

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

3/2014

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

Итоги и рекомендации научно-практической конференции «Принципы планирования и разработка предложений по направлениям ГРП по воспроизводству минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов на территории Российской Федерации на 2015—2020 гг.» 3

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Коковкин А.А.

Новейший этап развития структуры и металлогении Синегорской рудно-магматической системы (Южное Приморье) 5

Татаринов А.В., Яловик Л.И., Батышев В.Г.

Благороднометалльная рудообразующая система венд-рифейского Селенгино-Витимского зелено-каменного пояса 17

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Тихонов А.И., Миронова Н.Е., Яковлев Е.Ю., Осипова С.В.

Развитие гипотезы образования Астраханского газоконденсатного месторождения в результате поступления мантийного плюма 26

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сейтмуратова Э.Ю., Диаров А.Б., Сайдашева Ф.Ф., Аршамов Я.К., Баратов Р.Т.

К обоснованию перспектив выявления крупных эпitherмальных золотосеребряных месторождений в Жонгаро-Балхашской складчатой области (Центральный и Южный Казахстан) 33

Роголина Л.И., Воропаева Е.Н., Мельников А.В., Карабцов А.А., Анисимова Г.С.

Минералогический аспект полигенного оруденения в рудах Березитового золотополиметаллического месторождения (Верхнее Приамурье) 41

Новрузов Н.А.

Особенности распределения ртути в месторождениях колчеданной формации Южного склона Большого Кавказа 52

Барнов Н.Г.

Промышленная минерализация рубиноносной зоны месторождения Снежное (центральный Памир). 59

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Калмыков Н.П.

О стратиграфии и фауне раннего плейстоцена Приазовья. 62

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Магомедов Р.А.

Дизъюнктивная тектоника и современная сейсмичность территории Восточного Кавказа 69

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

Куприн П.Н.

Геологическое строение шпory Сула и Молуккского архипелага в Азиатско-Австралийском сегменте континентальной окраины — переходной зоны Тихого океана 78

ДИСКУССИИ

Лихачёв А.П.

Планеты земной группы как твердые остатки (ядра) обычных преимущественно газовых планет, потерявших газовую составляющую при первоначальной вспышке Солнца. 89

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

Воробьёва С.В.

Факты, запечатленные в каменной летописи Занежья, и их геологическая интерпретация. 98

РЕЦЕНЗИИ

Ерёмин Н.И., Воробьёв В.И.

Актуальное обобщение геологических условий размещения месторождений меди, цинка, свинца в Уральском регионе

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

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 09.06.2014. 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

**Итоги и рекомендации
научно-практической конференции
«Принципы планирования и разработка предложений по направлениям ГРП по
воспроизводству минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов
на территории Российской Федерации
на 2015—2020 гг.»**

15—17 апреля 2014 г. в Федеральном государственном унитарном предприятии Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ, г.Москва) в соответствии с планом выставочных мероприятий, конференций и научных совещаний Федерального агентства по недропользованию на 2014 г. (Приложение к Приказу Роснедр от 16.12.2013 г. №1078) проведена научно-практическая конференция «Принципы планирования и разработка предложений по направлениям ГРП по воспроизводству минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов на территории Российской Федерации на 2015—2020 гг.».

Цель конференции — расширенное обсуждение предложений для включения в Перечень объектов Госзаказа Роснедра по воспроизводству минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых (МСБ ТПИ) на 2015 г. на основе использования принципов программно-целевого планирования геологоразведочных работ.

В работе конференции приняли участие более 150 представителей 45 геологических предприятий и организаций России: подведомственных Роснедра — 11, РАН и ВУЗы — 4, недропользователей — 30.

На пленарном заседании заслушано 10 докладов. На секционных заседаниях — 22. На стендовой сессии демонстрировались 50 докладов. На конференции работали четыре секции: «Медно-порфировые системы», «Большеобъемные золоторудные месторождения в углеродисто-терригенных комплексах», «Золотосеребряные и золотопорфировые месторождения» и «Методы прогноза и поисков месторождений».

На конференции были рассмотрены и проанализированы обоснования постановки опережающих, поисковых и оценочных работ на конкретных объектах ГРП, тематических и научно-исследовательских работ, обсуждены научно-методические основы прогноза и поисков месторождений, критерии прогнозной оценки территорий, количественной геолого-экономической оценки объектов ГРП, дан анализ направлений ГРП по результатам региональных геолого-съемочных и геохимических работ. Также обсуждены методологии, методики и результаты применения современных аэрогеофизических, сейсмических, изотопно-геохимических технологий, комплексирования методов прогноза и поисков месторождений. Экспертная группа провела оценку предложений по наиболее перспективным для постановки работ объектам.

Участники конференции, обсудив представленные доклады, отмечают:

1. Принципы программно-целевого планирования ГРП, предусмотренные в качестве базовых при реализации Государственной подпрограммы «Воспроизводство МСБ, геологическое изучение недр (твердые полезные ископаемые)», в недостаточной степени учитываются при формировании ежегодных Перечней объектов Госзаказа Роснедра.

2. Существующие научно-методические основы, методологии и методики прогноза, поисков, оценки, в том числе и конечных результатов ГРП, лишь в единичных случаях используются при составлении проектов для включения в Перечень.

3. Весьма действенным инструментом повышения эффективности ГРП по реализации мероприятий Государственной подпрограммы «Воспроизводство МСБ...» является научно-методическое обеспечение и сопровождение ГРП, осуществляемое научно-исследовательскими институтами Роснедра.

4. Территориальные органы Роснедра в недостаточной степени контролируют и участвуют в формировании Перечней объектов для их представления в Роснедра с учетом принципов программно-целевого планирования.

5. В целом ряде объектов ГРР, представляемых для включения в Перечень, отсутствуют показатели апробированных прогнозных ресурсов, комплексы обосновывающей графики, надежная геологическая основа проведения работ; границы площадей планируемых работ зачастую проводятся без учета геологических и металлогенических границ; объекты-аналоги обычно подбираются формально, методически некорректно; для многих объектов не устанавливаются ожидаемый геолого-промышленный тип оруденения и, соответственно, геолого-поисковая модель; отсутствуют материалы по экспрессной ГЭО.

6. Полученные результаты работ по тем или иным участкам, включая прогнозные ресурсы категорий P_2 и P_1 , лишь в отдельных случаях получают квалифицированную ГЭО, которая в значительной степени определяет как государственные интересы, так и инвестиционную привлекательность конкретного объекта.

Конференция рекомендует:

1. Ускорить утверждение «Положения о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям (твердые полезные ископаемые)», разработанного в 2013 г. по поручению Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации.

2. Ускорить утверждение методических рекомендаций «Экспрессная методика поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таёжных ландшафтах», разработанных ЦНИГРИ и представленных в Роснедра в 2014 г.

3. Усилить научно-методическое сопровождение и обеспечение ГРР, выполняемых за счет средств Госбюджета по воспроизводству МСБ ТПИ.

4. Продолжить оценку прогнозных ресурсов ТПИ в мониторинговом режиме, с оптимизацией информационно-аналитической системы оценки прогнозных ресурсов.

5. Разработать отраслевые стандарты оценки результатов и качества поисковых и оценочных работ применительно к геолого-промышленным типам месторождений и стадийности ГРР.

6. Создать эффективные технологии прогноза, поисков и оценки месторождений ТПИ с использованием современных методологий, методов и аппаратных средств.

7. Разработать методические рекомендации по ГЭО и формированию инвестиционных проектов для поисковой и оценочной стадий ГРР.

8. Провести комплексную экспрессную (экспертную) ГЭО объектов кадастра прогнозных ресурсов по ликвидным видам ТПИ с целью выделения их рентабельной части.

9. Сформировать программы ГРР для территории ДВФО на основе принципов программно-целевого планирования, включая ГЭО центров экономического роста и переоценки месторождений ТПИ нераспределенного фонда недр, числящихся на государственном балансе.

10. Систематизировать поисковые обстановки для ведущих типов ТПИ с формированием баз данных и банков эталонов для оптимизации проектов ГРР.

Заместитель председателя Оргкомитета
научно-практической конференции,
директор ФГУП ЦНИГРИ
Б.К.Михайлов

Новейший этап развития структуры и металлогении Синегорской рудно-магматической системы (Южное Приморье)

А.А.КОКОВКИН (Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН; 680000, г.Хабаровск, ул.Ким Ю Чена, д.65)

Представлена акцентированная на новейший этап эволюционная модель Синегорской рудно-магматической системы (СРМС), составленная на основе информации по прогнозно-поисковым работам на уран в Синегорском и Вознесенском рудных районах и результатам исследования новейшей геодинамики и сейсмотектоники Востока Азии. Показана позиция Синегорской рудно-магматической системы в эволюционирующей структуре региона, дана характеристика основных этапов ее развития. Исследовано влияние на СРМС динамично развивающихся, тесно взаимодействующих новейших окраинно-континентальных структур Тихоокеанского подвижного пояса — Амуро-Ханкайского рифтогена и Сихотэ-Алинского орогена. Приведены доказательства современной активности контролирующих эти структуры новейших разломов. Дана характеристика новейшего уран-полиэлементного рудогенеза. Показано трансформирующее влияние новейших процессов на оруденение каледонских и герцинских рудно-магматических систем.

Ключевые слова: моделирование, рудно-магматическая система, орогенез, рифтогенез, рудогенез, новейшая тектоника, дислокации, эрозия, выветривание, сейсмичность.

Коковкин Александр Александрович, kokovkin@itig.as.khb.ru

Modern stage of development of the structure and metallogeny of the Sinegorsk ore-magmatic system (South Primorye)

A.A.KOKOVKIN

Based on uranium prospecting data for the Sinegorsk and Voznesenka ore districts and the results of recent geodynamic and seismotectonic studies of East Asia, an evolutionary model simulating the modern stage of development of the Sinegorsk ore-magmatic system (SOMS) is compiled. The location of SOMS in the evolving structure of the region is shown and the main stages of its development are described. The influence exerted on the SOMS by dynamically evolving and closely interrelating modern continental-marginal structures of the Pacific Mobile Belt, namely the Amur-Khanka riftogen and the Sikhote-Alin orogen, is studied. The proofs are given supporting the activity of modern faults that control these structures. The modern uranium-polyelement ore genesis is characterized. It is demonstrated the transformation effect of modern processes on mineralization of the Caledonian and Hercynian OMSs.

Key words: modeling, ore-magmatic system, orogenesis, riftogenesis, ore genesis, modern tectonics, dislocations, erosion, weathering, seismicity.

Синегорская рудно-магматическая система (рис. 1) находится в пределах активной окраины Азии, в южной части Ханкайского массива, расположенного на востоке байкальско-герцинского Центрально-Азиатского подвижного пояса, преобразованного, в свою очередь, структурой более молодого мезозойско-кайнозойского Тихоокеанского пояса [8]. Такая позиция Синегорской рудно-магматической системы уже сама по себе предполагает ее весьма длительную и непростую эволюцию. Здесь в условиях сложноорганизованной, напряженной геодинамики развивался полихронный (каледонский, герцинский, новейший) полиэлементный рудогенез, сформировавший флюоритовое, редкометалльное, редкоземельное, полиме-

таллическое, урановое и германиевое оруденения Вознесенского и Синегорского рудных районов.

Структура Синегорской рудно-магматической системы активно вела себя в т.ч. и на новейшем этапе, под которым автор понимает время с эоцена по голоцен включительно. Показателями высокой активности его молодой геодинамики являются здесь новейшие, тесно взаимодействующие окраинно-континентальные структуры Тихоокеанского подвижного пояса — Сихотэ-Алинский ороген и Амуро-Ханкайский рифтоген. Они протягиваются в субмеридиональном направлении к северу от СРМС более чем на 1300 км до современной Охотоморской впадины [9, 11]. Новейший рифтогенез и орогенез, сдвиг-надвиговая

тектоника и сейсмотектоника, осадкообразование, развитие кор выветривания и эрозия, трапповый магматизм, очаговый низкотемпературный гидротермальный метасоматоз и экзогенный окислительный эпигенез с генерируемыми ими полиэлементными рудообразующими системами — все эти тесно взаимосвязанные новейшие процессы во многом и определили сложность внутреннего строения Синегорской рудно-магматической системы.

Автор данной публикации в 1977—1986 гг. проводил здесь прогнозно-поисковые работы на уран по семи геологическим заданиям с комплексом методов, включавшим в т.ч. более 100 000 м бурения и струк-

турную геофизическую подготовку с 40-километровым профилем МОВ-ОГТ. Эти работы стали последними по урановому направлению на территории Приморья. После их завершения была составлена эволюционная модель Синегорской рудно-магматической системы с реконструкцией ее развития от протерозоя до квартера [4]. Насыщенность представительной, разноплановой информацией в сочетании с междисциплинарным подходом к ее обработке обеспечили ей достаточно высокую достоверность. Отдельные элементы этой модели представлены в публикациях [3, 6, 7].

В последние годы было проведено дополнительное исследование Синегорской рудно-магматической системы, получены свежие сведения по ее новейшей тектонике и сейсмотектонике, новейшим рудообразующим и рудотрансформирующим процессам. Для оценки влияния на СРМС синхронно развивающихся новейших структур Амуро-Ханкайского рифтогена и Сихотэ-Алинского орогена выполнено дешифрирование материалов космофотосъемки с выделением систем новейших разломов, проведены дополнительные маршрутные наблюдения. Элементы прежней модели Синегорской рудно-магматической системы были приведены в соответствие с разрабатываемой автором волновой моделью структурирования континентальной коры [1, 5, 8, 10]. Полученные результаты позволили существенным образом скорректировать сложившиеся ранее представления о характере развития Синегорской рудно-магматической системы и формировании ее современного структурно-металлогенического плана.

Результаты исследований. Краткий очерк доновейшей эволюции Синегорской рудно-магматической системы. Докаледонский фундамент, на котором развивалась описываемая рудно-магматическая система, был сформирован в период от *протерозоя* до *силура*. В *позднем протерозое*—*раннем кембрии* в условиях пониженной тектономагматической активности древней платформы, объединявшей тогда Сибирский и Китайский кратоны, в сравнительно глубоководном морском бассейне отлагались осадки терригенно-карбонатной формации (спасская и вознесенская серии). В *кембрии*—*ордовике* произошла деструкция протоплатформы с образованием *Центрально-Азиатского подвижного пояса* (ЦАПП) — восточного (широтного) фрагмента Урало-Монгольского пояса. Пояс был насыщен ее реликтовыми блоками, в числе которых оказалась и структура Ханкайского массива. До мезозоя она, по-видимому, развивалась вместе в другом реликте протоплатформы — Буреинским массивом, как единый микроконтинент.

На завершающей стадии данного этапа в Центрально-Азиатском подвижном поясе, в условиях нарастающего под давлением Сибирского и Китайского кратонов пульсационного сжатия, проходили масштабные процессы сводообразования. В южной час-

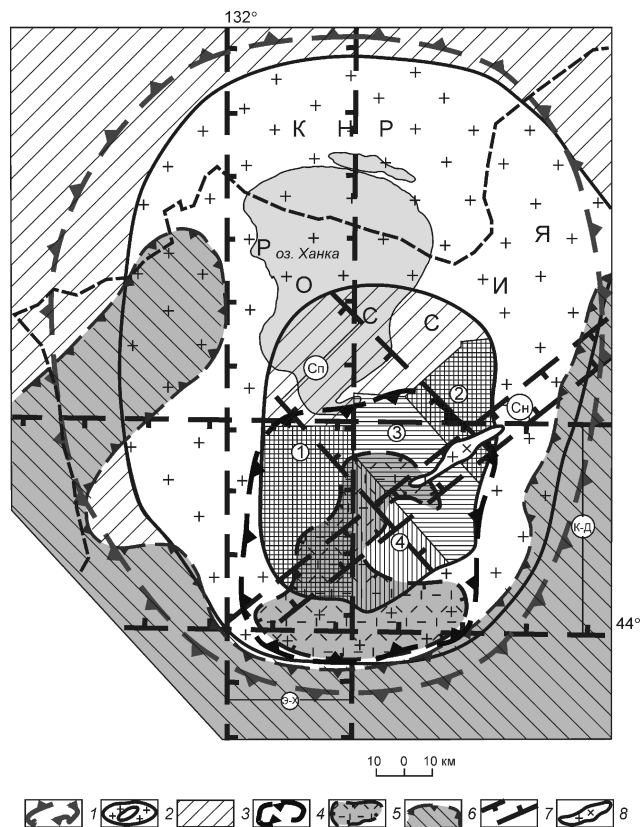


Рис. 1. Схема реконструкции Синегорской рудно-магматической системы по работам 3, 4, с дополнением:

1 — контур Приханкайского свода по данным космофотодешифрирования; 2 — контур кольцевого батолита; 3 — байкальско-каледонские образования Центрально-Азиатского пояса; контуры: 4 — Синегорской рудно-магматической системы, 5 — девон-карбоновых и пермских (континентальных) вулканотектонических структур, 6 — развития субаквальных вулканогенных позднепермских и прибрежно-морских осадочных мезозойских образований южной периферии Приханкайского свода; 7 — зоны глубинных разломов: Э-Х — Эхилкан-Ханкайская, К-Д — Кавалерово-Дальнегорская, Сн — Синегорская, Сп — Спасская; 8 — Синегорская интрузия; цифры в кружках — жесткие блоки протерозой-раннепалеозойских пород внутренней части батолитового кольца: 1 — Вознесенский, 2 — Спасский, 3 — Черниговский, 4 — Вассиановский

ти упомянутого микроконтинента, в узле пересечения разломов ортогональной системы в это время была сформирована структура *Приханкайского свода* с очагом гранитообразования в его основании. В образовавшуюся над очагом зону разуплотнения стали погружаться блоки избыточной плотности, сложенные дислоцированными и метаморфизованными к этому времени породами спасской и вознесенской серий. Просадка этих блоков привела, в свою очередь, к формированию на поверхности коры довольно крупной Синегорской впадины с озерным бассейном, заполнявшимся осадками пестроцветной карбонатно-терригенной (молассоидная) формации.

В *силуре* в результате усиления регионального сжатия произошла активизация гранитного очага с формированием кольцевого гранитного батолита, сложенного гранитоидами известковисто-щелочного ряда. Батолит представлен в пределах России своей южной частью, его северное замыкание находится на территории Китая. Состав гранитоидов батолита изменяется от диоритов и гранодиоритов ранней фазы, до преобладающих здесь нормальных и щелочных калиевых гранитов основной фазы, специализированных на довольно широкий спектр элементов, с наиболее устойчивой группой в составе (U, Th, Zr, Y, Yb, Be, Sn, Pb, Ti).

К концу *силура* развитие батолита привело к деградации озерного бассейна в апикальной части Приханкайского свода. Во внутренней части батолитового кольца в это время были сформированы интрузивно-купольные структуры с массивами щелочных лейкогранитов в их ядерных частях (вознесенский, куйбышевский комплексы). По своему составу они близки к гранитам основной фазы. Осадки Синегорской впадины под воздействием лейкогранитов были метаморфизованы и дислоцированы, но в гораздо меньшей степени, чем породы ее фундамента. С этого времени Синегорская рудно-магматическая система и начала свое существование в качестве самостоятельного металлогенического объекта. С упомянутыми интрузивно-купольными структурами связано развитие двух ее локальных рудно-магматических систем — Вознесенской и Куйбышевской, продуцировавших флюоритовое, редкометалльное, редкоземельное, тантал-ниобиевое и полиметаллическое оруденения. Первой из них было сформировано оруденение Вознесенского района. Вторая — потенциально рудоносный объект ранга рудного узла.

