (доли единицы или ‰).

Практический (полевой) метод измерения скорости течения потока — метод «поплавка» [5]. Это простой и более достоверный метод. Поплавок изготавливается из березовой древесины и представляет собой отпиленный цилиндр диаметром 12 и высотой 4 см.

Принцип измерения скорости потока поплавками вытекает из ее формулы (то есть расстояние, пройденное за единицу времени):

$$v = L/t, \quad (3)$$

где L — длина произвольно выбранных участков канала, в метрах, t — время, затраченное на их прохождения, в секундах.

Измерения методом «поплавка» проводились в двух точках на расстоянии 50 м друг от друга во время водовыпуска из водохранилища, на трех участках магистрального канала: между скважинами 8 и 9 — в начале, 25 и 26 — в середине и 38 и 39 — в конце трассы.

При сравнении данных методов нужно учесть следующее: результаты измерения скорости потока «поплавками» считать более достоверными; в последние годы водовыпуск из водохранилища осуществляется эпизодически, один раз в 1—2 года. Исследования показали: в начале трассы скорость потока составляла 1,4, середине — 0,9 и конце — 0,6 м/с.

Влияние направления водного потока. Магистральный канал в целом северо-восточного простирания, однако существуют участки, где трасса канала меняет свое направление. Так на участке в районах расположения скв.8 канал поворачивает на восток, а скв.3 — на север. В районах скв.18 магистральный канал вновь тянется на северо-восток и скв.40 поворачивает на восток. Поэтому на участках изменения направления в случае постоянной эксплуатации возможна боковая эрозия, но пока она не наблюдается.

Влияние гранулометрического состава, криогенного строения на размываемость грунтов. Анализ предыдущих исследований процесса термоэрозии показал, что этому процессу более подвержены пес-

чаные грунты, чем глинистые. По мнению Э.Д.Ершова пески особенно мелкозернистые и среднезернистые имеют наибольшую и, соответственно, глины, суглинки и супеси меньшую размываемости. Но при этом важно учитывать криогенную текстуру и льдистость грунтов [2].

Таким образом, в зоне влияния магистрального самотечного канала выявлены места и участки активизации процессов термоэрозии и термокарста, которые зависят от длительности и скорости воздействия водного потока, а также гранулометрического состава, физических свойств и криогенного строения мерзлых грунтов.

Динамика техноприродных криогенных процессов. Для оценки динамики русловых криогенных процессов (термокарст и термоэрозия) трассы магистрального канала было проведено сравнение описаний ландшафтных условий во время изысканий 1995 г. и эксплуатации 2005 г.

Описание ландшафтных условий (2005 г.). В этот год проводились пеший маршрут с описанием современных русловых криогенных процессов (в основном термокарста и термоэрозии непосредственно на полосе трассы) и измерения скорости водного потока. Особое внимание уделялось местам и участкам, где были выявлены (во время описаний 1995 г.) проявления термокарста и термоэрозии (рис. 3).

Движение водного потока начинается у места водосброса из водохранилища (1), где была развита термоэрозия в виде промоины длиной до 5 м и глубиной до 1,5 м. Для этого на дно в качестве защиты был положен стальной лист и проведена отсыпка крупнообломочным материалом. Затем водный поток устремляется на северо-восток по руслу руч. Синниэ-гес. В районе небольшого озера он поворачивает на восток, причем на участке поворота (2) наблюдается развитие боковой эрозии — расширение русла и далее протекает через проселочную дорогу и мостовые переходы 1, 2. На мостовом переходе 2 происходит развитие термокарстовых провалов глубиной до 0,5 м (3). Затем поток попадает в оз. Юрюнг-Кюель, на левом берегу которого расположен одноименный поселок. На окраине поселка находятся площадка пилорамы и маслоцех, возле которых канал проходит в непосредственной близости. С этого места и до мостового перехода 3 наблюдается интенсивное развитие термокарстовых и термоэрозионных процессов в виде ям, просадок, промоины и провалов (4). По сравнению с описанием 1995 г. данные процессы подверглись существенной активизации. Глубина термокарстовых провалов и ям доходила до 2 м, протяженность термоэрозионных промоин вместе с термокарстовыми провалами — до 40 м. Следующий участок, подвергшийся техногенному влиянию, — искусственный канал в районе скважин 20 и 21 (5). Термокарстовые провалы до 1,5 м и термоэрозионные ложбинки глубиной до 0,7 м распространены по