В *девон-пермское время* наращивание сжатия с гранито- и сводообразованием в структуре Центрально-Азиатского подвижного пояса привело к появлению в его восточной части крупного Аргуно-Ханкайского мегасвода (АХМС), включившего в себя реликтовые блоки протоплатформы — Аргунский, Буринский, Ханкайский и др. В дальнейших событиях мегасвод вел себя как жесткая континентальная структура, постепенно аккретировавшаяся к Китай-

скому и Сибирскому кратам. Вошедшая в состав АХМС структура Приханкайского свода продолжила свое развитие и со временем была эродирована с препарацией батолитового кольца и локальных интрузивно-купольных структур в его внутренней части. Произшедшая затем активизация Центрально-Азиатского пояса в свою очередь активизировала структуру Приханкайского свода с очагом гранитообразования и привела к расколу апикальной части свода с развитием рифтогенеза. В результате в контуре Синегорской рудно-магматической системы на эродированной поверхности свода была заложена система вулканотектонических структур, выполненных предвулканогенной молассой и породами специализированной на уран андези-трахириолитовой формации. С развитием этих вулканотектонических структур связано появление локальных *герцинских* рудно-магматических систем уранового профиля (Тихорецкая, Лунзенская, Вассиановская, Раковская и др.), сформировавших ряд мелких месторождений, многочисленные рудопроявления и аномалии урана. Сведения о них приведены в работах [4, 8, 12].

В *поздней перми* в завершающую фазу развития Центрально-Азиатского подвижного пояса южная часть Приханкайского свода была в очередной раз активизирована. На юго-востоке Синегорской рудно-магматической системы в окраинно-континентальных условиях развивались вулканоструктуры с породами андези-риолитовой формации, также несущими признаки урановой специализации.

На границе *триас—юра* ход эволюции Синегорской рудно-магматической системы резко изменился. С этого времени ее структура стала развиваться под определяющим влиянием Тихоокеанского подвижного пояса. Юрско-раннемеловая трансгрессия ранней фазы развития этого пояса захватила в т.ч. и южную периферию СРМС. Здесь в условиях мелкого моря отлагались осадки угленосной песчано-алевритовой формации, трансформированные затем более поздними событиями и сохранившиеся в реликтовой структуре *Раздольненской* впадины.

В *позднем мелу—палеоцене* на окраине Азии в магматогенном режиме активно развивался орогенез. В начале этапа, в условиях нарастающего на континенте сжатия, по зоне Синегорского разлома в северо-восточную часть Синегорской рудно-магматической системы внедрилась одноименная трещинная интрузия гранодиоритов. Внедрение сопровождалось метаморфизмом вмещающих ее образований и формированием конформной этой интрузии горст-антиклинали. Большую часть палеоцена структура СРМС продолжала развиваться в орогенном режиме, но уже с заметно пониженной тектономагматической активностью. В условиях гумидного климата она была подвержена масштабной эрозии, в динамичном равновесии с которой формировались площадные и линейные коры выветривания. Многочис-

ленные реликты площадных кор выветривания мощностью до 20—30 м сохранились на силурийских гранитах в западной части Синегорской рудно-магматической системы — на обрамлении новейших впадин и под их осадочным чехлом. Линейные коры выветривания развивались по зонам разломов с особой избирательностью по мезозойским дайкам среднего-основного состава. В фундаменте Раковской впадины (в зоне Эхилкан-Ханкайского разлома) глинизированные дайки андезитовых порфиритов с реликтовыми гнездами лимонита прослежены скважинами до глубины 400 м и более.

Особенности новейшего этапа развития Синегорской рудно-магматической системы. В *нашей время* описываемая система испытала целый ряд трансформаций, с преобразованием ее более раннего структурно-металлогенического плана и дополнительным рудогенезом. Наиболее существенные преобразования связаны с наложением на Синегорскую рудно-магматическую систему новейших, синхронно развивающихся структур Амуро-Ханкайского рифтогена и Сихотэ-Алинского орогена. Ход их развития контролировали активизированные в это время разломы ортогональной и диагональной систем. Достаточно уверенно здесь выделяются три основных стадии новейших трансформаций.

В *эоцен-миоценовое* время отдельные блоки Синегорской рудно-магматической системы были погружены под воздействием сдвиговой тектоники Амуро-Ханкайского рифтогена до глубины 0,5—2 км, с формированием системы впадин и сопряженных с ними палеодолин. На развитие юго-западной части этой системы существенное влияние оказала зона меридианного Эхилкан-Ханкайского разлома. Протяженная (1500 км) структура этого разлома прослеживается в целой системе признаков — от Сибирского кратона на севере до выхода в Японское море на юге. Приморский фрагмент зоны Эхилкан-Ханкайского разлома изучен к югу от оз. Ханка (см. рисунки 1 и 2) по данным бурения, структурной геофизики, космофотоматериалам, а также прямыми наблюдениями в многочисленных карьерных вскрытиях и дорожных врезках.

Сложно построенная, длительно развивающаяся структура Эхилкан-Ханкайского разлома, трансформированная новейшим знакопеременным сдвигом с наращиванием ее мощности до 50 км и более, представлена здесь многочисленными фрагментированными швами. Модель знакопеременного сдвига, являющаяся составной частью упомянутой выше волновой модели, освещена в работах [5, 8, 11]. В докайнозойском фундаменте впадин швы Эхилкан-Ханкайского разлома «раскрыты» — выполнены дезинтегрированным, обводненным субстратом с реликтами позднепалеозойских и мезозойских даек довольно пестрого состава. Внутреннее строение этих швов было изучено по данным бурения в фундаменте Раковской и Вадимовской впадин. Состояние перма-

нентной «раскрытости» новейших разломов Синегорской рудно-магматической системы поддерживается высокой сейсмичностью активной окраины Азии. Севернее Вознесенского блока структура Эхилкан-Ханкайского разлома, контролирующая крутой западный борт Вадимовской впадины, трассируется шлейфом ее подгорно-веерных осадков, отражающих конседиментационный характер развития Эхилкан-Ханкайского разлома в течение всего новейшего этапа. Это подтверждают сведения по пройденному здесь опорному профилю со скважинами глубиной до 700 м [4].

С северо-востока на СРМС по активизированной в это время зоне *Синегорского разлома* была наложена новейшая структура *Сихотэ-Алинского орогена*. Приосевая часть Синегорской рудно-магматической системы была трансформирована при этом сдвигом надвиговой тектоники с вертикальной амплитудой до 1,5 км и подверглась масштабной эрозии. Индикатором трансформаций является препарированная эрозией Синегорская интрузия и сформированная ею горст-антиклиналь, которые были дополнительно разбиты северо-западными и субширотными разломами с наращиванием амплитуды перемещений к северо-востоку и эродированы с увеличением среза в том же северо-восточном направлении. На обрамлении новейших впадин были при этом эродированы и сформированные ранее коры выветривания.

На второй, *плиоцен-раннечетвертичной* стадии, в ходе развивающейся на мантийном уровне глобальной активизации, вся система глубинных разломов Синегорской рудно-магматической системы была активизирована с проявлением траппового магматизма. Большая часть ее поверхности была закрыта при этом платобазальтами (см. рис. 2). В современном состоянии они представлены реликтовыми полями Шкотовского и Сергеевского плато, многочисленными мелкими фрагментами базальтовых покровов, останцами базальтовых вулканов и дайками среднего-основного состава (слабо выветрелыми, в отличие от даек мезозойского возраста). По своей петрохимической характеристике эти базальты относятся к щелочным разновидностям нормального ряда. В Синегорской рудно-магматической системе они отличаются повышенной до 3 г/т специализацией на уран. Отдельные покровы базальтов проникли и в верхнюю часть осадочного чехла впадин (Ивановская, Сандуганская, Реттиховская, Арсеньевская и др.). Контакты осадков с базальтами, как правило, «холодные» без видимых следов изменений.

В это же время была дополнительно активизирована и вся система разломов Синегорской рудно-магматической системы. В пределах зоны Эхилкан-Ханкайского разлома в миоценовых осадках Раковской, Павловской, Реттиховской и других впадин, в породах их фундамента и в кайнозойской коре выветривания развивались разрывные и пликативные дислокации с верти-

кальной амплитудой до 10—15 м (рис. 3). В осадочном чехле впадин развиты также послойные срывы и субгоризонтальные зоны смятия. Разрывные нарушения насыщены открытыми трещинами с зеркалами и бороздами скольжения по плоскостям. Дислокации этой стадии нередко сопровождаются проявлениями аргиллизитового низкотемпературного метасоматоза с каолинитом, нонтронитом, монтмориллонитом, гидрослю-

дами, карбонатами (кальцит, сидерит) и сульфидами (см. рис. 3). С очагами этого метасоматоза связано развитие новейшего рудогенеза в фундаменте и осадочном чехле новейших впадин.

Плейстоцен-голоценовая, завершающая стадия новейших трансформаций Синегорской рудно-магматической системы связана с последней (амагматической) фазой активизации, с отчетливо выраженной

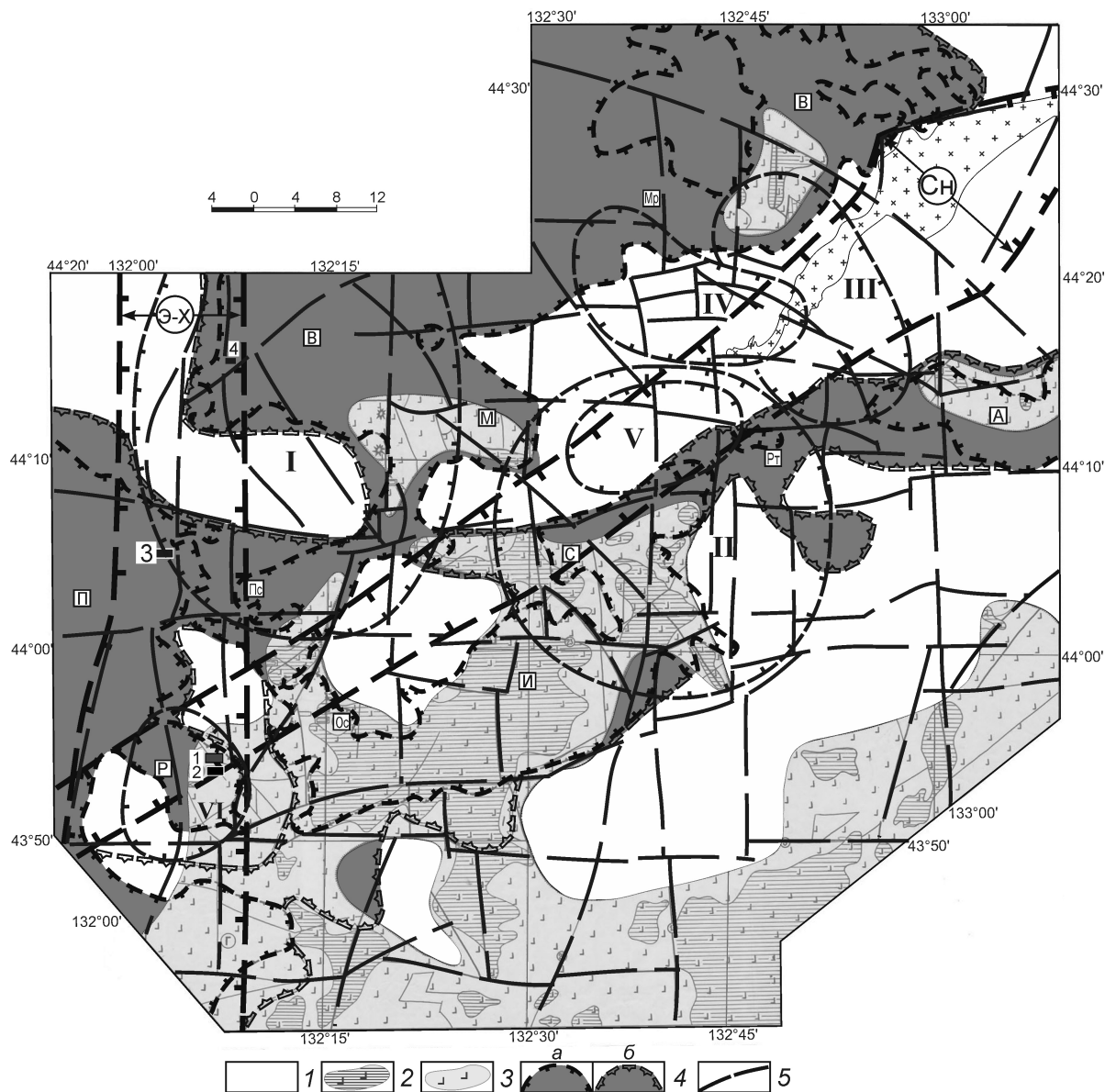


Рис. 2. Схема новейших трансформаций Синегорской рудно-магматической системы по работе [4], с дополнениями:

плиоцен—ранний квартер: 1 — выходы на поверхность пород фундамента новейших впадин; контуры полей неоген-четвертичных платобазальтов: 2 — современные, 3 — реконструированные; 4 — контуры новейших впадин (в полях платобазальтов не закрашены): а — современные, б — реконструированные; 5 — новейшие разломы; зоны новейших глубинных разломов: Э-Х — Эхилкан-Ханкайская, Сн — Синегорская; локальные докайнозойские рудно-магматические системы: каледонского (I — Вознесенская, II — Куйбышевская) и герцинского (III — Тихорецкая, IV — Лунзенская, V — Вассиановская, VI — Раковская) этапов; месторождения новейшего этапа: 1 — Раковское урановое и 2 — Раковское германиевое, 3 — Павловское германиевое, 4 — рудопоявление урана Березьянское-1; основные впадины (буквы в квадратах): Р — Раковская, И — Ивановская, Пс — Поисковая, П — Павловская, С — Сандуганская, Рт — Реттиховская, В — Вадимовская, А — Арсеньевская, М — Монастырищенская, Ос — Осиновская; см. услов. обозн. к рис. 1

доминантой Сихотэ-Алинского орогена над структурой Амуро-Ханкайского рифтогена. В центре СРМС структурой Сихотэ-Алинского орогена были дополнительно трансформированы Синегорская интрузия с одноименной горст-антиклиналью. Амплитуды сдвиг-надвиговых перемещений достигали в это суперновейшее время первых сотен метров. На северо-востоке Синегорской рудно-магматической системы, где наращивается влияние структуры Сихотэ-Алинского орогена, дислокации могли быть и масштабнее, но там они маскированы горно-таежными ландшафтами и в основном скрыты от наблюдения.

Под влиянием Сихотэ-Алинского орогена впадины Амуро-Ханкайского рифтогена в центре и на юге Синегорской рудно-магматической системы были также нарушены сдвиг-надвиговой тектоникой — взброшены с амплитудой до n 100 м, выведены из седиментогенеза и частично эродированы. Индикатором является современный эрозионный рельеф поверхности большинства этих впадин. По-видимому, именно в это время была взброшена на 300 м Реттиховская впадина, сохранившаяся в виде реликтового блока с тектоническими ограничениями. Близкий по амплитуде взброс осадков того же возраста установлен автором по данным поискового бурения и на северо-восточном борту Ивановской впадины [4]. Сформированные ранее базальтовые плато в ходе этой суперновейшей активизации были также взломаны тектоникой, эродированы и приобрели свой современный, реликтовый облик.

Многочисленные наблюдения во вскрытой карьереми коре выветривания гранитов на обрамлении Сандуганской, Арсеньевской, Раковской, Павловской и Жариковской впадин установили, что по плоскостям самых поздних нарушений растерт лимонит современной зоны поверхностного окисления. Это является дополнительным свидетельством активности плейстоцен-голоценовой тектоники Синегорской рудно-магматической системы, южнее которой в зоне Эхилкан-Ханкайского разлома на взброшенном новейшей тектоникой северном борту долины р.Раздольная в осадках раннечетвертичной террасы наблюдался левосторонний взбросо-сдвиг с горизонтальной амплиту-

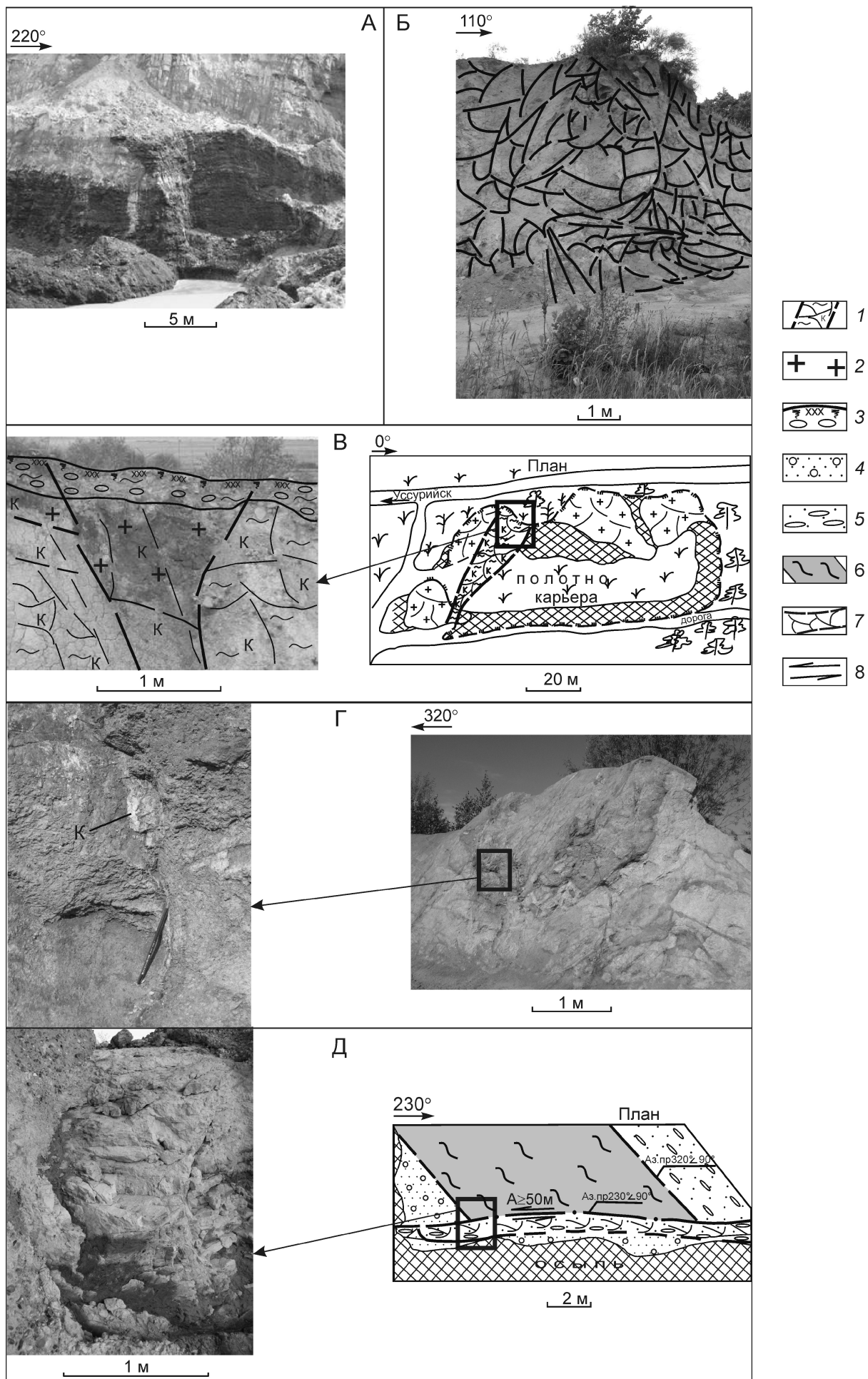
дой не менее 50 м (см. рис. 3). Рыхлые песчано-гравийно-галечные отложения с прослоем белых глин, каолинизированных и заметно литифицированных на предыдущей стадии, поставлены здесь «на голову». По контакту с песками на фронте сдвига в этих белых глинах проявлены чешуйчатые деформации — результат «бульдозингового» эффекта.

Высокий уровень активности структура СРМС поддерживает и в *современном* состоянии. Наиболее ярко это выражено в зоне Эхилкан-Ханкайского разлома — на бортах и в осадочном чехле новейших впадин. Во вскрывающих эту зону многочисленных карьерах и дорожных врезках установлено наличие сейсмодислокаций (рис. 4), наложенных как на породы докайнозойского фундамента, так и на плейстоцен-голоценовые осадки. Так, на северном борту Жариковской впадины (широтная структура, расположенная в зоне Эхилкан-Ханкайского разлома севернее Вадимовской впадины) наблюдалась система «бескорневых» сейсмодислокаций в гранитах силура и их коре выветривания (см. рис. 4). Эти сейсмодислокации представляют собой клиновидные, расширяющиеся к современному почвенному слою и выклинивающиеся уже на первых метрах «сухие» зоны дробления, с плотными глинизированными швами в центре.

Рой сейсмодислокаций наблюдался и южнее, во вскрытых угольным карьером осадках Раковской впадины. Здесь сейсмодислокации, кроме клиновидных форм, образуют тонкие, ветвящиеся с выклиниванием по падению, также «бескорневые», глинизированные швы, наложенные на отложения верхней (плейстоцен-голоценовой) части разреза. Группа этих сейсмодислокаций представлена на рис. 4. Следует заметить, что верхняя часть первично сероцветного разреза впадины здесь лимонитизирована под действием дренажной системы карьера, стимулирующей развитие современного поверхностного окисления. Подобные явления характерны для гумидной зоны юга Дальнего Востока России. Серия сейсмодислокаций, близких по характеру к сейсмодислокациям Раковской впадины, наблюдалась и южнее, в русловых песках верхней части четвертичных террас по обоим бортам долины р.Раздольная (см. рис. 4).

Рис. 3. Плиоцен-четвертичные трансформации в структуре СРМС, фото и документация автора, 2009:

А — взбросо-сдвиг угольного пласта (темно-серый) в Раковской впадине, северо-восточная стенка нижнего уступа Восточного карьера; Б — зона дробления, наложенная на кору выветривания силурийских лейкогранитов, карьер на северном борту Раковской впадины; В — новейшие дислокации и аргиллизация в лейкогранитах силура (крап крестом) на северо-восточном борту Павловской впадины, карьер у села Григорьевка (план карьера и детализация его западной стенки); Г — дислокации с дроблением коры выветривания лейкогранитов силура на южном борту Сандуганской впадины (фрагмент северного уступа карьера и прожилка каолинита К в тектоническом шве, подновленном с образованием зеркала скольжения); Д — левосторонний взбросо-сдвиг в осадках четвертичной террасы; карьер на северном борту долины р.Раздольная у села Раздольное (план северо-восточной части карьера); 1 — зона дробления с аргиллизитами каолинит-нонтронитового состава; 2 — лейкограниты; 3 — плейстоцен-голоценовые делювиально-элювиальные образования; 4 — гравелистые пески; 5 — гравийно-галечные отложения; 6 — поставленный «на голову» прослой белых аргиллизированных глин (контакты сорваны); 7 — шов сдвига; 8 — направление сдвига



В почвенном воздухе и в подземных водах в зоне Эхилкан-Ханкайского разлома (в Вадимовской, Раковской и Павловской впадинах и на их обрамлении) установлены контрастные аномалии гелия, радона, предельных и непредельных углеводородов [4]. Наличие этих аномалий также свидетельствует о высокой современности

активности Эхилкан-Ханкайского разлома. Из составленной автором карты сейсмоструктуры новейшей структуры Востока Азии, представленной в работе [1], видно, что на выходе в Япономорскую впадину с зоной Эхилкан-Ханкайского разлома совмещен линейный рой эпицентров глубокофокусных землетрясений.

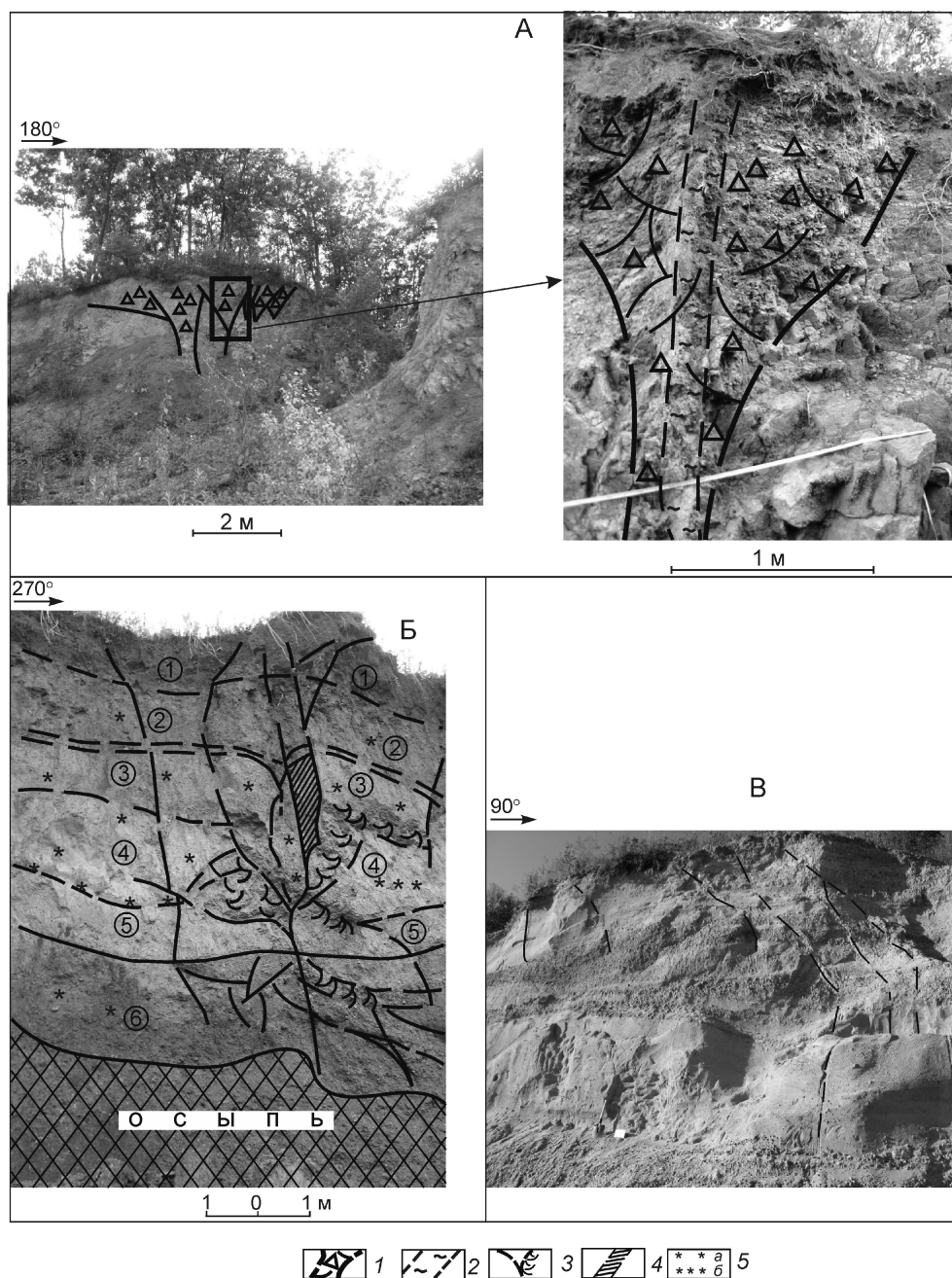


Рис. 4. Сейсмодислокации в зоне Эхилкан-Ханкайского разлома, фото и документация автора, 2009:

А — клиновидные «бескорневые» зоны дробления, наложенные на выветрелые граниты силура, восточный уступ карьера на южном борту Жариковской впадины (общий вид уступа и детализация); Б — сейсмодислокации в неоген-четвертичных осадках Раковской впадины, верхний уступ Восточного карьера, северная стенка; В — «бескорневые» сейсмодислокации — тонкие швы с глиной трения в русловых песках четвертичной террасы северного борта долины р. Раздольная, карьер у села Раздольное; 1 — зона дробления; 2 — плотный шов с перетертым, глинизированным субстратом в центре сейсмодислокаций; 3 — тонкие глинизированные швы и зоны смятия; 4 — притертая плоскость шва сейсмодислокации в прослое глин; 5 — лимонитизация: а — равномерная, б — полосовидная; цифры в кружках — осадочные слои: 1 — почвенный, 2 — бурые песчаные глины, 3 — темно-бурые глины, 4 — бурые пески, 5 — сизо-серые глины, 6 — бурые песчано-гравийно-галечные отложения

На глубину этот рой проецируется на Хоккайдо-Амурскую флексуру слэба зоны субдукции, схема которой приведена в работе [14].

Таким образом, длительно и весьма напряженно эволюционирующая Синегорская рудно-магматическая система, трансформированная неоднократно перестройками с многообразием наполняющих их событий и процессов, оказалась представленной на современной поверхности неоднородной, сложно-построенной, интерферированной структурой. Наиболее контрастно выражены в ней, прежде всего, ее новейшие элементы, а все более ранние имеют отчетливо реликтовый облик.

Характер интерферированности этой структуры подчеркнут, в т.ч. и особенностями *современного рельефа* Синегорской рудно-магматической системы. Исследование взаимосвязей рельефа с неоднородностями ее длительно эволюционирующей структуры — вполне самостоятельная задача, выходящая за рамки данного исследования. Здесь, однако, имеет смысл обозначить ряд представляющихся наиболее важными особенностей этих взаимосвязей. Современный рельеф Синегорской рудно-магматической системы сформировался в ходе взаимодействия новейшей тектоники, эрозии и химического выветривания между собой и с ее внутренними неоднородностями. В нем, с одной стороны, наиболее контрастно выражены структурные элементы СРМС с самой высокой активностью новейшей тектоники. Среди них — наиболее жесткие блоки докайнозойских пород, сохранившие свою морфологию в условиях многократных тектонических перестроек. С другой стороны, заметное влияние на рельеф оказывает избирательность эрозии и химического выветривания, связанная с устойчивостью пород к этим процессам.

Проникающая в тело Синегорской рудно-магматической системы с северо-востока система Синих хребтов Сихотэ-Алинского орогена с их контрастным низко-среднегорным рельефом (абсолютная отметка до 1000 м) отражает нарастающую к северо-востоку активность суперновейшей геодинамики Сихотэ-Алинского орогена. На этом фоне наиболее поднятые части описываемой системы соответствуют устойчивым к эрозии и выветриванию девон-карбоновым и пермским вулканоструктурам (Монастыришнская, Лунзенская, Потеринская и др.), а также зонам экзо-контактового метаморфизма, сформированным Синегорской интрузией. Осевая часть этой интрузии была в новейшее время значительно более эродирована и выражена просадкой в современном рельефе.

В западной части Синегорской рудно-магматической системы Сихотэ-Алинский ороген постепенно утрачивает свои позиции. Здесь для выполненных рыхлыми осадками впадин Амуро-Ханкайского рифтогена и их гранитного обрамления с развитой на нем площадной корой выветривания характерны равнинные и слабо всхолмленные ландшафты. Эрозионный рельеф ак-

тивизированных впадин Амуро-Ханкайского рифтогена системно выполаживается здесь к северо-западу — оз.Ханка, где осадконакопление продолжается и в настоящее время. Следует также заметить, что вмещающая СРМС структура Приханкайского свода, неоднократно трансформированная в ходе длительной эволюции, все же сохранила относительную жесткость за счет кольцевого батолита и потому довольно хорошо выражена в современном рельефе. На космофотоснимке она выделяется кольцевой морфоструктурой.

Новейшие рудообразующие процессы. В *плиоцен-четвертичное время* в уже неоднократно преобразованной структуре Синегорской рудно-магматической системы активно развивался уран-полиэлементный рудогенез с рудообразующими системами *эндогенного, экзогенного и полигенного* классов. Результаты изучения этих систем довольно подробно отражены в более ранних работах автора [4, 6—8]. Здесь выделены особенности этих рудообразующих систем, которые отражают характер их взаимосвязей с другими новейшими процессами и вмещающей структурой Синегорской рудно-магматической системы в целом.

Новейшие *эндогенные* рудообразующие системы связаны здесь с проявлением очагового низкотемпературного гидротермального аргиллизитового метасоматоза, развивавшегося в Синегорской рудно-магматической системе в завершающую фазу плиоцен-ранне-четвертичной мантийной активизации. В соответствии с разработанной моделью [4, 7], генерирующие его гидротермальные растворы поступают в обводненный осадочный чехол кайнозойских впадин из «раскрытых», также обводненных структур их фундамента. Разгружаясь в эту водонасыщенную среду, гидротермы приобретают по восстанию все более «разбавленный» характер. В контуре Синегорской рудно-магматической системы в осадках Павловской и Раковской впадин ими сформированы месторождения: германия (Павловское и Раковское) и урана (Раковское). Помимо них, в этих и других впадинах СРМС известно 11 близких к ним по характеру урановых рудопроявлений и более 100 локальных аномалий урана.

Основная часть выявленного оруденения локализуется над «раскрытыми» структурами новейших разломов — в нижней, наиболее проницаемой части осадочного чехла — в основном, в его базальном слое. Формируемая «разбавленными» гидротермами урановая минерализация представлена коффинитом, оксидами урана и нингеонитом с тонко-вкрапленными и дисперсными выделениями, сорбционными формами и уран-органическими соединениями. В комплексе с ураном встречается достаточно широкий, изменяющийся по составу набор элементов (Ge, Mo, Zn, Pb, Cu, W, Sc, F, Au, PЗЭ, ЭПГ и др.). Германий образует в контуре урановых залежей локальные концентрации нередко ураганного (до 300 г/т) уровня. Как правило они приурочены к скоплениям углефицированной органики. Основная же часть германиевых

руд оторвана от урана, смещена выше по разрезу (как в Павловской впадине), также по латерали (как в Раковской впадине) — к более контрастному барьеру-осадителю, который обеспечивают в этих структурах первые от фундамента пласты бурого угля.

Абсолютный возраст уранового оруденения Раковского месторождения, эталонного объекта для этого типа рудообразующих систем, соответствует, по данным уран-свинцового метода, интервалу 18—20 млн. лет [4]. Не исключено, однако, что он может оказаться значительно моложе, поскольку контролирующая урановое оруденение аргиллизация местами накладывается также и на нижнечетвертичные осадки.

Урановое оруденение этого типа установлено единичными скважинами и в рудоподводящих активизированных структурах специализированного на уран гранитного фундамента Раковской, Вадимовской и Поисковой впадин, на глубине до 100—300 м от подошвы осадочного чехла. Эти находки были по сути случайными. При методике поисковых работ, ориентированной на руду в осадочном чехле, они получены лишь в ситуациях, когда аномальная радиоактивность непрерывно прослеживалась скважиной из осадков в фундамент. В то же время, такие обстановки представляют несомненный поисковый интерес. По мнению автора, рудные концентрации в фундаменте новейших впадин являются вполне самостоятельными объектами, со своей методикой поисков. Они способны существенным образом увеличить урановый ресурс Синегорской рудно-магматической системы.

В проработанных новейшей аргиллизацией структурах докайнозойского фундамента, сложенного силурийскими лейкогранитами с ксенолитами сланцев протерозоя, существенную роль в этих рудообразующих системах начинают играть редкоземельные элементы. Вблизи Павловского бурого угольного месторождения (в дорожном карьере у села Абрамовка) известно рудопроявление с ураганскими концентрациями иттриевой группы редкоземельных элементов до $n\%$. Сведения по нему приведены в работе [13]. Оруденение локализовано в субвертикальной зоне брекчирования мощностью около 10 м, относящейся к системе Эхилкан-Ханкайского разлома. Вмещающая руду зона, проработанная новейшей аргиллизацией (каолинит, нонтронит, карбонаты, сульфиды), наложена на крупный ксенолит протерозойских сланцев с покровом плиоценовых базальтов. Многочисленные аномалии редкоземельных элементов иттриевой и цериевой групп с содержанием до $0,1\%$ были выявлены ранее в зонах новейших разломов с близким по составу аргиллизитовым метасоматозом на активизированных бортах Раковской, Павловской, Поисковой, Вадимовской, Жариковской и Сандуганской впадин (см. рис. 3).

Экзогенные уран-полиэлементные рудообразующие системы функционируют в трещинно-инфильтрационных системах, действующих в Синегорской рудно-магматической системе на обрамлении новей-

ших впадин — на положительных морфоструктурах, сложенных специализированными на уран (до 15—20 г/т и более) лейкогранитами, которые отличаются высокой до 80—90% долей подвижного урана. Эталонным объектом для этих рудообразующих систем является Вассиановское рудопроявление — единственный на юге Дальнего Востока России детально изученный объект этого типа. Расположен он на одном из выступов Куйбышевского массива лейкогранитов. Разработанная на его основе модель трещинно-инфильтрационного рудогенеза представлена в работе [6]. Оруденение этого типа формирует плачевидные залежи на субгоризонтальном восстановительном барьере, действующем в трещинно-инфильтрационных системах в пульсационном режиме в нижней части нисходящего инфильтрационного потока с насыщенными кислородом атмосферными водами, на границе с восходящим потоком подземных вод. Представлено оно оксидами урана и вторичной слюдковой минерализацией.

Продуктивности трещинно-инфильтрационных систем способствует урановая специализация гранитов и положение Синегорской рудно-магматической системы в пределах гумидной зоны с напряженной динамикой ее атмосферных осадков, обеспечивающей вовлечение в рудогенез значительной массы урана, а также устойчивость процесса трещинной кислородной инфильтрации. На западе Синегорской рудно-магматической системы, на пологохолмистом гранитном обрамлении новейших впадин, где влияние Сихотэ-Алинского орогена ослаблено, обеспечен оптимальный для длительного развития трещинно-инфильтрационных систем режим взаимодействия эрозии с корой выветривания, представленной здесь хорошо проницаемой для атмосферных вод глинисто-лимонит-дресвянистой подзоной.