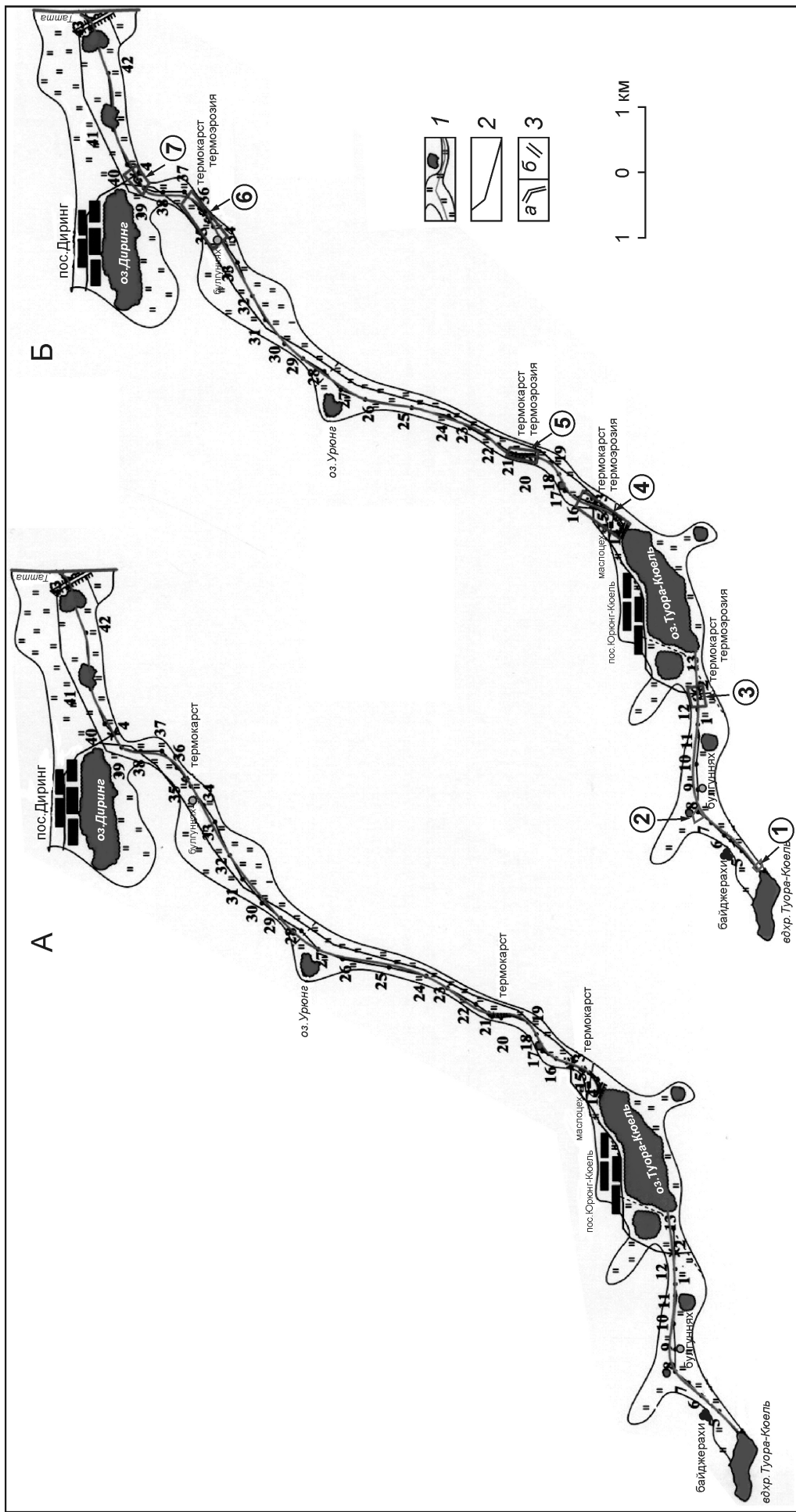


Рис. 3. Картохема распространения современных криогенных процессов на трассе магистрального канала в 1995 (А) и 2005 (Б) годах, составитель А.М.Сальва:

1 — русло руч. Синнигес (магистральный канал), аласы с озерами и межаласья; 2 — грунтовые автодороги; 3 — искусственные сооружения; а — дамба, б — канал

обе стороны канала протяженностью около 50 м. На участке скважин 34 и 35 по полосе трассы наблюдаются термокарстовые провалы до 2 м (6) (см. рис. 3). Затем поток снова устремляется в северо-восточном направлении до мостового перехода 4 (7) (см. рис. 3), где также происходит развитие термокарстовых провалов глубиной до 0,5 м. Здесь направление меняется на восточное до впадения в р.Татта.

Практически канал проходит по территориям населенных пунктов или их захватывает, он пересекает насыпные дороги несколько раз, мостовые переходы и ЛЭП. Удаление почвенно-растительного слоя резко активизирует процесс термокарста. В районе полосы трассы канала такие участки: у водовыпуска из водохранилища, на пересечении дорог, вблизи поселков Туора-Кюель, Дириг, возле пилорамы, маслоцеха, дамбы, искусственного канала и мостовых переходах 1, 2, 3, 4.

Хроника событий. Первая эксплуатация канала прошла осенью 2001 г., когда было заполнено водохранилище Туора-Кюель, после чего был произведен первый водовыпуск и подача в магистральный канал Туора-Кюель—Татта небольшими попусками. В последующие годы (2002—2004) канал эксплуатировался эпизодически в зависимости от необходимости, которая прекратилась в период 2005—2008 гг. в связи с небывалым полноводием малых рек и ручьев. Водовыпуск из водохранилища почти прекратился. Пересыхающая р.Татта, в которую впадал руч.Синнигес, полностью заполнялась при таянии снега и при обильных дождях.

В результате технологического воздействия водного потока на мерзлотную среду при эксплуатации канала, процессы термоэрозии и термокарста активизируются в виде увеличения промоин, роста просадок и ям.

Таким образом, за 10 лет эпизодического воздействия потока образовались опасные места и участки активизации современных русловых криогенных процессов, зависящих от длительности и скорости воздействия водного потока, а также от гранулометрического состава, физических свойств и криогенного строения мерзлых грунтов. Расчеты и измерения скоростей водного потока в магистральном канале показали, что размывающая скорость потока будет в начале и, возможно, в середине трассы канала, но только в случае постоянной эксплуатации.

Оценка воздействия. Под оценкой технологического воздействия канала на произвольную территорию, автор понимает выявление качественных и количественных изменений мерзлотной среды и ландшафтов в результате развития и активизации мерзлотных процессов под влиянием техногенного фактора.

Под качественной оценкой понимается выявление особенностей, закономерностей развития криогенного процесса, характеристики геоэкологической среды, условия и факторы активизации. Под количественной оценкой понимаются числовые показате-

ли, отражающие динамику развития криогенного процесса, и характеризующие его воздействия на среду инженерного сооружения.

По существу в районе исследования изучаются два процесса — термоэрозии и термокарст, которые являются последствием размыва (размываемости) мерзлых грунтов. Эти процессы проявляются в виде просадок, ям, провалов и промоин.

Для оценки данного воздействия на геоэкологическую среду канала были выбраны следующие параметры: морфометрические характеристики процессов, такие как диаметр, протяженность и глубина термокарста и термоэрозии; места, участки развития и активизации термокарста и термоэрозии.

Для выявления особенностей активизации и распространения русловых термокарстовых и термоэрозионных проявлений на полосе трассы магистрального самотечного канала Туора-Кюель—Татта был изучен инженерно-геоэкологический разрез, а также гранулометрический состав, физические свойства, криогенное строение и состояние мерзлых грунтов.

Результаты исследования. В ходе исследований получены следующие результаты оценки. Активизация и распространение термоэрозионных и термокарстовых процессов приурочены к местам и участкам с особенностями:

грунтовых условий (наличие на подстилающей поверхности грунтовых пустот, торфов и льда поверхностных вод, а также легких супесей и песков различной крупности);

антропогенной деятельности (разработка грунта, нарушение почвенно-растительного слоя, по колее и обочине местных грунтовых автодорог и мостовых переходов, возведение дамб и небольших каналов);

изменением направления трассы канала;

размывающей скорости водного потока.

Основным фактором активизации русловых термокарстовых и термоэрозионных проявлений (просадки, ямы и промоины) в зоне влияния магистрального канала является водный поток, который устремляется при водовыпуске из водохранилища. Однако с 2005 г. из-за полноводья р.Татта водовыпуск практически приостановился и интенсивная активизация термокарста и термоэрозии снизилась.

Основные проявления на полосе трассы канала — термокарстовые просадки и термоэрозионные промоины. В результате эпизодического воздействия водного потока произошла активизация данных проявлений и увеличение их размеров, площади распространения. По сравнению с 1995 г. увеличилась глубина просадки термокарста и протяженность термоэрозионных промоин и термокарстовых провалов. Максимальная глубина термокарстовых просадок (скважины 3, 14, 15, 34, 35) составляла 2 м при диаметре 1—3 м, протяженность процессов до 40 м с постоянными прерываниями от 0,5 до 2 м. В районе искусственного канала (скважины 20 и 21) протяжен-

ность термоэрозионных промоин и термокарстовых провалов до 40—50 м.

В заключение необходимо отметить, что результаты исследований позволили сделать следующие выводы:

1. Магистральный самотечный канал Туора-Кюель—Татта проектировался с целью сезонной эксплуатации в теплый период года (июнь—октябрь), однако природные условия внесли свои коррективы. В результате достаточной полноводности бассейна р.Татта канал функционирует в режиме эпизодической эксплуатации по необходимости.

2. Водный поток, эпизодически выпускаемый из водохранилища при эксплуатации, создает условия для активизации русловых криогенных процессов термоэрозии и термокарста.

3. Активизация процессов зависит от скорости водного потока, которая в начале трассы канала размывающая 1,4 м/с и далее снижается до 0,6—0,9 м/с, длительности потока (эпизодическая или периодическая), также от гранулометрического состава, криогенного строения и физических свойств мерзлых грунтов, вовлеченных в сферу воздействия потока.

4. Подстилающие пески средней и крупной фракции (скважины 20 и 21) повышенная влажность и состояние грунтов являются дополнительным фактором активизации термоэрозии и термокарста.

5. Оценка технологического воздействия магистрального канала на мерзлотную среду и ландшафты позволила выделить места и участки активизации термоэрозии и термокарста (всего 7), что послужило основой для построения картосхемы распространения современных русловых криогенных процессов.

Предложены следующие рекомендации:

в качестве защиты на других участках канала перед заморозками должны быть проведены работы по дренажу канала и производству отсыпки крупнообломочными грунтами и бутовым камнем в зоне интенсивного воздействия водного потока и там, где наблюдается отсутствие почвенно-растительного слоя;

во избежание риска подтопления при повышенной подаче воды рекомендуется искусственное углубле-

ние русла некоторых участков канала (из-за небольшой глубины русла ручья, а на некоторых участках практически его отсутствия), кроме этого водовыпуск из водохранилища осуществлять планомерно, небольшими попусками;

в состав природоохранных мероприятий предусмотреть меры, направленные на восстановление нарушенных в процессе строительства и эксплуатации природных условий, в т.ч. рекультивация и восстановление почвенно-растительного слоя, а также предупреждение активизации термоэрозионных и термокарстовых процессов;

при эксплуатации канала и магистрального водовода в целом, рекомендуется проведение постоянного мониторинга с использованием проделанной оценки в данной работе и составлением новых прогнозно-оценочных схем и карт;