Полигенные уран-полиэлементные рудообразующие системы действовали на бортах и на обрамлении кайнозойских впадин — в продуктивных на уран трещинно-инфильтрационных системах, вложенных в активизированные на новейшем этапе разломы с проявленным в них (также новейшим) очаговым низкотемпературным метасоматозом. Такое казалось бы достаточно сложное сочетание, тем не менее, не так уж редко для западной части Синегорской рудно-магматической системы. Представителем данного типа оруденения является рудопроявление Березянское-1, локализованное в зоне Эхилкан-Ханкайского разлома на западном борту Вадимовской впадины, сложенном специализированными на уран гранитами вознесенского комплекса. В «раскрытой» структуре Эхилкан-Ханкайского разлома здесь работает трещинно-инфильтрационная система. Снизу по разлому в ходе плиоцен-четвертичной активизации в нее поступали низкотемпературные гидротермы, сформировавшие в подводящей структуре разлома и в осадках приобортовой части впадины очаг аргилли-

зации с изменениями сульфидно-карбонат-каолини-
тового (с гидрослюдами) состава. Взаимодействие
гидротерм с инфильтрационным потоком вырази-
лось в формировании концентраций урана рудного
уровня (до 0,03%) с объемным ореолом рассеяния
(C_u 0,005%), прослеженным в фундамент скважина-
ми на глубину более 200 м от подошвы осадочного
чехла. Дополнительным признаком продуктивности
структуры Эхилкан-Ханкайского разлома на данный
тип оруденения является наличие в ней упомянутых
радоновых аномалий. По мнению автора, такие поли-
генные рудообразующие системы способны сформиро-
вать концентрации урана промышленного уровня
как в пределах Синегорской рудно-магматической
системы, так в других частях Дальнего Востока Рос-
сии. Близкие по характеру месторождения Северное
и Бутыгычаг были отработаны еще в 1940-е годы на
Северо-Востоке. Во многом сходны с ними и забай-
кальские месторождения Березовое и Горное [2, 12].

**Новейшие трансформации каледонских и гер-
цинских рудно-магматических систем.** Зоны рудо-
генеза всех локальных каледонских и герцинских
рудно-магматических систем Синегорской РМС
были существенным образом трансформированы но-
вейшей тектоникой и эрозией. Эрозионный срез этих
рудно-магматических систем оказался минимальным
в контуре кайнозойских впадин, где они были закон-
сервированы и предохранены от новейшей эрозии,
тогда как в динамично развивающейся структуре
Сихотэ-Алинского орогена их зоны рудогенеза были
эродированы в максимальной степени. Уровень их
среза возрастает к северо-востоку, с повышением ак-
тивности Сихотэ-Алинского орогена от 0,5 км в Воз-
несенской и Раковской до 2,5 км в Лунзенской и Вас-
сиановской рудно-магматических системах.

Новейшим аргиллизитовым метасоматозом в осад-
ках кайнозойских впадин над герцинскими и каледон-
скими рудными объектами, локализованными в фунда-
менте этих впадин, в Синегорской рудно-магматичес-
кой системе сформированы вторичные (ремобилизаци-
онные) ореолы рассеяния [4, 7]. В этом плане, прежде
всего, привлекает внимание Раковская вулканотекто-
ническая структура с соответствующей ей герцинской
рудно-магматической системой урановой специализа-
ции. Восточная часть этой заложенной на гранитном
фундаменте вулканотектонической структуры (ВТС)
была сброшена по нарушениям Эхилкан-Ханкайской
зоны разломов, перекрыта осадками Раковской впади-
ны и подвержена новейшему аргиллизитовому метасо-
матозу. Судя по всему, молодые руды локализованного
в этой впадине Раковского месторождения урана могли
(частично или полностью) образоваться в результате
перераспределения новейшими гидротермами «слепо-
го» герцинского уранового оруденения в гранитном
фундаменте вулканотектонической структуры. Пока-
зательно, что одна из самых протяженных залежей Ра-
ковского месторождения совмещена в плане с грани-

цей «ВТС—гранитный фундамент», активизированной
в новейшее время по одному из меридиональных швов
Эхилкан-Ханкайского разлома. Данная залежь вытяну-
та вдоль этого активизированного контакта более чем
на 10 км, пересекая с юга на север едва ли не всю струк-
туру Раковской впадины. Необходимо отметить, что
Раковская ВТС — единственная в Синегорском районе
вулканотектоническая структура с гранитным фунда-
ментом, отличающимся к тому же повышенной до
20 г/т специализацией на уран. Описываемая структура
оказалась наименее изученной в этом районе.

Близкая по характеру ситуация обозначается на се-
верном фланге Вознесенской РМС с одноименным
рудным районом. Здесь в активизированной зоне
Эхилкан-Ханкайского разлома на западном борту
Вадимовской впадины и в осадках ее подгорно-вер-
ного шлейфа в очаге низкотемпературной аргиллиза-
ции, по данным полуколичественного спектрального
анализа проб, отобранных из керна скважин, уста-
новлены повышенные (до 0,1 г/т) концентрации Cu ,
 Pb , Zn . Они появились здесь, по-видимому, в резуль-
тате перераспределения «слепого» полиметалличес-
кого каледонского оруденения. Учитывая уже обо-
значенную перспективность этой обстановки на но-
вейшее полигенное урановое оруденение, она тем бо-
лее заслуживает внимания.

В заключение следует отметить, что проведенное
исследование позволило уточнить ход эволюции Си-
негорской рудно-магматической системы и оценить
влияние на нее процессов новейшего этапа. Заложен-
ная на каледонском этапе Синегорская рудно-магма-
тическая система эволюционировала весьма длитель-
но и напряженно. Высокий уровень напряженности
своего развития она сохранила и на протяжении все-
го новейшего этапа. Этому способствовала ее пози-
ция в зоне активного взаимодействия двух полярных
по своему геодинамическому режиму новейших
окраинно-континентальных структур Востока Азии
— Амуро-Ханкайского рифтогена и Сихотэ-
Алинского орогена. Представленная на современной
поверхности структура и металлогения Синегорской
рудно-магматической системы приобрела под их воз-
действием сложный, интерферированный характер.
Основные выводы по выполненным работам можно
сформулировать следующим образом:

1. Заложение и ранние этапы эволюции Синегор-
ской рудно-магматической системы связаны с фор-
мированием структуры Приханкайского свода, очага
гранитообразования и кольцевого гранитного бато-
лита. В это время ее локальными рудно-магматичес-
кими системами было сформировано каледонское
(флюоритовое, редкометалльное, полиметалличес-
кое) и герцинское урановое оруденение Вознесенско-
го и Синегорского районов.

2. До конца палеозоя Синегорская рудно-магмати-
ческая система развивалась в составе Центрально-
Азиатского подвижного пояса. В мезозое—кайнозое

ее развитие определила структура Тихоокеанского подвижного пояса.

3. В позднем мелу Синегорская рудно-магматическая система испытала существенные трансформации при внедрении Синегорской интрузии гранодиоритов.

4. В палеоцене структура Синегорской рудно-магматической системы, развиваясь в условиях пониженной тектономагматической активности, была подвержена эрозии и химическому выветриванию.

5. В новейшее время Синегорская рудно-магматическая система была преобразована тесно взаимодействующими структурами Амуро-Ханкайского и Сихотэ-Алинского орогенов. Выделено 3 основных стадии новейших трансформаций.

6. В позднем плиоцене—раннем квартере Синегорская рудно-магматическая система была активизирована в рамках глобальной активизации мантийного уровня, с проявлением траппового магматизма.

7. Геодинамику Синегорской рудно-магматической системы на новейшем этапе контролировали разломы северо-восточной системы Тихоокеанского пояса и активизированные разломы ортогональной системы Центрально-Азиатского пояса — «раскрытые» структуры, выполненные дезинтегрированным, обводненным субстратом.

8. Высокая активность новейшей геодинамики Синегорской рудно-магматической системы выражена многочисленными сдвиг-надвиговыми дислокациями, наложенными в т.ч. на кайнозойскую кору выветривания и на осадки новейших впадин, аномалиями газового состава, повышенной сейсмичностью зоны Эхилкан-Ханкайского разлома и насыщенностью ее сейсмодислокациями.

9. С плиоцен-четвертичной мантийной активизацией связано развитие в Синегорской рудно-магматической системе многочисленных очагов низкотемпературного аргиллизитового метасоматоза с рудообразующими системами уран-полиэлементной, германиевой и уран-редкоземельной специализаций.

10. На обрамлении новейших впадин, сложенном специализированными на уран гранитами (преимущественно на западе СРМС) имеются признаки новейшего полигенного уранового оруденения.

11. Молодые руды Раковского месторождения урана могут быть связаны с перераспределением новейшими низкотемпературными гидротермами «слепого» герцинского уранового оруденения в гранитном фундаменте Раковской вулканотектонической структуры.

12. Ситуация с ремобилизационными ореолами «слепого» полиметаллического каледонского оруденения обозначена в гранитном фундаменте на западном борту Вадимовской впадины.

13. Масштабность новейших трансформаций структурно-металлогенического плана Синегорской рудно-магматической системы указывает на необходимость их учета при проведении поисковых и прогнозно-металлогенических работ на территории

Южного Приморья и в других районах Дальнего Востока России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Быков В.Г., Бормотов В.А., Коковкин А.А. и др. Сейсмогеодинамика, активные тектонические структуры и сейсмический процесс на востоке Азии // Изменение окружающей среды и климата, природные и связанные с ними техногенные катастрофы / Под ред. Н.П.Лаверова. —М.: ИФЗ РАН, 2008. Т. 1 / Сейсмические процессы и катастрофы / Под ред. А.О.Глико. С. 44—65.
2. Заболоцкий А.И., Руденко А.А., Мартыненко В.Г. и др. Внедрение скважинного подземного выщелачивания при отработке скальных урановорудных объектов для повышения их экономической привлекательности // Актуальные проблемы урановой промышленности: VI междунар. практ. конф., 14—16 сентября / Сб. докл. —Алматы: ТОО «Adem Print», 2010. С. 116—120.
3. Коковкин А.А. Критерии выделения и закономерности развития Синегорской рудно-магматической системы // Геология месторождений редких и радиоактивных элементов. Вып. 125. —М.: ВИМС, 1990. С. 62—68.
4. Коковкин А.А. История геологического развития и перспективы ураноносности Синегорской рудно-магматической системы в Южном Приморье // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. —М.: ВИМС, 1991.
5. Коковкин А.А. Волновая модель структурирования континентальной коры в кайнозой для области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов // Вестник ДВО РАН. 2006. № 3. С. 47—60.
6. Коковкин А.А. Кайнозойские экзогенные рудообразующие системы Востока Азии // Отечественная геология. 2005. № 4. С. 60—69.
7. Коковкин А.А. Эндогенные уран-полиэлементные рудообразующие системы в рифтогенных структурах юга Дальнего Востока России // Отечественная геология. 2006. № 2. С. 5—12.
8. Коковкин А.А. Геодинамическая модель кайнозойского этапа развития континентальной коры юга Дальнего Востока России и уран-полиэлементное рудообразование // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. —М., 2007. <http://vak.ed.gov.ru/announcements/geomin/573/>
9. Коковкин А.А. Амуро-Ханкайская рифтогенная система в эволюционирующей структуре континентальной коры Востока Азии. Тектоника и глубинное строение Востока Азии: VI Косыгинские чтения: доклады всерос. конф., 20—23 января 2009 г., г.Хабаровск / Под ред. А.Н.Диденко, А.А. Степашко. —Хабаровск: ИТиГ им.Ю.А.Косыгина ДВО РАН, 2009. С. 59—62.
10. Коковкин А.А. Эволюция структуры Востока Азии и пульсационные процессы глобального и регионального уровня // Мат-лы всерос. конф. памяти чл.-кор. РАН Глеба Ивановича Худякова. Козволюция геосфер: от ядра до космоса. —Саратов, 2012. С. 197—203.
11. Коковкин А.А. Новейшая структура Сихотэ-Алинского орогена: эволюционная модель // Региональная геология и металлогения. № 52. 2012. С. 39—48.
12. Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К. и др. Уран российских недр. —М., 2010.
13. Середин В.В., Кременецкий А.А., Трач Г.Н. и др. Новые данные об иттриеворедкоземельных гидротермальных рудах с уранными концентрациями редкоземельных элементов // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 3. С. 378—383.
14. Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А. и др. Голоценовый вулканизм в Центральной Монголии и Северо-восточном Китае: асинхронное декомпрессионное и флюидное плавление мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 4. С. 19—45.

Благороднометалльная рудообразующая система венд-рифейского Селенгино-Витимского зеленокаменного пояса

А.В.ТАТАРИНОВ, Л.И.ЯЛОВИК, В.Г.БАТЫШЕВ (Геологический институт СО РАН; 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а)

Показано, что благороднометалльная рудообразующая система Селенгино-Витимской минерагенической зоны (Западное Забайкалье) является продуктом длительной и многоэтапной эволюции вулканоплутонической ассоциации впервые выделенного авторами одноименного венд-рифейского зеленокаменного пояса. Установлена ведущая роль процессов динамометаморфизма в мобилизации и концентрировании рудного вещества. Выполнены металлогеническое районирование и типизация рудных объектов на основе новых для рассматриваемого региона представлений.

Ключевые слова: зеленокаменный пояс, динамометаморфизм, благородные металлы.

Татаринов Александр Васильевич, tatarinov@gin.bscnet.ru

Ялович Любовь Ильинична, ialovic@gin.bscnet.ru

Батышев Валерий Георгиевич

Noble metal ore-forming system of the Vendian-Riphean Selengino-Vitimsky greenstone belt

A.V.TATARINOV, L.I.YALOVIK, V.G.BATYSHEV

It is revealed that noble metal ore-forming system of Selengino-Vitimskaya mineragenic zone (Western Transbaikalia) is the product of a long-term and multistage evolution of volcanoplutonic association of the Vendian-Riphean greenstone belt of the same name distinguished by the authors for the first time. The leading role of processes of dynamo metamorphism in mobilization and concentration of ore material is revealed. Metallogenic zoning and typification of ore objects on the basis of new for the examined area notions were carried out.

Key words: greenstone belt, dynamo metamorphism, noble metals.

Использован новый подход для переоценки ресурсного потенциала благородных металлов и проведения прогнозно-поисковых работ в Баунтовском рудно-россыпном районе [21] и на его юго-западном продолжении до Байкала. Рассматриваемая площадь (710 220 км) выделена в отдельную Селенгино-Витимскую минерагеническую зону, которая на схеме террейнов Забайкалья находится в пределах Верхне-Витимского турбидитового террейна рифейского возраста [1]. На новейшей тектонической схеме [25] она занимает площади Итанца-Туркинского и Витимкан-Ципинского террейнов с турбидитовыми комплексами окраинно-континентальных бассейнов.

В статье обосновывается вывод о том, что благороднометалльная минерализация Селенгино-Витимской минерагенической зоны является следствием функционирования мантийно-коровой рудообразующей системы одноименного венд-рифейского зеленокаменного пояса (ЗКП).

Геолого-геофизическая характеристика зеленокаменного пояса. Селенгино-Витимский зеленокаменный пояс представляет собой ареал фрагментов венд-рифейских структурно-вещественных комплексов среди палеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита.

Он расположен в пределах рифейской изотопной провинции [24]. По большинству характеристик пояс аналогичен зеленокаменным поясам II типа рифтогенного происхождения, возникших на консолидированном раннедокембрийском основании кратонов [16], а также одновозрастным ЗКП Восточного Саяна и Енисейского кряжа [12]. Селенгино-Витимский зеленокаменный пояс сформировался на рифтогенной пассивной континентальной окраине Сибирского кратона, возможно на континентальном шельфе суперконтинента Родиния, под воздействием суперплюмов, возрастом 1000, 850, 730, 610 млн.лет 6, 24 .

На карте аномального магнитного поля T_a масштаба 1:3 000 000 он расположен в границах Баргузинно-Витимской аномальной области. На магнитном фоне с отрицательными значениями T_a от 0 до 1000 нТл (гранитоиды палеозоя) поля распространения породных комплексов, слагающих ЗКП, фиксируются положительными значениями T_a .

На карте плотностных неоднородностей верхней части земной коры Селенгино-Витимский зеленокаменный пояс обладает диапазоном значений и распределением плотности 2,70—2,85 г/см³, практически идентичным ЗКП Печенгско-Варзугского рифта

[10]. Оба пояса характеризуются также большим сходством в сейсмических разрезах. Им свойственна приуроченность к системе разломов листрического типа, трассируемой высокоскоростной зоной коромантийной смеси.

Анализ глубинного строения Селенгино-Витимского зеленокаменного пояса [19] указывает на сильную тектоническую расслоенность земной коры.

Рифейский ультрабазит-базитовый вулканоплутонический комплекс Селенгино-Витимского зеленокаменного пояса большинство геологов традиционно относят к офиолитовой ассоциации. В последние годы некоторые исследователи геодинамические условия его формирования стали рассматривать в рамках становления палеостроводужных систем со спрединговыми зонами [4]. Однако, на основании анализа данных изотопно-геохимических исследова-

ний многие ставят под сомнение правомерность выделения океанической стадии в его эволюции [24]. При этом подчеркивается отсутствие основных отличительных признаков строения и состава разрезов офиолитовых ассоциаций. Г.Л.Митрофанов утверждает, что «...наличие островных дуг в рифее, как структурно выраженных тектонических элементов не подтверждается фактическим материалом» [15, с. 14]. Эти выводы согласуются с результатами исследований авторов данной публикации, которые не вписываются в «островодужно-океаническую» модель формирования рифейской вулканоплутонической ультрабазит-базитовой ассоциации и ассоциирующихся с ней гранитоидов, слагающих Селенгино-Витимскую минерагеническую зону. Приведем некоторые доказательства плюмового рифтогенно-континентального происхождения упомянутых ассоциаций горных пород.

Так геологический разрез «офиолитов Шаманской спрединговой зоны», приведенный в работе [14], обладает типичными признаками, характеризующими строение тектонизированных вулканогенных толщ ЗКП. По р.Амандак в толще ортосланцев существенно актинолитового состава (вероятно динамосланцы по базальтовым коматиитам) зафиксированы тела апогабровых амфиболитов, амфиболитизированных и рассланцованных габбро-диабазов, порфиритоидов андезитового состава, диабазовые порфириты с линзами серпентинитов. Линзовидные тела мощностью до 50 м аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов отмечены в актинолитовых динамосланцах. Они, вероятнее всего, представляют собой фрагменты дезинтегрированных даек плутонической фации коматиитов или пикритов, как это установлено в Ципиканской рудной зоне (рис. 1).