наилучшим вариантом было бы строительство на данном участке металлического трубопровода диаметром не более 500 мм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Быков В.Д., Васильев А.В. Гидрометрия. Изд. 4, перераб. и дополн. —Л.: Гидрометеиздат, 1977.
2. Еришов Э.Д. Термоэрозия дисперсных пород. —М.: Изд-во МГУ, 1982.
3. Королев В.А. Мониторинг геологической среды. —М.: Изд-во МГУ, 1995.
4. Невзоров А.Л., Кубасов В.Н. Геологическая среда Архангельска и особенности ее взаимодействия с инженерными сооружениями // Геоэкология. 2001. № 2. С. 116—121.
5. Орлов В.Г., Сикан А.В. Основы инженерной гидрологии. Учеб. пособие. —Ростов-на-Дону: Феникс. —С-Пб: Северо-Запад, 2009.
6. Сальва А.М. Инженерно-геокриологические условия района строительства магистрального канала в Центральной Якутии // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 4. С. 14—18.
7. Смирнов Г.И. Гидрология, гидротехнические сооружения. Учеб. для вузов. —М.: Высшая школа, 1988.
8. Соломатин В.И. Геоэкология Севера (введение в геоэкокологию). —М.: Изд-во МГУ, 1992.
9. Трофимов В.Т., Королев В.А., Герасимова А.С. Классификация техногенных воздействий на геологическую среду // Геоэкология. 1995. № 5. С. 96—107.

70-летие Григория Анатольевича Машковцева

Машковцев Григорий Анатольевич — доктор геолого-минералогических наук, профессор, известный ученый и организатор науки, ведущий специалист в области геологии, прогноза, поисков и оценки рудных месторождений, изучения и анализа минерально-сырьевой базы страны и планирования геолого-разведочных работ. Почти 20 лет он является руководителем ФГУП «Всероссийского научно-исследовательского института минерального сырья им.Н.М.Федоровского» («ВИМС») — головной организации Роснедр, деятельность которой направлена на развитие минерально-сырьевой базы атомной промышленности и черной металлургии России.

Г.А.Машковцев успешно руководит крупными стратегическими проектами по анализу состояния и прогнозу развития минерально-сырьевых баз урана, черных, цветных, редких и легирующих металлов России, по разработке методик комплексной геолого-экономической и технолого-экономической переоценки месторождений, по применению инновационных технологий для переработки комплексных и упорных руд, а также по выделению первоочередных площадей и структур под поиски скрытых месторождений и др. В частности, он являлся руководителем крупного многолетнего (2006—2012 гг.) проекта по геологическим исследованиям и оценке минерально-сырьевого потенциала Уральского региона, в результате реализации которого значительно повысилась геолого-геофизическая и минерагеническая изученность региона, определены ресурсы основных рудоперспективных объектов черных и легирующих металлов.

Г.А.Машковцев является создателем нового научного направления, отражающего эволюционно-геологические и геодинамические факторы формирования рудообразующих систем, и высокоэффективной технологии оценки рудоносности крупных территорий, которая внедрена в практику геолого-разведочных работ. На ее основе дана оценка ресурсного потенциала урана России и определены первоочередные районы в пределах которых под научно-методическим руководством Г.А.Машковцева выполняются геологоразведочные работы последнего десятилетия. Одним из результатов этой деятельности стало существенное увеличение минерально-сырьевой базы одного из ведущих осваиваемых урановорудных районов России.

Г.А.Машковцев осуществлял руководство по созданию минерально-сырьевой базы марганцевых руд в Сибири в целях развития отечественного ферросплавного производства. Им организованы масштабные геологоразведочные работы на Северном и Полярном Урале по укреплению минерально-сырьевого потенциала хромовых руд, остро необходимых для обеспечения уральских предприятий металлургического комплекса.



Много сил Г.А.Машковцев отдает осуществлению работ по развитию минерально-сырьевого потенциала Дальнего Востока. Здесь под его руководством ведутся исследования по обеспечению вольфрамовым сырьем крупного действующего комбината. Григорий Анатольевич — один из руководителей, осуществляющих разработку программ комплексного освоения минерально-сырьевых ресурсов для действующих горно-добычных и горно-перерабатывающих предприятий в сложившихся и перспективных промышленных районах, работа которых должна обеспечить экономическую безопасность страны.

С 2012 г. под руководством Г.А.Машковцева проводятся работы по оценке минерально-сырьевого потенциала Арктической зоны Российской Федерации и прилегающих районов российского Севера, которые послужат основой для разработки Правительством Российской Федерации перспективных планов освоения территорий Арктики и их экономического развития, в т.ч. в связи с активизацией Северного морского пути.

Г.А.Машковцев — один из инициаторов и руководителей крупного направления в части подпрограммы «Развитие промышленности редких и редкоземельных металлов» в рамках Государственной программы Российской Федерации «Развитие промышленности и повышение ее конкурентоспособности», утвержденной Правительством Российской Федера-

ции в 2013 г. Цель программы — создание в Российской Федерации конкурентоспособной редкоземельной и редкометалльной промышленности для удовлетворения потребностей отечественного оборонно-промышленного комплекса и гражданских отраслей промышленности.

Одновременно с этим Г.А.Машковцев — один из ведущих разработчиков «Стратегии развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации» и Государственной программы Российской Федерации «Воспроизводство и использование природных ресурсов».

Он является председателем тематического научно-технического совета Госкорпорации «Росатом» «Сырьевая база атомной энергетики» и межведомственного «Координационного научно-технического совета по геологии урана» при ФГУП «ВИМС», деятельность которых направлена на всесторонний анализ состояния минерально-сырьевой базы атомной промышленности и на разработку рекомендаций по ее эффективному освоению и развитию. Особое значение для обеспечения минерально-сырьевой безопасности страны имеют разработанные Г.А.Машковцевым совместно с ведущими специалистами других организаций и ведомств межведомственная программа «Уран России» и План совместных действий Министерства природы России, Роснедр и Росатома по формированию минерально-сырьевой базы и освоению месторождений урана на период 2011—2030 гг.

По инициативе Г.А.Машковцева при ФГУП «ВИМС» создан и активно действует Федеральный научно-методический центр (ФЦ ВИМС) лабораторных исследований и сертификации минерального сырья, обеспечивающий в организационном и методическом отношении деятельность всей лабораторной службы геологической отрасли России.

Григорий Анатольевич успешно возглавляет издательскую деятельность института, благодаря которой вышли в свет крупные монографические работы по геологии, экономике и проблемам изучения минерального сырья. По инициативе и под руководством Г.А.Машковцева за последние пять лет в ФГУП «ВИМС» проведены 2-й и 3-й международные симпозиумы «Уран: ресурсы, производство, потребление», а также ряд крупных совещаний и конференций

общероссийского и международного уровней, которые придали ощутимый импульс развитию теоретических и прикладных исследований в области изучения и прогноза месторождений черных, легирующих и радиоактивных металлов.

В 2007—2008 гг. по инициативе Г.А.Машковцева на базе ФГУП «ВИМС» и Московского государственного геологоразведочного университета создан научно-образовательный центр. За этот период более 160 студентов, молодых ученых и специалистов смогли повысить свой уровень профессиональной подготовки, что, безусловно, качественно отразится на их дальнейшей работе.

Г.А.Машковцев ведет большую научно-общественную работу, являясь действительным членом Российской Академии естественных наук и Академии горных наук, вице-президентом Ассоциации геологических организаций, председателем ученого совета ВАК при ФГУП «ВИМС», членом редколлегий ведущих геологических журналов страны: «Отечественная геология», «Минеральные ресурсы России», «Литология и полезные ископаемые», «Разведка и охрана недр».

Результаты исследований Г.А.Машковцева отражены более чем в 150 научных трудах, в т.ч. в таких крупных монографиях как «Геолого-промышленные типы урановых месторождений стран СНГ» (2008) и «Уран российских недр» (2010). Он является одним из создателей «Российской геологической энциклопедии» (2012) — уникального 3-х томного труда, впервые изданного в России, за которую Г.А.Машковцеву вместе с другими членами авторского коллектива присуждена премия Правительства Российской Федерации 2013 г. в области науки и техники.

За достижения в исследовательской, научно-организационной и практической деятельности Григорий Анатольевич Машковцев неоднократно отмечен ведомственными наградами и ему присвоено Почетное звание «Заслуженный геолог Российской Федерации».

*Ученый совет ВИМС
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

80-летие Григория Степановича Гусева

21 апреля исполнилось 80 лет Григорию Степановичу Гусеву — доктору геолого-минералогических наук, заслуженному геологу Российской Федерации, главному научному сотруднику Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), одному из ведущих специалистов России по геотектонике, региональной геологии и металлогении, геологическому картированию и геохимическим методам прогнозирования полезных ископаемых.

После окончания Саратовского государственного университета в 1960 г. работал научным сотрудником и заведующим лабораторией Якутского филиала СО АН СССР (1960—1985). С 1985 г. и по настоящее время трудится в ФГУП «ИМГРЭ».

В 1966 г. Г.С.Гусев успешно защитил кандидатскую, а в 1980 г. — докторскую диссертацию на тему «Динамические условия формирования складок и разрывов Верхояно-Колымской системы мезозойда».

Григорий Степанович исследовал региональную тектонику Верхояно-Чукотской складчатой области и Сибирской платформы, разработал на геодинамической основе тектонические и металлогенические модели Восточной Сибири и Северо-Востока Азии, Восточно-Европейской платформы и Урала, методические основы применения геохимической информации для палеогеодинамических реконструкций, глубинного прогнозно-геодинамического картирования, оценки минерагенического потенциала разноранговых металлогенических таксонов. Внедрение этих разработок установило их высокую эффективность.

Г.С.Гусев является одним из создателей комплекта геолого-геохимических карт России масштаба 1:5 000 000 (1998), нацеленных на принятие управленческих решений по постановке геологоразведочных работ для расширения минерально-сырьевой базы в ряде стратегически важных районах Российской Федерации. В 2000—2001 гг. создал «Схему тектонического районирования России масштаба 1:5 000 000» и «Схему металлогенического районирования России» того же масштаба на геодинамической основе, что позволило выделить ряд новых высокоперспективных металлогенических зон и районов на золото, олово, полиметаллы и редкие элементы.

Г.С.Гусев является одним из основных исполнителей и ответственным редактором значительного числа методических руководств по проведению региональных геолого-геофизических, геолого-съёмочных и поисковых работ. Начиная с 1995 г. активно участвует в разработке и внедрении в практику региональных работ технологии использования прогрессивных геохимических методов для повышения информативности и прогнозной эффективности государственных геологических карт масштабов 1:200 000—1:1 000 000 новых поколений. Григорий Степанович Гусев — активный участник разработки геохимических основ к этим картам.