Ранее дайки ультраосновного состава были обнаружены [11] в Витимской щелочной провинции, представленной полосой 450–50 км распространения массивов щелочных-ультраосновных-основных пород (сайженский комплекс), находящейся в пределах площади Селенгино-Витимского зелено-

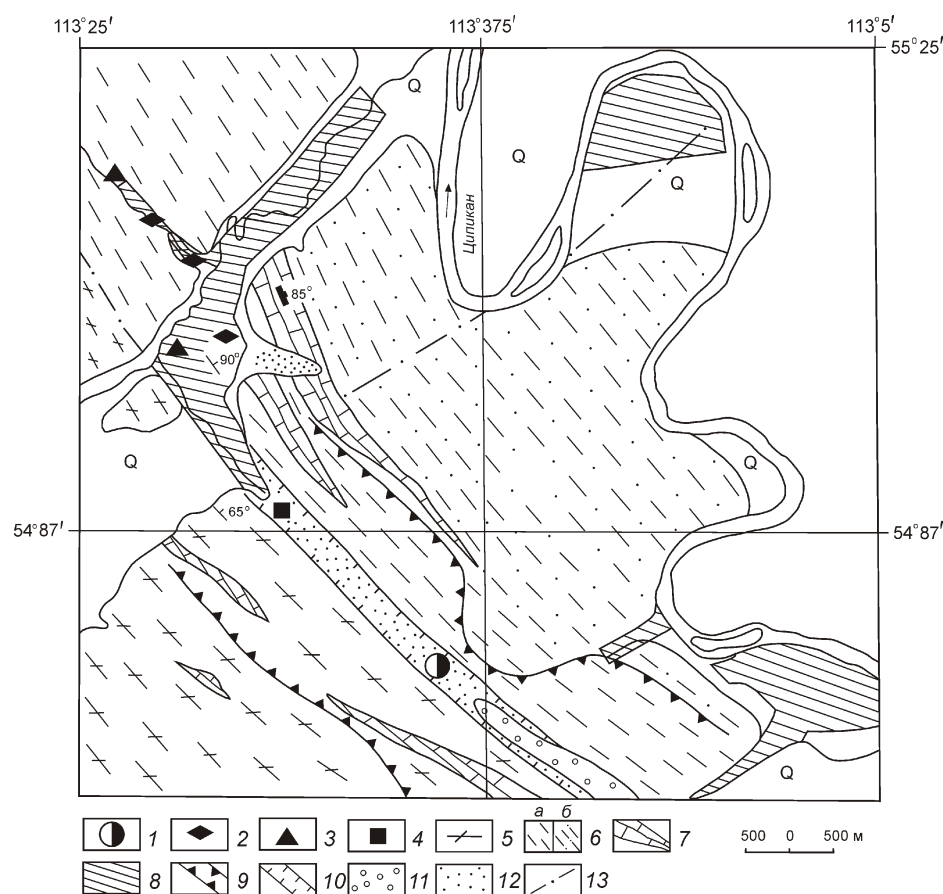


Рис. 1. Геологическая схема Ципиканской рудной зоны Ципикан-Усойского узла, с использованием материалов работы [21]:

1 — золоторудное месторождение Горное; выходы: 2 — даек метаперидотитов, метабазальтовых коматиитов, пикробазальтов, трахиандезитобазальтов, 3 — метаморфизованных коматиитов; 4 — скопления кварцевых жил и прожилков; 5 — амфиболиты и амфиболовые кристаллосланцы суванихинской свиты; 6 — динамосланцы: а — силикат-карбонатные, б — слюдисто-полевошпат-амфиболовые; 7 — мраморы суванихинской свиты; 8 — золотонесные россыпи; 9 — геохимическая аномалия Au; 10 — границы рудоконтролирующей тектонической зоны, выделенные по геолого-геофизическим данным; 11 — золотонесные неоген-четвертичные отложения; 12 — площадь распространения старых отработок россыпного золота; 13 — предполагаемые тектонические нарушения

1. Этапы формирования Селенгино-Витимской рудообразующей системы по данным изотопно-геохимических (Sm-Nd, U-Pb по цирконам, Rb-Sr) датировок, с использованием данных работ [3, 7, 8, 17, 18, 22, 24, 25]

Этапы	Комплексы и петротипы горных пород	Значения изотопно-геохимических датировок, млн.лет	Предполагаемый возрастной диапазон, млн.лет
<i>Предрудный</i> , предшествующий формированию венд-рифейских ЗКП	Гранулит-гнейсовый (?), гранит-зеленокаменный низов земной коры	3081, 2674, 2570—2450, 2337, 2331—1806, 2200—1800, 2291, 2000—1800, 1836	3000—1800
<i>Рудоподготовительные:</i> магматический	Ультрабазит-базитовый, кислые и средние вулканы	1544—1751, 1637—1669, 1221, 1217—1024, 1211—1149, 1169—1134	1600—1000
осадочный	Карбонатно-вулканогенно-терригенные рифтогенных впадин с углеродистыми петротипами	1600, 1000—900, 900—850, 950—760	1600—800
гранитизации и динамометаморфизма	Диоритоиды, гранито-гнейсы, метабазиты, метаандезиты, метариолиты	1410, 1313, 1190, 971, 908, 850—730, 840—720, 837, 815—780, 800, 789, 777, 760, 730, 723, 601, 590	1400—600
<i>Рудные:</i> ранний	Золотосульфидная минерализация в черных (углеродистых) динамосланцах рифтогенных впадин	1050—940, 1012—1003, 900—650	1050—650
поздний	Березитоподобные динамометаморфиты в черных сланцах и кварциты, золотокварцевые жильные, скарноподобные динамометаморфиты	400, 481, 289—253, 276, 257	480—250

каменного пояса, то есть наследуя его рифтогенную структуру. Дайка «перидотитов» залегает в пироксенитах Гулхенского плутона. По химическому составу (массовые содержания в %: SiO₂ 42,48; MgO 16,29; Na₂O 1,54; TiO₂ 1,21) породы дайки являются пикритами. Возрастной диапазон образования и преобразования пород сайженского комплекса 595—167 млн.лет [9]. Согласно имеющимся датировкам (табл. 1) рифейский рифтовый магматизм, приведший к возникновению ультрабазит-базитового вулканоплутонического комплекса, по-существу, без какого-либо длительного перерыва в венде и палеозое сменился формированием щелочного ультраосновного-основного комплекса. Можно утверждать, что золотоплатинометаллическая рудно-геохимическая специализация рифей-палеозойских базитов и ультрабазитов со щелочным трендом эволюции их состава — характерная черта длительно функционирующей континентальной рифтовой структуры, в рифейское время развивающейся как типичный зеленокаменный пояс. Эта структура обладает металлогеническим сходством с Маймеч-Котуйской щелочной провинцией Сибирской платформы. Например, их объе-

диняет комплексный золотоплатиноидный тип благороднометаллической минерализации в россыпях с наличием обособленной минеральной ассоциации Jf-Os-Ru. Минералы тугоплавкой группы, представленные в основном рутениридосмином и осмиридом, иногда с примесью Pt — характерная особенность золотоплатиноидных россыпей Гулинского клинопироксенит-дуניתового массива Маймеч-Котуйской провинции [26]. Такие же по составу зерна платиноидов установлены авторами в золотоносных русловых отложениях р.Ауник, пересекающей вкост простирания Шаманскую офиолитовую зону Селенгино-Витимского зеленокаменного пояса (результаты микронзондового анализа 27 зерен из дражного концентрата).

Особенности вещественного состава пород вулканоплутонической ассоциации Селенгино-Витимского зеленокаменного пояса. Вулканоплутоническая ассоциация Селенгино-Витимского ЗКП объединяет разнообразные серии и петротипы магматических пород (табл. 2), большей частью подвергнутых коллизии метаморфизму (динамометаморфизму) и гранитизации. Благороднометаллическая минерализа-

2. Химический состав характерных петротипов пород вулканоплутонического комплекса Байкало-Витимского ЗКП

Петротипы пород, места их находок	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
Серпентинизированный гарбуртит, Ципиканская зона	35,90	0,02	1,30	9,54	3,57	0,26	35,45	0,50	0,10	0,06	0,03	13,16	99,89
Базальтовый коматит, р.Усугай	48,80	0,74	13,80	0,94	8,88	0,17	10,74	12,15	1,58	0,37	0,07	1,28	99,52
Магнезиальный андезит-базальт, Ципиканская зона	52,70	0,93	14,96	2,42	5,80	0,12	8,13	6,90	3,10	1,93	0,23	2,00	99,21
Умеренно щелочной пикробазальт, Ципиканская зона	43,50	1,44	15,10	4,21	9,40	0,20	6,17	9,60	1,90	0,61	0,15	7,44	99,72
Щелочной пикробазальт, Ципиканская зона	41,80	1,12	22,35	1,49	7,32	0,40	5,63	7,98	1,42	4,79	0,30	4,47	99,07
Толеитовый базальт, р.Усугай	48,00	1,00	18,10	2,17	9,32	0,19	5,04	11,78	2,00	0,33	0,19	1,53	99,65
Андезит, Ципиканская зона	63,10	0,48	15,30	0,95	4,63	0,11	3,70	2,90	2,87	2,76	0,13	2,21	99,14
Риолит, Ципиканская зона	71,70	0,47	13,40	1,36	2,47	0,06	2,34	0,94	1,66	2,60	0,14	2,01	99,15

Примечание. Анализы проведены в ГИН СО РАН; аналитики В.А.Иванова и Л.В.Митрофанова.

ция продуцируется петрохимическим рядом ультра-основных-основных-средних пород, на диаграмме (рис. 2) представленных пикритами, пикробазальтами, базальтами, андезитобазальтами. Отличительные его особенности: высокий уровень магнезиальности (см. табл. 1); наличие пород коматитовой серии (рис. 3); присутствие субщелочных разновидностей и даже щелочных пикритов и базальтов (см. рис. 2), которые предположительно фиксируют венд-рифейские «корни» палеозойской Витимской щелочной провинции. Наименее изменены процессами динамометаморфизма породы плутонической фации, слагающие верхнерифейские зональные перидотит-пироксенит-габбровые массивы. Для них характерно широкое развитие во всех типах пород магматических амфиболитов (эденит-паргасит и магнезиальная роговая обманка) [18]. В массивах рассматриваемого типа бассейна р.Абаги среди перидотитов и пироксенитов установлена прожилково-вкрапленная хромитовая минерализация с повышенными содержаниями (в мг/т): Au до 100—800, Pt 10—100, Pd 10—800 [28].

Породы вулканических серий вулканоплутонического комплекса ЗКП испытали интенсивный динамометаморфизм, *PT*-условия которого отвечают в основном эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям.

Подавляющая часть основных и средних метавулканитов Селенгино-Витимского пояса представлена плагиоклаз-роговообманковыми амфиболитами, преобразованными в зонах позднего динамометаморфизма в динамосланцы актинолитового плагиоклаз-хлорит-актинолитового, плагиоклаз-эпидот-хлоритового, силикат-карбонатного, биотит-полевошпатового состава. Породы пикрит-коматитового ряда картируются как серпентиниты, тальк-серпентиновые, тальк-хлорит-серпентиновые, хлорит-актинолитовые, хлоритовые динамосланцы.

На дискриминантных петрохимических диаграммах [2, 5] метавулканиты основного состава Селенгино-Витимского зеленокаменного пояса принадлежат к полям плюмовых базальтов континентальных рифтов. Как и ультрабазиты плутонической фации, метавулканиты основного-среднего составов обладают четко выраженной рудно-геохимической специализацией на благородные металлы (табл. 3).

Факторы рудопродуктивности рудообразующей системы. Известные месторождения Горное, Рудная горка, Карафтитское, наиболее значимые рудопроявления Верхне-Ганькинское, Улзутайское, Горбылокское, значительная часть россыпей приурочены к фрагментам рифейского Селенгино-Витимского коллизийного зеленокаменного пояса, представленного динамометаморфически преобразованными комплексами углеродсодержащих вулканогенно-терригенно-карбонатных пород рифтогенных впадин (суванихинская, итанцинская, баргузинская, тилимская, хойготская, сивоконская, курбинская, бурлинская,

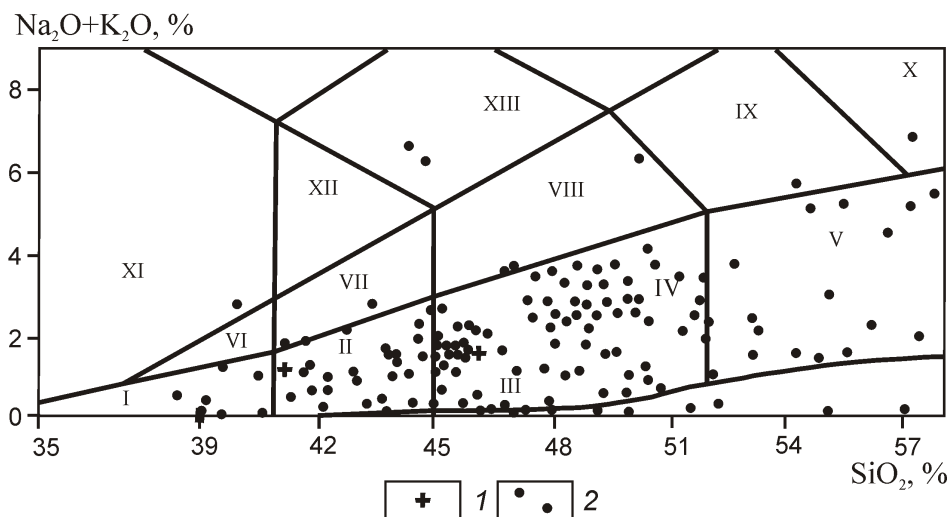


Рис. 2. Основные венд-рифейские группы пород вулканоплутонического комплекса Байкало-Витимского ЗКП на диаграмме (по работе [20]) петрохимических типов магматических горных пород, с использованием оригинальных и опубликованных данных:

петрохимические типы: I — пикриты, II — ультраосновные пикробазальты, III — основные пикробазальты, IV — базальты, V — андезитобазальты, VI — умеренно щелочные пикриты, VII — умеренно щелочные пикробазальты, VIII — трахибазальты, IX — трахиандезитобазальты, X — трахиандезиты, XI — щелочные пикриты, XII — щелочные пикробазальты, XIII — щелочные базальты; составы: 1 — средние палеозойских основных пород шошонит-латитовой формации, 2 — петрографических разновидностей пород вулканоплутонического комплекса венд-рифейского возраста

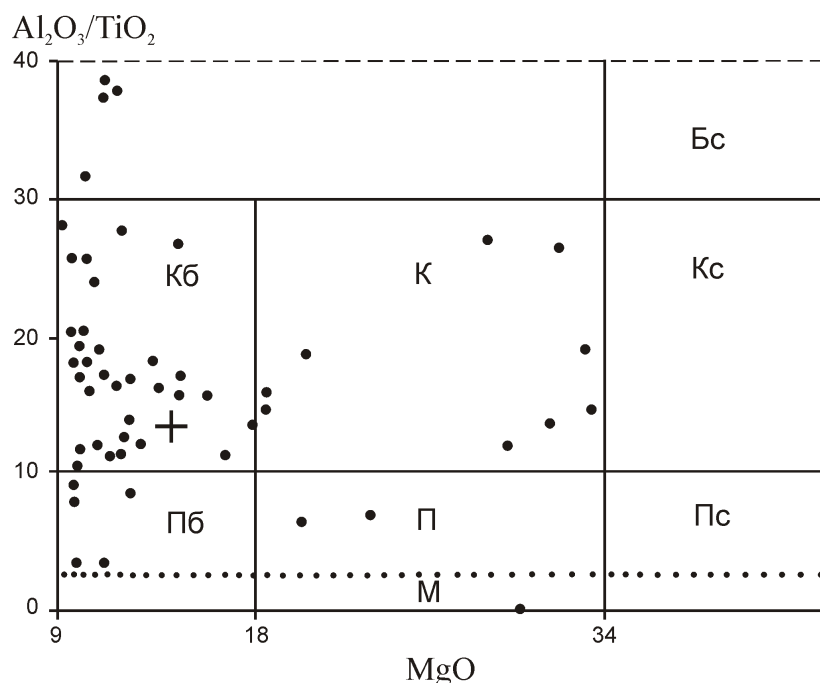


Рис. 3. Составы в различной степени динамометаморфизованных высокомагнезиальных средних, основных и ультраосновных пород Байкало-Витимского ЗКП на дискриминантной диаграмме [13]:

серии: Пс — пикритовая (П — пикрит, Пб — пикробазальт), Кс — коматиитовая (К — коматиит, Кб — коматиитовый базальт), Бс — бонинитовая; М — меймечиты; см. услов. обозн. к рис. 2

усойская, талаканская, точерская свиты) с телами пикрит (коматиит)-базальт-андезит-риолитовой ассоциации, также включающей габбро, иногда тела расслоенных ультрабазит-базитовых пород.

Рудообразующая благороднометалльная система Селенгино-Витимского зеленокаменного пояса формировалась в широком диапазоне возрастов (см. табл. 1). Источник рудного вещества — породы ультрабазит-базитового вулканоплутонического комплекса, черносланцевые формации впадин, в меньшей степени магнезиальные вулканы среднего состава, характеризующиеся повышенным геохимическим фоном Au, Ag, ЭПГ. Эволюция рудообразующей системы носила унаследованный и многоступенчатый характер с сочетанием процессов ремобилизации и регенерации (динамометаморфизм), реювенации (гранитизация и шошонит-латитовый магматизм) 23.

С ареалами распространения пород венд-рифейского ультрабазит-базитового комплекса зеленокаменного пояса пространственно ассоциируют поля одновозрастных с ним диоритоидов (габбро-диорит-плагиогранитные, тоналит-трондьемитовые серии) — продуктов частичного плавления метабазитов, наследующих рудно-геохимическую специализацию на благородные металлы ультрабазит-базитового комплекса зеленокаменного пояса и иногда приобретающих более высокий уровень содержаний Au и Pt по сравнению с «материнскими» породами (икатский, нерунду-канский, талалинский, муйский, кедровский комплексы). Заметное место в формировании благороднометалльной рудообразующей системы занимает шошонит-латитовая формация (атарханский комплекс возрастом 468–8 млн. лет) — продукт

3. Содержания благородных металлов и Cr, V, Co в рудовмещающих породах и рудах месторождения Горное

Породы и руды	Cr	V	Co	Ag,	Au	Pt	Os	Jr	Ru
	г/т			г/т	мг/т				
Коматиитовый metabазальт	60	240	120	0,26	29,4	178	0,55	0,2	13,6
Метапикробазальт	180	310	110	0,045	4,3	165	0,24	0,32	4,76
Метабазальт	160	320	120	0,62	0,87	458	0,23	0,14	14,8
Метаандезитобазальт	160	210	90	0,26	267	303	0,95	1,38	16,4
Динамосланец				He обн.	28,4	327	0,29	0,21	12,7
Метатрахиандезит				0,22	97	315	0,17	0,22	9,54
Рудный обуглероженный карбонатно-силикатный милонит	70	100	83	0,13	2380	243	1,12	0,58	12,3
Рудный гранулированный кварц				0,83	22 200	5060	0,8	0,53	13,6
				0,14	19 400	261	1,16	2,13	17,9

Примечание. Содержания Cr, V и Co — количественный спектральный анализ (ГИН СО РАН); благородные металлы — нейтронно-активационный метод (Г.М. Колесов, Институт геохимии РАН); концентрации Pd по данным атомно-абсорбционного анализа (ГИН СО РАН) обычно 1 мг/т, достигая в отдельных пробах 1,3—6,3 мг/т.

частичной переработки фемического субстрата ЗКП мантийным плюмом.

Таким образом, главным фактором, определяющим продуктивность рассматриваемой рудообразующей системы благороднометалльного металлогенического типа, является изначальный повышенный геохимический фон Au, Ag, ЭПГ (рудоподготовительный этап) следующих формаций и комплексов Селенгино-Витимского зеленокаменного пояса, включая их метаморфизованные составляющие: углеродистая терригенно-карбонатная формация (суванихинская, итанцинская, баргузинская, тилимская, икатская, гаргинская, килинская, горбылокская и другие свиты), вулканические и субвулканические тела ультрабазит-базитового состава, плутонические тела ультрабазитов и ультрабазит-базитов, диоритоиды, а также габброиды, монцититы и сиениты шошонит-латитовой формации.

Анализ имеющихся данных по золоторудным объектам Селенгино-Витимского зеленокаменного пояса позволил наметить схему формирования рудообразующей системы:

концентрирование благородных металлов от кларковых до промышленных значений осуществлялось в ходе двух-, а иногда трехэтапного тектонометаморфического преобразования первичных пород Селенгино-Витимского зеленокаменного пояса (см. табл. 1). Предполагается, что высвобождение из первичных пород, перераспределение и накопление рудных компонентов осуществлялось за счет механохимических реакций образования новых химических соединений и минералов в условиях сдвигово-надвигового тектогенеза [27];

наиболее продуктивные рудные тела образовались в процессе динамометаморфизма пород коматиит-

пикрит-толеитовой серии в последовательности: ортоамфиболиты — катаклазиты, милониты и псевдотахилиты — динамосланцы альбит-кварц-серцитового состава (березиты), листовиты и гранулированный кварц.