Г.С.Гусев в 2005—2007 гг. активно участвовал в составлении прогнозно-геохимической карты масштаба 1:1 000 000 на территорию Восточной Сибири и Республики Саха (Якутия), в обобщении геолого-геохимической информации по региону проектируемого строительства нефтепровода Восточная Сибирь—Тихий океан. В результате этих работ им выявлен ряд перспективных площадей, на которых прогнозируется выявление месторождений золота, платины, серебра, меди, никеля, хрома, молибдена, кобальта, бериллия и других цветных металлов и редких элементов.

В 2007—2009 гг. Г.С.Гусев — один из основных авторов составления геохимической карты территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000, которая стала фундаментальной основой, обеспечивающей обоснование направлений региональных работ, прежде всего, на слабо из-



ученных высокоперспективных территориях. На этой карте выделено 90 первоочередных потенциальных высокоперспективных площадей, где прогнозируется возможность выявления крупных месторождений и значительное приращение минерально-сырьевой базы стронция, урана, ртути, висмута, золота, серебра, платины, олова, вольфрама, молибдена, алмазов, бериллия.

Г.С.Гусев является автором более 200 научных работ, в т.ч. более 10 монографий. Из них такие как «Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойда» (1979), «Структура и эволюция земной коры Якутии» (1985), серия монографий «Минерагенический потенциал недр России» (Вып. 1. Восточноевропейско-Баренцевская мегапровинция, 2008; Вып. 2. Уральская покровно-складчатая область, 2013) являются фундаментальными как по необъятности фактического материала, так и по новизне и обоснованности научных и практических выводов.

За безупречную службу и научные достижения Григорий Степанович Гусев отмечен правительственными и многочисленными ведомственными наградами Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации.

Григория Степановича отличают глубина и энциклопедичность геологических знаний, работоспособность, необыкновенная скромность, искренняя доброжелательность. Любое общение с ним является праздником мысли и высоких чувств.

Сердечно поздравляем Григория Степановича Гусева с Юбилеем и желаем крепкого здоровья, светлого ума и неиссякаемой энергии для исполнения обширных планов по созданию фундаментальных монографий по всем мегапровинциям России.

*Ученый совет ФГУП «ИМГРЭ»
Ученый совет ФГУП «ВСЕГЕИ»
Ученый совет ФГУП ЦНИГРИ
МЦГК «Геокарт»*

85-летие Евгения Александровича Козловского

Пройдя суровую школу жизни в период Великой Отечественной войны, Евгений Александрович Козловский участвовал в партизанском движении в Белоруссии. После окончания в 1948 г. Минского артиллерийского училища, а в 1953 г. Московского геологоразведочного института Е.А.Козловский начал трудовую деятельность в геологических организациях Дальнего Востока. При его непосредственном участии в Хабаровском крае был открыт и в рекордные сроки подготовлен к промышленному освоению Комсомольский оловорудный район. За большой вклад в решение этой проблемы в числе других геологов Евгению Александровичу было присвоено звание лауреата Ленинской премии. Активная производственная деятельность на этом отрезке жизненного пути Е.А.Козловского тесно сочеталась с научными изысканиями в области технико-технологического обеспечения геологических исследований по проблемам поисков и разведки месторождений. На материалах собственных исследований подготовил и защитил в МГРИ кандидатскую диссертацию. За время работы на производстве он сформировался как профессионал-геологоразведчик, руководитель, способный в сложных условиях успешно управлять геолого-производственным процессом.

В 1965 г. Е.А.Козловский был назначен на должность начальника Технического управления Министерства геологии РСФСР, а в 1970 г. утвержден членом коллегии Министерства. С его приходом в Министерстве разрабатывается и осуществляется обширная программа тематических работ и научно-технического прогресса при проведении геологоразведочных работ. Одновременно Е.А.Козловский заканчивает Академию народного хозяйства при Совмине СССР и Институт вычислительной техники и математических методов при МГУ. По результатам исследований в 1973 г. он успешно защитил докторскую диссертацию.

В этом же году Е.А.Козловский становится директором Всесоюзного института экономики минерального сырья и геологоразведочных работ (ВИЭМС).

В 1974 г. Е.А.Козловский назначается заместителем Министра геологии СССР, а в декабре 1975 г. Министром геологии СССР. Этот этап его трудовой деятельности оказался весьма плодотворным. На посту министра геологии СССР Е.А.Козловский проработал почти 15 лет. Это была эпоха великих преобразований, укрепления системы стратегического исследования недр, годы обеспечения нашей экономики различными видами минерального сырья; время, когда на первое место была выдвинута научно-производственная сфера деятельности. Не зря же геологи окрестили этот период «золотым веком геологии», а своего министра — «легендой горной промышленности»! Особенно высоко проявились гражданская позиция Евгения Александровича, государственный подход к решению проблем геологии, минерально-сырьевой базы страны, творческая разноплановость в осуществлении научных, технических, производственных и социальных проблем. С присущей ему принципиальностью и прямоотой Е.А.Козловский всегда отстаивал интересы геологии.