Минералогическое районирование и типы благороднометалльной минерализации. Выделены 3 рудных района с 19 рудными узлами. Четвертый — Прибайкальский рудный район с двумя рудными узлами прогнозируется. Все они расположены в пределах ареалов распространения геохимически специализированных на благородные металлы породных комплексов Селенгино-Витимского зеленокаменного пояса (рис. 4).

Ресурсный потенциал золота Селенгино-Витимского пояса весьма высок и составляет 12 000 т. Можно предполагать суммарный металлогенический потенциал платиноидов примерно в 1000 т.

Ранее работы по рудному направлению были акцентированы на кварцево-жильном, частично штоковом типе золотого оруденения. Зоны и участки с прожилково-вкрапленным морфогенетическим типом руд остались практически не исследованными. Выделенные типы оруденения (табл. 4) учитывают его комплексный характер.

В большинстве рудных районов имеются признаки, свидетельствующие о наличии в тектонизированных углеродистых карбонатных толщах ЗКП джаспероидного, возможно карлинского типа золотого оруденения.

В заключение следует отметить, что в настоящее время территория Западного и Восточного Забайкалья в значительной степени подверглась геолого-геофизическому доизучению масштаба 1:200 000, а

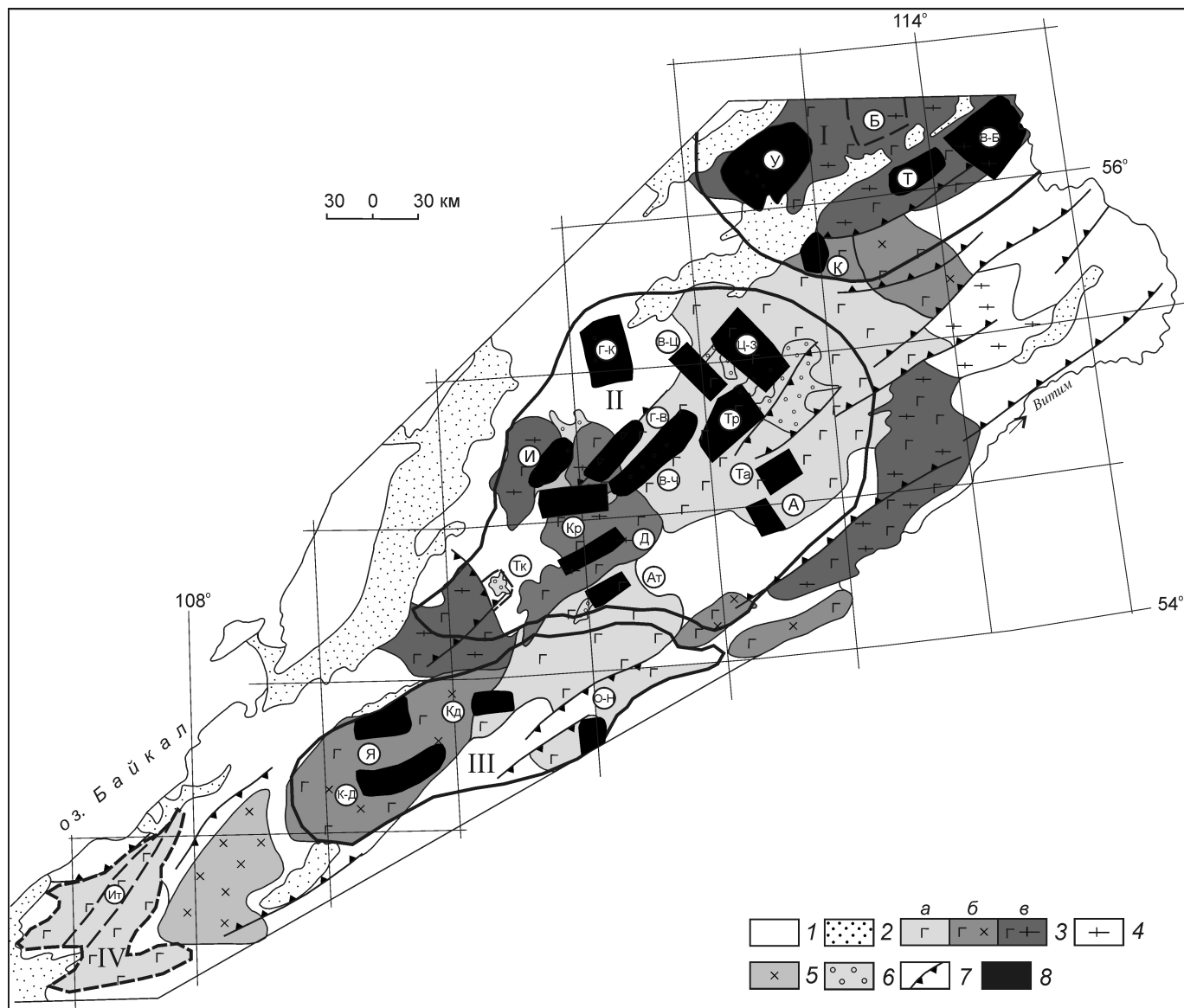


Рис. 4. Схема минерагенического районирования благороднометалльной минерализации Байкало-Витимского ЗКП:

1 — непродуктивные площади; 2 — кайнозойские впадины; продуктивные комплексы: 3 — рифейский динамометаморфизованный частично углеродизированных вулканогенно-терригенно-карбонатных пород: с вулканоплутоническими телами пикрито-базальтовой, коматитито-базальтовой и базальт-андезит-риолитовой серий (а), телами палеозойской шшонит-латитовой формации (б), гнейсовидными и массивными телами габбро-диорит-гранитной ассоциации рифей-венда (в), 4 — гнейсовидные граниты неопределенного возраста, 5 — породы палеозойской латит-шшонитовой (габбро-монзонитовой) формации, 6 — меланжевые структуры с динамометаморфитами милонитовой фации (Pz—Mz); 7 — надвиги; 8 — рудные узлы; римские цифры — рудные районы (в скобках рудоносные зоны и узлы): I — Уakit-Бамбу́йский (У — Уакитский, Б — Бамбу́йский, В-Б — Витимкон-Бамбу́йский, Т — Таликитская, К — Кудурский), II — Икат-Ципиканский (Г-К — Гулонга-Капылюшинский, В-Ц — Верхне-Ципиканский, Ц-У — Ципикан-Усойский, Тр — Троицкий, Та — Талалинский, А — Амата́тский, В-Ч — Витим-Чинейская, Г-В — Горбылок-Витимканская, И — Икатский, Кр — Карафтитский, Д — Джи́линдинская, Ат — Ата́лангинская, Тк — Туркачанский), III — Турка-Витимский (О-Н — Озерно-Назаровский, Кд — Кы́джимитский, Я — Ямбу́йский К-Д — Курба-Доваткинская), IV — Прибайка́льский (Ит — Итанцинская) — прогнозируемые рудные районы и рудоносные зоны

также широкомасштабным петролого-минералогическим и изотопно-геохимическим исследованиям, результаты которых трудно или невозможно интерпретировать в рамках существующей плит-тектонической концепции геодинамической эволюции реги-

она. В первую очередь это относится к магматическим и метаморфическим комплексам и известным металлогеническим схемам, построениям.

В этой связи возникла проблема разработки новой теоретико-методологической основы для металлогене-

4. Краткая характеристика различных типов благороднометалльного оруденения Селенгино-Витимского ЗКП

Рудные районы	Рудные формации	Минеральные и рудно-геохимические (в скобках) типы минерализации	Характерные сопутствующие рудные элементы
Уakit-Бамбуйский	Золотокварцевая малосульфидная	Золотополиметаллический, золотопиритовый, (золотосеребряный)	Mo, Bi, Be
	Золото-кварц-сульфидная	Золотополиметаллический	Cu, Sn, Sb, Bi
Икат-Ципиканский	Золотокварцевая малосульфидная с платиноидами	Золотопиритовый, золотополиметаллический, (золотовольфрамовый, золотосеребряный)	Cu, Bi
	Золото-кварц-сульфидная с платиноидами	Золотополиметаллический, золотопиритовый, золотоарсенопиритовый, золотомагнетитовый, золото-магнетит-полиметаллический, золотосульфосольный, (золотосеребряный), (золотополибденный)	Cu, Sn, W, Bi, Cd, Mo, Be
Турка-Витимский	Золотокварцевая малосульфидная	Золотопиритовый, золотогаленитовый	Sb
	Золото-кварц-сульфидная	Золотополиметаллический, золотопиритовый, золотомагнетитовый (золотосеребряный)	Cu, Sn, W, Bi, Cd
	Серебро-кварц-сульфидная с ЭПГ и золотом	Серебро-галенит-сфалерит-магнетитовый, (серебро-железо-цинк-свинцовый с золотом и платиноидами)	Cu, Sn
Прибайкальский (прогнозируемый)	Золото-кварц-сульфидная с серебром и ЭПГ	Золото-кварц-пиритовый, золото-турмалин-кварц-пиритовый, золото-серебро-полиметаллический	Cu, Pb, Zn, W, Bi, Sb

нического анализа и проведения прогнозно-поисковых работ в Забайкалье, которая могла бы снять возникшие противоречия, нестыковки между данными по рудным месторождениям и региональных исследований. Предлагаемая статья рассматривается авторами как первый шаг в развитии этого нового направления, опирающегося на плюмовую концепцию. Авторы надеются, что их опыт по Селенгино-Витимской минерагенической зоне будет использован в дальнейшем, в первую очередь для переоценки рудного потенциала старых горнопромышленных районов Забайкалья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булгаков А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 4. № 3. С. 230—240.
2. Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А. Новая дискриминантная диаграмма для классификации островодужных и континентальных базальтов на основе петрохимических данных // Доклады АН. 2005. Т. 401. № 2. С. 231—216.
3. Гордиенко И.В., Булгаков А.Н., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С. Состав, U-Pb-изотопный возраст (SHRIMP-II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспрединовой зоны и условия ее формирования (Северное Забайкалье) // Доклады АН. 2009. Т. 429. № 3. С. 359—364.
4. Гордиенко И.В., Булгаков А.Н., Руженцев С.В. и др. История развития Удино-Витимской островодужной

системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее—палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589—614.

5. Дмитриев Л.В., Соколова С.Ю., Плечова А.А. Статистическая оценка вариаций состава и *P-T* условий эволюции базальтов Срединно-океанических хребтов и их региональное распределение // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 227—247.
6. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1—2. С. 5—27.
7. Доронина Н.А., Рыцк Е.Ю., Падерин И.П. и др. Рифейский возраст Ципиканской толщи (первые данные U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr изотопного датирования) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту) / Мат-лы совещ. Вып. 7. —Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 1. С. 98—100.
8. Доронина Н.А., Лыхин Д.А., Голионко Б.Г. и др. *TR*-параметры и возраст метаморфизма Ямбуйского блока (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту) / Мат-лы совещ. Вып. 8. Т. 1. —Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. С. 98—100.
9. Дорошкевич А.Г., Punn Г.С., Сергеев С.А. U-Pb-(SHRIMP-II)-изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // Доклады АН. 2012. Т. 443. № 1. С. 73—77.
10. Егоров А.С. Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотраверсов России). —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004.

11. *Конев А.А.* Петрография щелочных ультраосновных и основных горных пород Сайжинского и Гулхенского плутонов (Витимское плоскогорье) // Тр. Восточно-Сибирского геологического института. Вып. 11. —Иркутск: Иркутское книж. изд-во, 1962.
12. *Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Князев В.А., Шарифуллин С.К.* Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения. —Красноярск: КНИИГИМС, 2004.
13. *Куликов В.С., Куликова В.В.* Новый подход к классификации высокомагнезиальных пород / Мат-лы второго Всерос. петрограф. совещ. Т. 1. —Сыктывкар, 2000. С. 111—112.
14. *Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н.* Новая зона развития «офиолитовой» ассоциации пород на Витимском плоскогорье и ее значение в тектонике и металлогении // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. —Новосибирск: Наука, 1983. С. 60—63.
15. *Митрофанов Г.Л.* Тектонические закономерности размещения и формирования месторождений благородных металлов южного обрамления Сибирской платформы // Дис. ... д-ра геол.-минер. наук в форме научного доклада. —М., 2006.
16. *Наливкина Э.Б.* Эволюция раннедокембрийской земной коры. С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004.
17. *Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г.* и др. U-Pb-возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // Доклады АН. 2007. Т. 412. № 5. С. 661—664.
18. *Орсоев Д.А., Малышев А.В., Мехоношин А.С., Травин А.В.* Перидотит-пироксенит-габбровые комплексы Метешихинской островодужной системы (Западное Забайкалье) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли / Тез. докл. XI Всерос. петрограф. совещ. Т. 2. —Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010. С. 109—110.
19. *Письменный Б.М., Алакишин А.М., Поспеев А.В.* и др. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Глубинное строение. —Новосибирск: Наука, 1984.
20. *Поляков Г.В., Изох А.Э., Вишневский А.В., Травин А.В.* Новые данные о составе и возрасте пикритовидных и щелочно-базитовых комплексов Северо-Монгольского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады АН. 2010. Т. 433. № 1. С. 67—71.
21. *Роцектаев П.А., Миронов А.Г., Дорошкевич Г.И.* и др. Золото Бурятии. Кн. 1. —Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004.
22. *Руденко В.Е., Степанов Д.В., Виноградова Н.П.* и др. Новые данные по геологии и геохронологии юго-западной окраины Ангаро-Витимского ареала гранитоидов // Геология и минералогия Забайкалья / Сб. докл. и статей к научно-производств. конф., посвященной 60-летию Федерального государственного унитарного геологического предприятия «Читагеолсъемка» (22—23 апреля 2010). —Чита, 2010. С. 151—160.
23. *Рундквист Д.В.* Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 6. С. 467—480.
24. *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В.* Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23—51.
25. *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В.* и др. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17—51.
26. *Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И.* и др. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. —Томск: Изд-во ЦНТИ, 2001.
27. *Татаринев А.В., Яловик Л.И.* Динамометаморфизм — главный фактор формирования коллизионных месторождений золота // Золоторудные месторождения Востока России. —Магадан: Изд-во СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 32—49.
28. *Хрусталева В.К.* Главные этапы и условия проявления благороднометалльных рудообразующих систем в геодинамических обстановках Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) / Мат-лы совещ. Вып. 7. Т. 2. —Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 1. С. 130—131.

Развитие гипотезы образования Астраханского газоконденсатного месторождения в результате поступления мантийного плюма

А.И.ТИХОНОВ, Н.Е.МИРОНОВА, Е.Ю.ЯКОВЛЕВ, С.В.ОСИПОВА («Научно-исследовательский институт геологических и геоэкологических проблем» («НИИГиГЭП»); 428023, г.Чебоксары, ул.Академика Королева, д.1)

Предложены уточнения гипотезы образования Астраханского газоконденсатного месторождения в результате внедрения в районе Прикаспийской впадины мантийного плюма, под действием которого в начальной стадии возникли соляные купола и соляные отложения за счет внедрения соляных флюидов или лав, создавшие непроницаемые ловушки на пути поступающих по зонам глубинных разломов углеводородных газов, которые привели к образованию нефтяных и газовых месторождений.

Ключевые слова: плюм, образование АГКМ, изотопы урана, дейтерий, глубинные воды.

Тихонов Анатолий Иванович, niigiger@mail.ru

Миронова Надежда Евгеньевна

Яковлев Евгений Юрьевич

Осипова Светлана Владимировна

Development hypothesis of the Astrakhan gas condensate field as a consequence of mantle plume

A.I.TIKHONOV, N.E.MIRONOVA, E.J.YAKOVLEV, S.V.OSIPOVA

Proposed refinement of the hypothesis formation of the Astrakhan gas condensate field as a result of the introduction in the Caspian Basin mantle plume under the influence of which in the initial stage of any salt domes and salt deposits due to the introduction of salt or fluid lavas, which created tight traps on the way coming along deep fault zones of hydrocarbon gases that have led to the formation of oil and gas fields.

Key words: plume, education AGKM, uranium isotopes, deuterium, deep water.

В процессе исследований по разработке классификации и методики определения типа попутных вод продукции Астраханского газоконденсатного месторождения (АГКМ) по изотопному составу были выявлены аномальные особенности изотопных показателей. В частности было установлено, что концентрация дейтерия (D) в водах разных скважин изменяется в «невиданных» ранее пределах от 8 до 220‰. Причем, изучение изменения концентрации дейтерия в подземных водах в зависимости от глубины залегания водоносных горизонтов (50, 300—1500 и 4050 м) показывает постепенное увеличение содержания дейтерия, образуя прямую линию тренда, выражающуюся формулой:

$$H \quad 0,0122 \quad D-1,3815$$

Если допустить в соответствии с теоретическими положениями [20—22, 24, 25] возможность образования наблюдаемого изотопно-водородного сдвига в попутных газоконденсатных водах месторождения в результате изотопного обмена в системе H_2O-H_2S при пластовых температурах около 100 С, отмеча-

ющихся в продуктивном горизонте газоконденсатного месторождения, то разница в изотопном составе воды и сероводорода может достигать 600‰ и более. Однако известно, что в попутных водах некоторых скважин месторождения концентрация дейтерия достигала даже 2000‰ [4]. Таким образом, по приведенной формуле линии тренда можно рассчитать, что концентрация дейтерия 600‰ должна соответствовать глубине около 8,7 км, а 2000‰ — глубине около 25,8 км, т.е. астеносфере Земли.

Также было установлено существенное нарушение равновесия альфа-активности материнского и дочернего изотопов урана ($^{234}U/^{238}U = 1$) в седиментационных пластовых водах в результате смешения с глубинными водами, в которых как известно оно может достигать 250 [26]. Но в попутных водах Астраханского газоконденсатного месторождения величина достигает лишь 1,7, что объясняется чрезвычайно низким содержанием урана в глубинных водах, не превышающем 0,007 мкг/л. Полученные данные практически совпадают с известными уран-изотопными показателями пластовых вод нефтяных

провинций, приведенными в работе [1], что также объясняется поступлением глубинных вод и в пределах нефтяных месторождений.

В данной работе предприняты исследования с целью объяснения возможных процессов, которые могли привести к образованию столь аномальных изотопных сдвигов водорода и урана в попутных водах. Дана краткая характеристика геолого-тектонических особенностей района изученного газоконденсатного месторождения. Авторы работ прошлых лет предлагали различные и нередко противоречащие друг другу гипотезы, которые не всегда способствовали пониманию истинной причины образования месторождения. Далее представим краткий обзор имеющихся разных версий образования месторождения.

Своеобразие Прикаспийской впадины в районе Астраханского газоконденсатного месторождения подчеркивается широким развитием соленосных отложений и соляных куполов в стратиграфическом разрезе. Аналогию ему может составить только район Мертвого моря [5]. Это два единственных в мире засоленных водных бассейна, поверхность которых опущена ниже уровня океана. В проблеме генезиса прогибов типа Прикаспийского тесно переплетены проблемы механизма мантийных плюмов, генезиса соляных куполов, нефтегазоносности и рудной минерализации в осадочных бассейнах.

Учитывая, что все больше исследователей нефтегазовых провинций склоняются к возможности неорганического происхождения нефти и связи нефтегазовых месторождений с тектоническими процессами земной коры, авторы не рассматривают в данной публикации возможность их органического образования в благоприятных литолого-фациальных и геохимических условиях осадочной толщи.

В.П.Ильченко и Е.В.Стадник первыми отмечают, что в районе Прикаспийской впадины в подсолевую толщу по тектоническим нарушениям поступает углекислота глубинного происхождения, которая может растворять рассеянные в осадочных породах углеводороды, концентрирует их в ловушках [6]. Однако эти авторы не идут дальше, а допускают возможность поступления с глубинным углекислым газом и углеводородных газов глубинного неорганического генезиса.