Благодаря настойчивости Министерства, Правительство оказывало постоянную поддержку отрасли, что высоко подняло престиж геологии и роль геолога в стране. Неслучайно в этот период состоялись крупнейшие геологические открытия месторождений нефти и газа в Западной и Восточной Сибири, алмазов в Архангельской области, цветных, редких, благородных металлов, уранового сырья и других полезных ископае-



мых на территории СССР. Эти открытия позволили укрепить и расширить минерально-сырьевую базу, которая и в настоящее время является одним из главных факторов, определяющих социально-экономическую обстановку в стране.

Е.А.Козловский придавал большое значение развитию геологоразведочных работ, созданию и укреплению минерально-сырьевого потенциала республик Советского Союза для развития производительных сил в них. В значительной степени благодаря ему геология в этот период стала одной из важнейших отраслей народного хозяйства государства.

Научная деятельность Е.А.Козловского характеризуется широким диапазоном исследований, среди которых можно выделить три главных направления: проблемы минерально-сырьевых ресурсов СССР и мира; методика и технология разведки полезных ископаемых и геологические проблемы окружающей среды. В его работах сформулированы принципы развития и использования минерально-сырьевой базы. К кардинальным геологическим проблемам относятся изучение строения, состава и эволюции Земли, комплексное изучение земной коры. Он успешно осуществлял руководство Межведомственным научным советом по проблемам изучения недр Земли и сверхглубокого бурения ГКНТ. Проходка уникальной Кольской сверхглубокой скважины оказалась возможной благодаря применению принципиально новой отечественной технологии, научных методов управления и организации работ, чему способствовал и личный вклад Е.А.Козловского. На правительственном уровне утверждается новая научно-практическая система исследования недр «Космос—воздух—земля—скважина», которая должна была поднять исследование недр на новый уровень. Е.А.Козловским создана научная школа, положившая начало новым подходам к системе управления, в т.ч. технологическими процессами и разведкой месторождений на основе геолого-экономического моделирования. Этим вопро-

сам посвящены монографии: «Кибернетические системы в разведочном бурении» (1985), «Геолого-экономическая модель: новые принципы разведки и организации работ» (1989), «Управление геологоразведочным производством. Кибернетический аспект» (1990) и другие.

Профессор Е.А.Козловский, являясь президентом XXVII сессии международного геологического конгресса (МГК), провел огромную работу по подготовке и проведению этого крупнейшего форума геологов мира. Организация и проведение конгресса получили высочайшую оценку советских и зарубежных участников, и, по их мнению, ни один последующий конгресс не смог достичь уровня XXVII МГК.

Е.А.Козловский осуществляет большую научно-редакторскую деятельность. Он являлся главным редактором многотомного издания «Геология СССР», «Горная энциклопедия» (5 томов), монографии «Кольская сверхглубокая», «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых» (10 томов), «Справочника инженера по разведочному бурению» (2 тома) и др.

Значительное внимание уделяет Е.А.Козловский подготовке научных кадров. Под его руководством защищены тридцать кандидатских и пять докторских диссертаций. Он является первооткрывателем ряда месторождений, автором открытий и свыше 40 изобретений.

В конце 1980-х годов Е.А.Козловский организовал в МГРИ новую кафедру оптимизации геологоразведочных процессов, а в начале 1990-х избирается Президентом Ассоциации геологических организаций, затем генеральным директором Института геолого-экономических проблем, вице-президентом Российской академии естественных наук, назначается членом коллегии ФА «Роснедра», членом Высшего горного совета России, членом правительственной Комиссии по топливно-энергетическому комплексу и воспроизводству минерально-сырьевых ресурсов. Долгие годы Евгений Александрович является членом ученого совета МГРИ-РГГРУ, помогая в подготовке квалифицированных кадров для отрасли.

Е.А.Козловским опубликован ряд фундаментальных изданий, среди которых широко известны монографии: «Россия: минерально-сырьевая политика и национальная безопасность» (2002), «Глубинные исследования недр Земли» (2003), «Минерально-сырьевая база топливно-энергетического комплекса России» (2004),

«Российская угольная энциклопедия» в трех томах (2005—2006), «Дальний Восток — зона притяжения» (2006). Особое место занимает его книга «Геология. Уроки Великой войны» (2005).

В 2010—2012 гг. вышла из печати и получила широкое признание «Российская геологическая энциклопедия» в 3-х томах. Профессор Е.А.Козловский в настоящее время завершает большую монографию «Минерально-сырьевые ресурсы в экономике мира и России».

Е.А.Козловский, авторитетнейший геолог-исследователь, избран академиком Международной академии минеральных ресурсов, Международной академии наук информатизационных процессов и технологий, почетным доктором ряда отечественных и зарубежных университетов.

Е.А.Козловский — автор почти 600 научных работ, в т.ч. и 45 монографий. За большой вклад в развитие минерально-сырьевой базы Е.А.Козловский награжден орденами и медалями СССР, России и зарубежных стран, удостоен Ленинской (1964) и Государственных премий (1998, 2002). Ему присвоены звания «Заслуженный деятель науки и техники РСФСР», «Заслуженный геолог России», «Почетный разведчик недр», «Почетный нефтяник», «Почетный работник газовой промышленности», «Почетный работник угольной промышленности». Награжден знаком «Шахтерская слава» трех степеней, ему присвоено звание «Человек года» (2012) и «Легенда горной промышленности» (2013). Е.А.Козловский являлся депутатом Верховного Совета СССР ряда созывов (1976—1989), членом Центрального Комитета профсоюза рабочих геологоразведочных работ и с высочайшей ответственностью выполнял возложенные на него обязанности.