В последнее десятилетие отмечаются разногласия во взглядах на условия формирования Астраханского газоконденсатного месторождения, основанные на различных точках зрения. В частности, некоторые исследователи отдают предпочтение глубинным тепловым потокам и возможности образования нефтяных газовых месторождений в этом районе в результате поступления водородных газов из земных глубин. Так, А.Н.Дмитриевский с соавторами в работе [3] считают, что образование и развитие гигантского Астраханского месторождения связано с движением флюидов по разломам, трассирующим надвиги кря-

жа Карпинского. Предполагается, что именно глубинные разломы играют роль накопителя газа, который поступает в Астраханский массив. В работе [14] также указывается, что в результате исследований, проведенных в различных нефтегазоносных районах, установлена сопряженность скоплений углеводородов с наиболее активно развивающимися глубинными разломами, то есть в зонах современных движений земной коры, где наблюдается изменчивость во времени геохимических и геофизических полей, а также высокая эманация радона, что можно объяснить только поступлением глубинных флюидов.

Любая гипотеза образования месторождений полезных ископаемых должна соответствовать всем известным фактическим данным, наблюдаемым в районе месторождения. Перечислим эти сведения для Астраханского газоконденсатного месторождения:

- высокое пластовое давление 61,23—66,75 МПа в пределах продуктивного горизонта на глубинах 3900—4200 м, существенно превышающее гидростатическое давление 39—42 МПа на этих глубинах;

- аномально повышенные температуры в районе Астраханского свода;

- чрезвычайно большое количество каменной соли (NaCl), представленной в виде соляных куполов, происхождение которых до сих пор вызывает споры и практически не объяснимо образованием в результате испарения океанской соли из необходимого для этого большого количества океанской воды (около 10% объема современных океанов, то есть 135 млн. км³, что в 7,5 раз больше объема Северного Ледовитого океана). Это невероятно, если принять во внимание высказывание К.А.Клещева в работе [7] о том, что Прикаспийская впадина была изолирована от проникновения океанских вод с юго-запада Эмбинскими поднятиями, а с юго-востока Уральским орогеном;

- сложная структура кровли продуктивного горизонта, определенная пикообразными куполами, что явно свидетельствует об их образовании под высоким давлением поступающих глубинных флюидов;

- присутствие окремненных известняков в кровле башкирского яруса, связанное с повышенным содержанием SiO₂ в поступающих глубинных флюидах;

- повышенное содержание калия в пластовых водах Астраханского газоконденсатного месторождения, обусловленное повышенным содержанием его в глубинных флюидах;

- аномально высокое содержание сероводорода, поступающего, как установлено авторами, в результате корреляционного анализа также из глубинных недр Земли;

- существование прямо пропорциональной зависимости между содержаниями сероводорода и углекислого газа, что свидетельствует о эндогенной природе Астраханского газоконденсатного месторождения;

- повышенное содержание гелия в подземных водах района, но отсутствие сведений об изотопном соста-

ве гелия не позволяет достоверно определить его глубинное происхождение;

аномально высокое содержание дейтерия в попутных водах промысловых скважин;

повышенный изотопный сдвиг урана в попутных водах промысловых скважин, однозначно свидетельствующий о современном поступлении глубинных вод по разломам. Причем участки с относительно аномальным увеличением отношения альфа-активностей изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ указывают на очаги поступления углеводородсодержащих флюидов из глубин, возможно, в составе мантийного плюма;

куполовидная форма теплового поля на тепловизионных разрезах;

периодичность залегания боро- и калиеносных отложений в соляных куполах.

Все перечисленные фактические данные могут быть объяснены только поступлением в район Прикаспийской впадины мантийного плюма. Это позволяет предположить, что дейтерий может поступать из земных глубин в составе мантийного плюма вместе с углеводородными газами и с глубинными водяными парами, содержащими уран с высоким изотопным сдвигом. В настоящее время некоторые исследователи района Астраханского газоконденсатного месторождения высказывались о возможности образования месторождения в результате действия плюм-тектоники [9, 11]. Плюм-тектоника — относительно новая теория в геофизике, которая изучает движение внутримантийных плюмов под тектоническими плитами на глубине до 2900 км в недрах Земли. Японские геофизики У.Фукао и Ш.Маруям [13], не имея возможности объяснить многие явления, впервые в 1994 г. выдвинули гипотезу о тектонике плюмов.

Авторы работы [11] одними из первых предположили возможность существования в районе Прикаспийского соляного купола гигантского плюма с интенсивной водородной дегазацией. Авторы данной публикации склонны поддержать эту версию и подтвердить это предположение некоторыми фактическими данными.

Следует отметить, что в настоящее время многие геологи поддерживают гипотезу о существовании мантийных плюмов, образующихся в результате отрыва от ядра Земли некой массы ядерного вещества при протекающих в ядре процессах (рис. 1). По мнению Л.П.Зоненшайна, М.И.Кузьмина (1993) и других исследователей мантийные плюмы могут зарождаться на трех уровнях: на границе нижняя мантия—ядро в слое на глубине 2700—2900 км, на границе верхней и нижней мантии на глубине 670 км в подстилающем тепловом граничном слое 700—900 км и в верхней мантии, при плавлении субдущированной плиты. В качестве индикатора глубинности происхождения горячих точек принимают высокие значения соотношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ или $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$. Согласно современным представлениям, тепловые плюмы могут образовываться

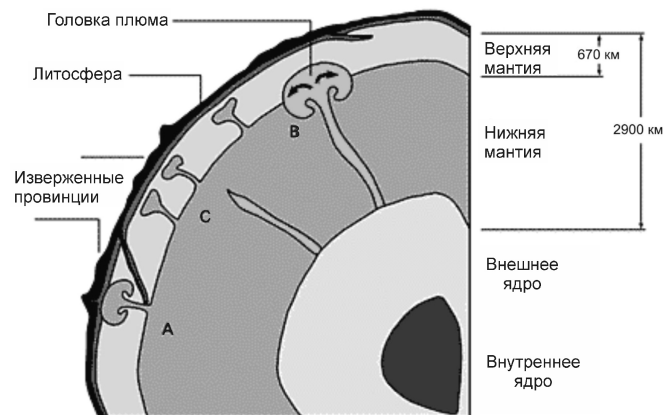


Рис. 1. Модели мантийных плюмов

ваться у границы верхней и нижней мантии или у границы ядра и мантии в результате гравитационной неустойчивости тепловых пограничных слоев, которые приурочены к этим границам земных недр [9].

Принято считать, что классическим примером современной «горячей точки» является о.Исландия, расположенный на пересечении оси спрединга Срединно-Атлантического хребта и зоны поперечных разломов. Действие плюма в Северной Атлантике началось на рубеже мела и палеогена, а в районе о.Исландия он сфокусировался в миоцене. Мощность коры океанского типа под этим островом достигает 40 км [19].

Считается, что доказательством существования восходящих мантийных струй являются выявленные внутри плит так называемые «горячие точки» [21]. В настоящее время на земном шаре насчитывают 122 горячие точки, активные в последние 10 млн. лет. Они встречаются как внутри плит, так и на дивергентных (раздвигающихся) границах между плитами. Плюмы постепенно поднимаются вверх сквозь пластичное вещество мантии и нередко доходят почти до земной поверхности, создавая различные рудные месторождения, а также месторождения углеводородов:

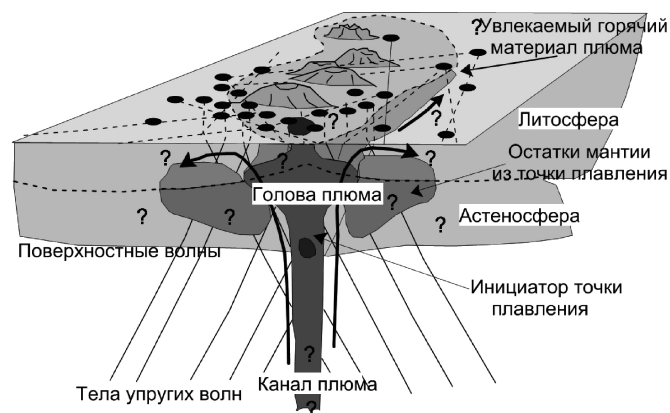


Рис. 2. Пример образования различных месторождений в районе мантийного плюма [23]

нефтяные, газоконденсатные, газовые (рис. 2). Они же являются источниками землетрясений и вулканов. Некоторые исследователи даже предполагают, что тектоника горячих точек (плюм-тектоника) была более важным источником изменения лика Земли, чем тектоника плит в ранние эпохи.

Рассчитаны скорости подъема плюма в мантии, составляющие $0,5\text{—}1 \cdot 10^2$ см/год. Полагают, что мантийные плюмы в областях горячих точек поднимаются по каналам диаметром до 100—150 км и имеют температуру 200—300 К выше окружающей мантии. Эти мантийные плюмы, рожденные в недрах мантии, могут подниматься вверх так же, как *диатеры*, *создающие соляные купола*. С помощью математического моделирования в лаборатории Ramberg показано, что такие плюмы могут быть различной формы, но наиболее вероятная — форма гриба.

Плюмы могут быть на несколько сотен градусов более горячими по сравнению с окружающими породами мантии. Ш.Маруяма (1994) полагает, что грибовидные суперплюмы зарождаются на границе ядро—мантия. Они поднимаются с дополнительно высокой температурой, понижая вязкость окружающей мантии. При этом образуется «голова гриба», и она постепенно увеличивается в размере и охлаждается, тогда как хвост плюма остается более узким и горячим и непрерывно пополняет «голову». Проекция «головы плюма» на поверхности земли (горячая точка) может достигать диаметра 500—1000 км. Некоторые исследователи высказываются о периодичности появления плюмов. Полагают также, что если плюмы образуются на границе ядро—мантия, то они могут быть связаны с конвекцией в ядре, являющейся ответственной за изменения магнитного поля Земли. Причем может быть пульсационное отделение мантийного плюма от границы ядро—мантия. Считается также, что суперплюмы могут передавать к поверхности Земли особенно большой импульс энергии, и поэтому, предположительно, они могут иметь соответствующие образования на поверхности Земли. Важный пример проявления мантийных плюмов — кимберлитовые поля. Для районов проявления мантийных плюмов характерно высокое содержание K_2O 0,4%.

В работе [2] А.В.Горбатиков с соавторами отмечают, что в строении Астраханского газоконденсатного месторождения в интервале глубин 7—30 км выделяется столбообразный канал, отражающийся в разрезах и трехмерном изображении как зона пониженных сейсмических скоростей. В своей нижней части канал сопрягается с низкоскоростным вытянутым стенообразным телом, трассирующимся, как минимум, до глубин максимальной чувствительности данного исследования — 45 км. Однако, авторы не рассматривают возможность объяснения полученных результатов внедрением мантийного плюма, хотя приводимая ими модель очень напоминает формы плюмов, приведенных в работе [10].

Схематический разрез на рис. 3, составленный с использованием геологической основы из работы [7], иллюстрирует процессы образования соляных отложений в Прикаспийской впадине в результате внедрения соляных флюидов по глубинным разломам. Авторы этой работы также не допускают возможность образования соляных куполов в районе Прикаспийского бассейна за счет мантийного плюма, хотя при таком допущении легче было бы объяснить столь масштабное внедрение соляных флюидов, образующих соляные купола и куполообразный вид мантийного вещества, из которого, как показано на рис. 3, поступают глубинные флюиды.

Исходя из полученных результатов изотопных и гидрохимических исследований, а также на основе анализа известной к настоящему времени информации о геолого-тектонических, геодинамических, гидрогеологических и термальных особенностях района Астраханского газоконденсатного месторождения, авторы публикации склонны считать, что описываемое месторождение образовано в результате поступления в район Прикаспийской впадины мантийного плюма (см. рис. 3), флюиды которого характеризуются высоким содержанием соли, углеводов, сероводорода, углекислого газа, водорода, дейтерия, урана-234, гелия-3, паров воды магматического происхождения, а также таких химических элементов, как K, B, Li, Si.

На основе уран-изотопной информации, а также учитывая необъяснимо высокие концентрации дейтерия в попутных водах Астраханского газоконденсатного месторождения, можно предположить, что мантийные плюмы в отличие от современных представлений об их образовании у границы «ядро—мантия» под действием гравитационных сил Земли, генерируются в ядре Земли в результате постоянного воздействия ядерного реактора, источником которого являются сверхтяжелые элементы. Поиском этих элементов в глубинных водах Земли занимались ученые ОИЯИ (г.Дубна) еще в 1970—1980-х гг. [17, 18]. Гипотезу о существовании ядерного реактора в земном ядре недавно в Интернете выдвинул и американский геофизик М.Херндон [8]. Он полагает, что источником «питания» ядерного реактора являются уран и плутоний. Но если это было так, то тогда невозможно объяснить установленное ленинградским ученым С.Г.Неручевым [12] еще в 1980-х годах явление периодического глобального всепланетного выброса (через каждые 33 млн.лет) урана из недр Земли с повсеместным образованием ураноносных пластов черных песчаников мощностью около 0,5—0,6 м с высоким содержанием урана. По гипотезе авторов публикации уран является продуктом естественного распада (или деления) сверхтяжелых элементов, и в этом случае становятся понятными циклические выбросы его из земных недр в результате периодического деления сверхтяжелых элементов при возникно-

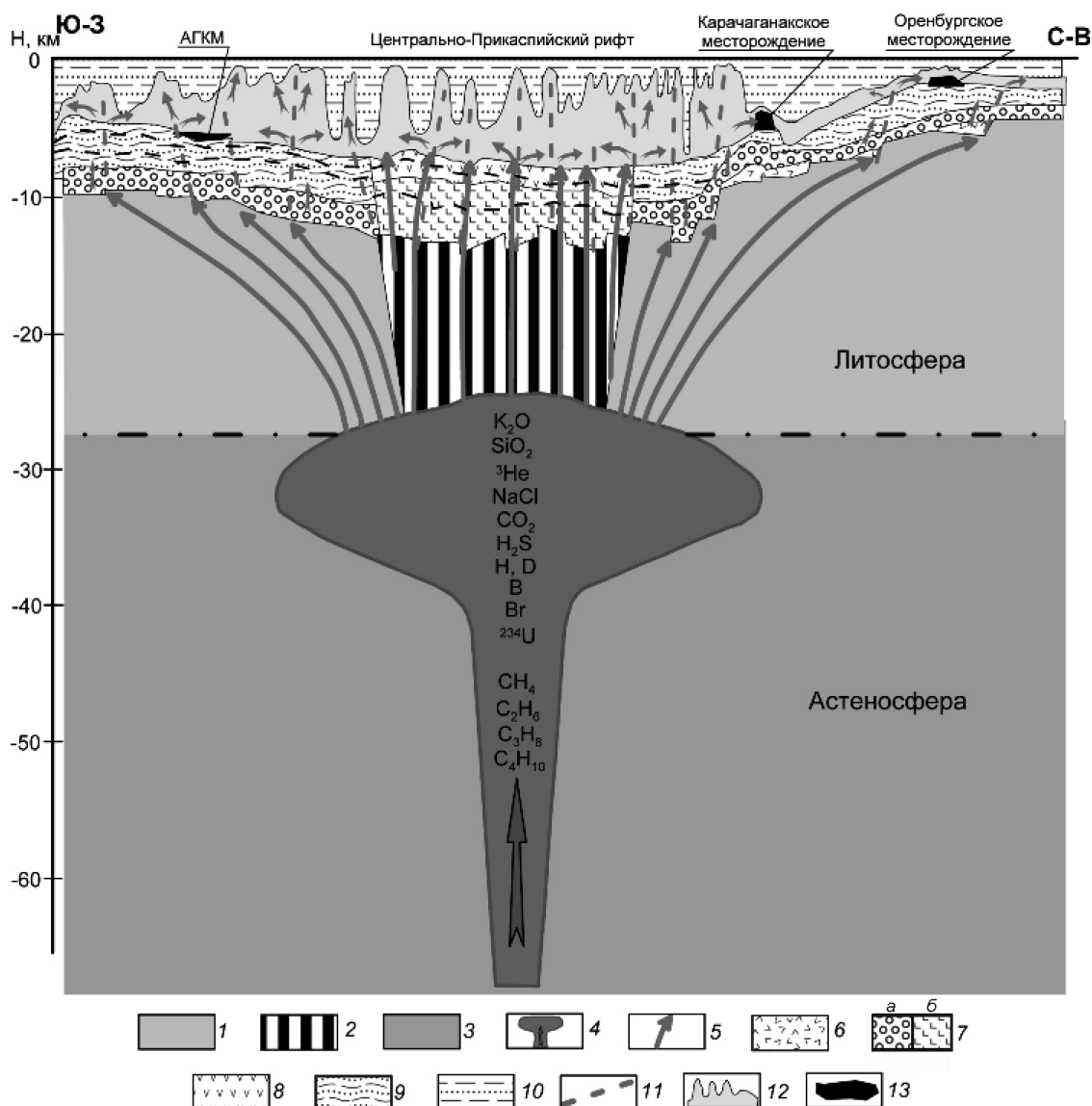


Рис. 3. Гипотетическая геодинамическая модель Астраханского газоконденсатного месторождения (на основе разреза по работе [7]):

1 — литосфера; 2 — Центрально-Прикаспийский грабен; 3 — астеносфера; 4 — мантийно-струйный поток — плюм; 5 — поступление глубинных флюидов из мантийного плюма; литодинамические комплексы: 6 — дорифтовый, R_2-V-Pz_1 , 7 — рифтовый (а) и межрифтовый (б), D_2 , 8 — надрифтовый, D_3-C_1V , 9 — пассивноокраинный, $C_1V_3-C_2b$; 10 — комплекс пород, накопившихся в период изостатического выравнивания, P_2kz ; 11 — коровые глубинные разломы; 12 — соляные диапиры; 13 — месторождения нефти и газа

вении в ядре Земли благоприятных для этого условий. При допущении гипотезы американского геофизика, согласно которой источником питания является уран, он не мог бы сам себя выбрасывать на поверхность Земли, к тому же минуя мантию, где, как известно, отмечается низкое содержание урана. Это свидетельствует о том, что уран поступает на поверхность Земли в составе плюмов. В связи с этим справедливо было бы называть эти плюмы не мантийными, а ядерными.