В настоящее время Е.А. Козловский — главный научный сотрудник Российского государственного геологоразведочного университета, почетный президент Ассоциации геологических организаций, директор Института геолого-экономических проблем, вице-президент РАЕН, член Высшего горного совета России.

Е.А.Козловский полон творческих сил, как всегда устремлен на защиту Геологии и системы исследования недр, сохраняет глубокое уважение к труду разведчика недр. Исключительная душевность, серьезность восприятия и понимание коллег — это отличительная черта выдающегося Ученого и Человека!

Его жизненная позиция является ярким примером служения Делу и Отечеству!

*Министерство образования Российской Федерации
Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации
Российская академия естественных наук
Российский геологический холдинг «Росгеология»
Ассоциация геологических организаций
Российский государственный геологоразведочный университет
Санкт-Петербургский национальный минерально-сырьевой университет «Горный»
Институт геолого-экономических проблем (ИГЭП)
Редколлегия журнала*

7 мая 2014 года исполняется 85 лет доктору технических наук, профессору, Министру геологии СССР (1975—1989 гг.), вице-президенту РАЕН, Почетному Президенту Ассоциации геологических организаций, члену Высшего горного совета России **Козловскому Евгению Александровичу**

Поздравления и пожелания могут быть присланы по адресам:

117997, г.Москва, ул.Миклухо-Маклая, д.23, РГГРУ

Контактный телефон (495) 433-44-77, факс: (495) 935-43-83

E-mail: igepraen@yandex.ru и magsio@yandex.ru

Памяти Александра Павловича Смелова

Научная общественность Якутии понесла большую утрату. 4 февраля 2014 г. трагически погиб Александр Павлович Смелов, директор Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Заслуженный деятель науки Республики Саха (Якутия), действительный член Академии наук Республики Саха (Якутия).

Александр Павлович родился 26 апреля 1958 г. в г. Новосибирск в семье геодезистов. Но вся его жизнь была связана с Якутией. После окончания в 1980 г. геолого-геофизического факультета Новосибирского государственного университета А.П.Смелов пришел на работу в Институт геологии Якутского филиала АН СССР, где прошел путь от старшего лаборанта до директора.

Александр Павлович внес значительный вклад в изучение геологии и укрепление минерально-сырьевой базы Республики Саха (Якутия).

Основное направление исследований А.П.Смелова — изучение геологии, геодинамики и металлогении докембрия, Сибирской платформы в целом и эволюции литосферы Якутской кимберлитовой провинции в частности, которые он проводил в тесном сотрудничестве с учеными отечественных и зарубежных научных центров. Под его руководством и при личном участии разработаны методические приемы картирования и расчленения метаморфических комплексов Алданского и Анабарского щитов; выявлены главные рубежи корообразования в докембрии Северо-Азиатского кратона; установлено время формирования и геодинамическая природа металлогенических поясов с различной рудоносностью в раннем докембрии; определены и апробированы поисковые критерии обнаружения месторождений благородных и цветных металлов в зеленокаменных и гранулитогнейсовых провинциях.

В последнее время основное внимание Александр Павлович уделял исследованиям в области геологии и петрологии алмазоносных провинций. Под его руководством и им лично проведено изучение перспектив алмазоносности кимберлитов нового Хомпу-Майского поля в Центральной Якутии и сопредельных территорий. Установлен новый генетический тип коренных источников ассоциации алмазов для россыпей северо-востока Сибирской платформы. Предложены комплексные модели контроля кимберлитового магматизма. Выявлены этапы алмазообразования в верхней мантии и их связь с геодинамическими процессами. Установлена связь между палео- и неопротерозойскими этапами кристаллизации алмазов и геодинамикой формирования литосферы Северо-Азиатского кратона. Обоснован новый тип коренных источников алмаза на северо-востоке Сибирской платформы, представленный осадочно-вулканоген-



ными образованиями базального горизонта карнийского яруса верхнего триаса.

А.П.Смелов являлся руководителем и исполнителем проектов РФФИ, интеграционных проектов СО РАН, программ РАН и ОНЗ РАН, республиканских научно-технических программ. Неоднократно участвовал в организации международных проектов и экспедиций, а так же ряда международных и всероссийских конференций.

А.П.Смелов являлся членом Научного совета по проблемам геологии докембрия РАН, Общих собраний СО РАН и РАН, Объединенных ученых советов по наукам о Земле СО РАН и АН РС (Я), Президиума ЯНЦ СО РАН, Совета по инновациям при Президенте АК «АЛРОСА», секции Совета по науке при Президенте РС (Я), Якутского регионального экспертного совета Роснедра при Государственном комитете РС (Я) по геологии и недропользованию, входил в Федеральный реестр экспертов в научно-технической сфере Министерства образования и науки Российской Федерации, являлся экспертом Центра стратегических исследований РС (Я).

Научные труды А.П.Смелова широко известны в нашей стране и за рубежом, он автор более 250 научных работ, в т.ч. 19 монографий, 3 геологических карт, 75 зарубежных публикаций, 3 учебных пособий.

В нашей памяти Александр Павлович Смелов сохранится как замечательный геолог-полевик, ученый с широким кругозором, человек с открытой душой, заботливый отец и любящий муж, отзывчивый и верный друг.

*Коллектив ИГАБМ СО РАН
Редколлегия журнала*