Авторы считают, что именно в результате «работы» ядерного реактора, при постоянном выделении им продуктов распада сверхтяжелых элементов в те-

чение 4,6 млрд. лет существования Земли происходило разуплотнение земного вещества в процессе превращения сверхтяжелых в более легкие химические элементы и образование вещества мантии и пород земной коры. Результатом явилось утверждаемое некоторыми исследователями расширение планеты Земля. Причем этот процесс происходил с соблюдением законов сохранения вещества и энергии, что привело к уменьшению общей плотности земных веществ и увеличению объема Земли при сохранении общей массы. Именно неустанная работа ядерного реактора в центре Земли является источником той энергии, которая поддерживает вращение планеты с

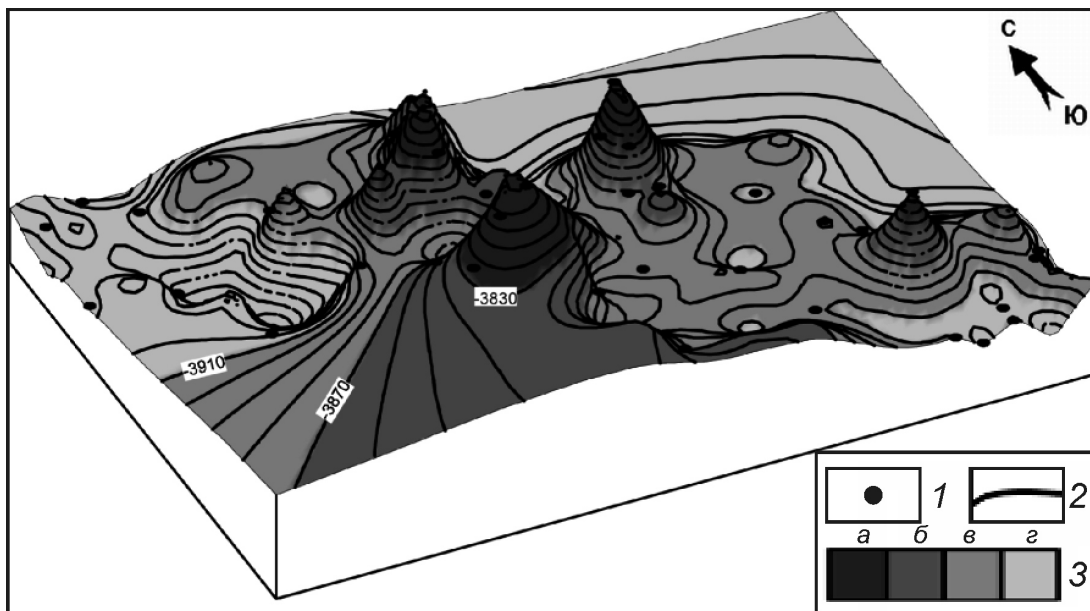


Рис. 4. Трехмерная модель кровли отложений башкирского яруса в районе Астраханского газоконденсатного месторождения:

1 — скважины; 2 — изолинии глубины залегания кровли, м; 3 — пределы изменения глубины залегания кровли, м: а — 3830, б — 3830—3870, в — 3870—3910, г — 3910

почти постоянной угловой скоростью в течение 4,6 млрд.лет. Ядерный реактор является «виновником» образования жизненно необходимого постоянного магнитного поля Земли и его инверсии, которая происходит в моменты «перезапуска» природного ядерного реактора из-за «перегрева». Это доказано в условиях известного природного реактора на урановом месторождении Габон (Африка). Именно резко асимметричное деление сверхтяжелых элементов является причиной образования загадочных необъяснимо высоких изотопных сдвигов урана и ксенона, а также высокого содержания легкого изотопа гелия ^3He и дейтерия в глубинных водах. Продуктами постоянной деятельности этого реактора является также вынос из недр Земли алмазов, углеводородных газов, образующих нефтяные и газовые месторождения, а также различных металлов, образующих рудные месторождения.

Итак, авторы полностью поддерживают версию О.М.Севастьянова [15] о том, что в кунгурское время в район Астраханского газоконденсатного месторождения поступает из ядра Земли глубинный плюм, что приводит к вздутию поверхности Махоровичича и базальтового слоя земной коры и возникновению глубинных разломов глубокого (80—90 км) заложения. В это же время образуется серия коровых разломов. Процесс внедрения мантийного плюма уже показан на рис. 3. При этом по глубинным и коровым разломам происходит внедрение соляных интрузий в виде вязкого и текучего вещества, которое проникает в верхние слои земной коры, образуя штокообразные купола или грибовидные образования, растекаясь по

наиболее проницаемым слоям осадочной толщи. Пластические массы солей в нижней части разреза постепенно проникают в более проницаемые отложения и соединяются между собой, постепенно образуя пластообразную залежь, которая становится мощным экранирующим горизонтом на пути поступающих из глубин углеводородных и сероводородных газов. Затем происходит постепенное формирование нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождений в результате длительного поступления по глубинным и коровым разломам углеводородных и сероводородных газов из мантийного плюма.

Такая геодинамическая модель отвечает практически всем вышеуказанным критериям для гипотезы образования Астраханского газоконденсатного месторождения в результате поступления мантийного плюма. Резкая изрезанность в виде остроконечных куполовидных образований в кровле продуктивной толщи — отложениях башкирского яруса (рис. 4), обусловленных неравномерным поступлением под высоким давлением соляных флюидов и углеводородных газов в наиболее проницаемых зонах глубинных разломов, также подтверждает гипотезу образования описываемого месторождения в результате внедрения в этом районе мантийного плюма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Ф.А., Зверев В.Л., Спиридонов А.И., Чешико А.Л. Изотопный состав урана вод и нефтей некоторых нефтегазовых провинций // Геохимия. 1977. № 3. С. 475—478.
2. Горбатилов А.В., Собисевич А.Л., Степанова М.Ю. и др. Глубинное строение структур дегазации на примере газоконденсатного месторождения-гиганта и грязевых

- вулканов. http://www.gradient-geo.com/m_library.php?mode=list
3. Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е., Каракин А.Н. и др. Новые идеи формирования Астраханского газоконденсатного месторождения // Газовая промышленность № 3. 2002. <http://dmitrievskiy.ru/textPDF/AstrRuss.pdf>.
 4. Зыкин Н.Н. Способ получения воды тяжелой D₂ из подземных вод / Изобретение Российской Федерации № 2393987. 2010.
 5. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Флюидно-метасоматические преобразования и рудоносность осадочных толщ Прикаспийского бассейна. Научное издание. —М., 2005 г.
 6. Ильченко В.П., Стадник Е.В. Газогидрогеохимические поля в подсоловых отложениях юго-западной части Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 1992. № 2. С. 27—30.
 7. Клецев К.А., Шейн В.С. Геологическое строение и геодинамическая эволюция Прикаспийской впадины // Геология, ресурсы, перспективы освоения нефтегазовых недр Прикаспийской впадины и Каспийского региона / Междунар. научно-технич. конф. «Прикаспий-2007», Москва 18—20 сентября 2007 г.: Избранные доклады // Под ред. В.П.Гаврилова. —М.: МАКС Пресс, 2008.
 8. Князева Л. Природный реактор? / Планета Земля. Внутреннее строение Земли. <http://galspace.spb.ru/index14.html>
 9. Крупский Д.П. Численное моделирование тепловой эволюции стратиграфизированных геологических структур / Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. —М.: МИТП РАН, 2007.
 10. Мантийные потоки и их наземное проявление. <http://plate-tectonic.narod.ru/plumephotoalbum.html>
 11. Марин Ю.Б., Скублов Г.Т. Пожары, аномальная жара 2010 г. и возможная связь их с глобальными геологическими структурами // Сайт: www.minsoc.ru.
 12. Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. —Л.: Недра, 1982.
 13. Основные понятия в тектонике плит. <http://plate-tectonic.narod.ru/terminologylinks.html>
 14. Постнов А.В., Рамеева Д.Р., Ширягин О.А. Методы выявления зон повышенной тектонической трещиноватости и флюидопроницаемости в процессе мониторинговых исследований на АГКМ // Разведка и освоение нефтяных и газоконденсатных месторождений. Научные тр. Астрахань НИПИГАЗ. Вып.5. —Астрахань: ИПЦ «Факел» ООО «Астраханьгазпром», 2004. С. 39—43.
 15. Севастьянов О.М. Гидрохимические коррелятивы пластовых подошвенных вод Астраханского ГКМ // Гидрогеологические особенности газовых и газоконденсатных месторождений в связи с условиями их активного обводнения // Сб. науч. тр. ВНИИГАЗ. —М., 1989. С. 54—58.
 16. Тектоника мантийных струй-плюмов (плюм-тектоника). www.geomuseum.kuzstu.ru/index.php?option=com_content&view=article&id=23&Itemid=23
 17. Флеров Г.Н. Поиски сверхтяжелых элементов / ОИЯИ. 1974. Р7-8407.
 18. Флеров Г.Н., Тер-Акопян Г.М., Иванов М.П. и др. О поиске сверхтяжелых элементов в геологических объектах // Радиохимия. 1982. 24. № 6. С. 782—789.
 19. Хаин В.Е. Современная геодинамика: достижения и проблемы // Природа. 2002. № 1.
 20. Bottinga Y. Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-CO₂-graphite-methane-hydrogen and water vapour. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1969. 33: 49—64.
 21. Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth and Planetary Science Letters* 205 (2003) 295—308.)
 22. Galley M.R., Miller A.I., Atherley J.F., Mohn M. GS process-physical properties: Chalk River. Ontario. Canada. Atomic Energy of Canada Limited. 1972. AECL-4225.
 23. <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/plume.dir/plume-concept.gif>.
 24. Rolston J.H., den Hartog J., Butler J.P. The deuterium isotope separation factor between hydrogen and liquid water, *The Journal of Physical Chemistry*. 1976. 80. Pp. 1064—1067.
 25. Suess H.E. Das Gleichgewicht H₂ HDO HD H₂O im System H₂, D₂ und H₂O. *Zeitschr. Naturforschung*. 1949. Vol. 4. Pp. 328—332.
 26. Yamamoto M., Sato T., Sasaki K. et al. Anomalously high ²³⁴U/²³⁸U activity ratios of Tatsunokuchi hot spring waters, Ishikawa Prefecture, Japan. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. Vol. 255. №. 2. 2003. Pp. 369—373.

К обоснованию перспектив выявления крупных эпитермальных золотосеребряных месторождений в Жонгаро-Балхашской складчатой области (Центральный и Южный Казахстан)

Э.Ю.СЕЙТМУРАТОВА, А.Б.ДИАРОВ, Ф.Ф.САЙДАШЕВА, Я.К.АРШАМОВ, Р.Т.БАРАТОВ (Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева; 050001, г.Алматы, ул.Кабанбай батыра, д.69а)

На основе сравнения известных эпитермальных золотосеребряных месторождений мира с особенностями проявления месторождений и рудопроявлений золота в Жонгаро-Балхашской складчатой области (ЖБСО) обосновывается необходимость проведения поисковых работ в ней с целью выявления крупных месторождений золота эпитермального типа.

Ключевые слова: эпитермальные золотосеребряные месторождения, закономерности размещения, вулканоплутонические пояса.

Сейтмуратова Элеонора Юсуповна, seimuratova@mail.ru

Диаров Альберт Баянович

Сайдашева Фарида Фратовна, fsaidasheva@geots.kz

Аршамов Ялкунжан Камалович

Баратов Рифат Талхатжанович

Justification of the prospects for detection of large epithermal gold-silver deposits in the Zhongar-Balkhash fold region (Central and Southern Kazakhstan)

E.Y.SEITMURATOVA, A.B.DIAROV, F.F.SAIDASHEVA, Ya.K.ARSHAMOV, R.T.BARATOV

Based on comparison of known epithermal gold-silver deposits in the world with features displays of gold deposits and occurrences in Zhongaro-Balkhash folded region, the need for exploration in it to identify the major types of epithermal gold deposits.

Key words: epithermal goldsilver deposit, distribution controls, volcanic and plutonic belts.

Согласно огромному количеству публикаций по металлогении золота последних 20—25 лет [5, 12—14, 18, 19, 21, 22, 29, 30, 34, 35 и др.] все большее внимание золотопромышленников мира привлекают золотосеребряные и золоторудные месторождения эпитермального вулканогенного типа. Интерес к этому типу золоторудных месторождений обусловлен рядом причин: во-первых, возможностью использования открытого способа разработки этих объектов с привлечением высокоэффективного современного метода переработки руд — кучного выщелачивания; во-вторых, тем, что наряду с крупными и уникальными месторождениями (Уайхи, Новая Зеландия — 230 т, Раунд Маунтин — 272 т, Комшток, США — 266 т и др.), в этой группе исключительно широко представлены мелкие объекты, бонанцевый характер оруденения которых позволяет рентабельно отрабатывать их без значительных затрат; в-третьих, возможностью попутного извлечения висмута, теллура, ртути и других полезных компонентов [18, 19].

Многочисленные работы по выявлению закономерностей размещения эпитермальных золотосереб-

ряных месторождений однозначно указывают на то, что главными структурами, в которых локализуется эпитермальное золотосеребряное оруденение, являются вулканоплутонические пояса (ВПП) различных типов [1, 2, 12, 13, 20, 29, 30, 32, 34].

К неоспоримым закономерностям проявления эпитермальных золотосеребряных и золоторудных месторождений также относятся: тесная связь их с вулканоплутоническими ассоциациями пород и непрерывная пространственная приуроченность к вулканическим структурам часто овальной или кольцевой форм. Сказанное четко демонстрируют схематические геологические карты перспективных площадей и золоторудных проявлений Дальнего Востока России [12, 13, 20, 29, 30, 34 и др.], Казахстана [2, 6—10, 15, 16, 21—28], Узбекистана [1] и других регионов мира [18, 19, 32, 35 и др.].

Вопреки устоявшимся представлениям о связи золотосеребряного оруденения с магматическими образованиями среднего и основного составов, на современном уровне его изученности появились новые данные о приуроченности золоторудных проявлений

этого типа к вулканитам различного состава, что очень наглядно показано в работе С.Ф.Стружкова, М.М.Константинова [29, с. 20], а также подтверждается в исследованиях авторов работ [23—25 и др.].

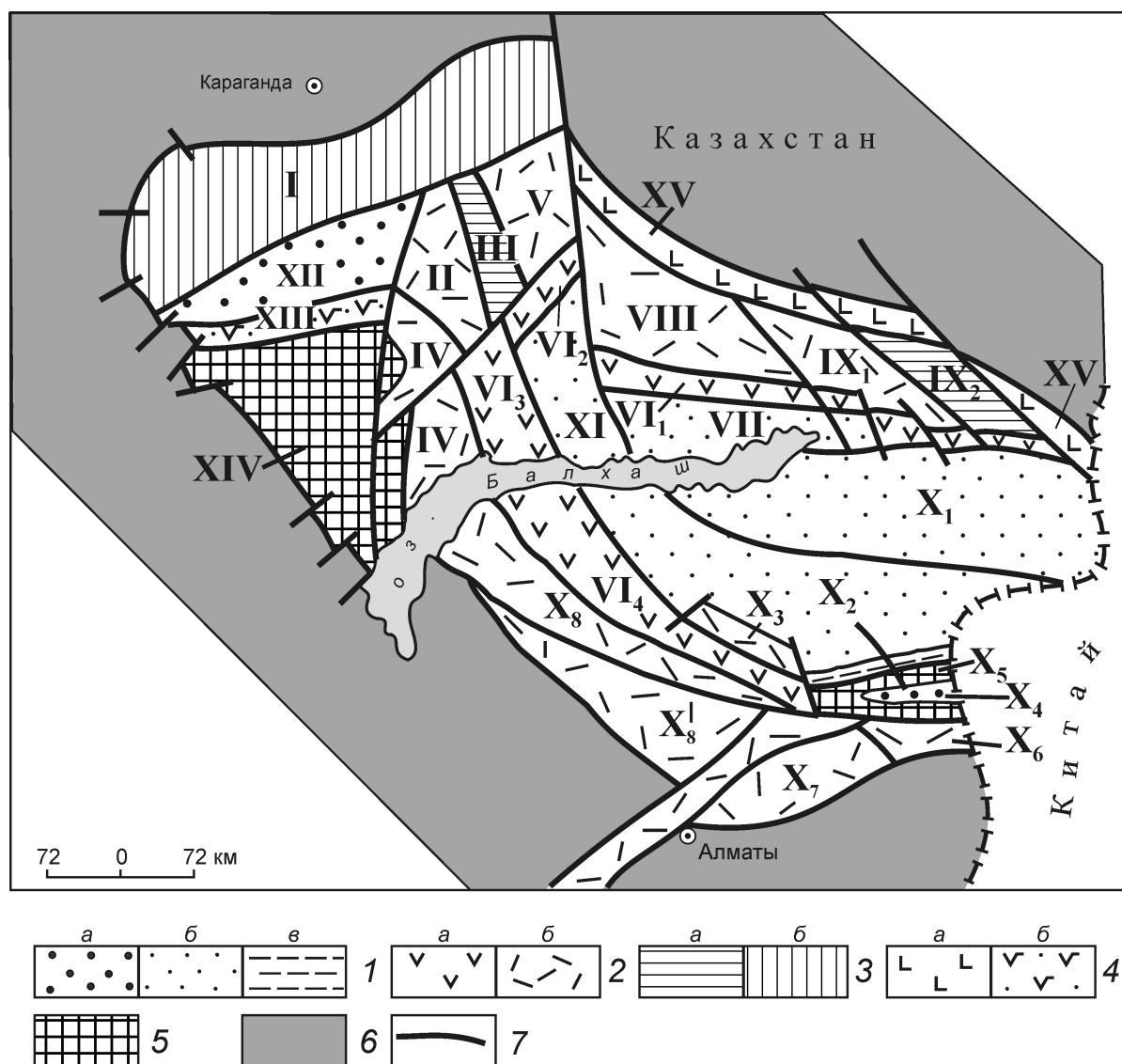
Отмеченная новая волна интереса золотопромышленников к эпитермальным золотосеребряным месторождениям вулканоплутонических поясов и многочисленные работы по выявлению основных закономерностей размещения этого типа оруденения явились поводом для более глубокого рассмотрения проблемы золотосереброносности ВПП Жонгаро-Балхашской складчатой области, о которой говорилось давно [6, 7, 8—10, 32]. Однако целенаправленных работ по изучению металлогении эпитермального золотосеребряного оруденения и оценке его перспектив до сих пор в регионе не проводилось, что, по-видимому, связано с укрепившимся для него медно-редко-металльно-полиметаллическим стереотипом.

Этот импульс исследований золотосереброносности региона основывался также на результатах детального доизучения вулканоплутонических ассоциаций позднего палеозоя, широко проявленных в Жонгаро-Балхашской складчатой области. Доизучение их

проводилось в последние два-три десятилетия сотрудниками позднепалеозойской группы Института геологических наук им.К.И.Сатпаева.

В процессе проведения серии работ по геологии и металлогении Жонгаро-Балхашской складчатой области [23—28 и др.] был осуществлен формационный анализ геологических образований, выявлены геодинамические обстановки их формирования. На этой базе проведено структурно-формационное районирование региона с актуалистических позиций (рис. 1) и определена металлогеническая специализация выделенных структурно-формационных зон [26].

В результате установлено, что большую часть территории Жонгаро-Балхашской складчатой области составляют континентальные вулканоплутонические пояса: окраинно-континентальный каменноугольный Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельский и внутриконтинентальный каменноугольно-пермский Балхаш-Илийский. Выделение двух поясов из объема единого (в прошлом) Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса определяется различием в строении вертикальных рядов формаций и, соответственно, в истории развития, а также в геофизичес-



ких полях (рис. 2) [3]. Данное районирование не является новым и согласуется во многом с работами геологов ГИН РАН (Тектоника Казахстана, 1982 // Под ред. акад. А.В.Пейве, А.А.Моссаковского) и казахстанских геологов (Г.Р.Бекжанов, 1984; В.Н.Любецкий, Л.И.Сериков, Г.П.Нахтигаль и др., 1979).

Ведущими структурами, к которым приурочены золотосеребряные проявления в вулканоплутонических поясах Жонгаро-Балхашской складчатой области, подобно мировым ВПП, являются кольцевые магматогенные структуры, выделяемые в них сотнями [8—10, 23—28].

Несмотря на все сказанное, свидетельствующее о больших перспективах эпitherмального золотосеребряного оруденения Жонгаро-Балхашской складчатой области с региональных позиций, а также наличие многочисленных выявленных при проведении кондиционных поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000, мелких и средних месторождений — Кудер, Наурызбай, Таскора, Айлы, Слушюкы, Архарлы и др. [6, 7, 9, 10, 31], к золотонос-

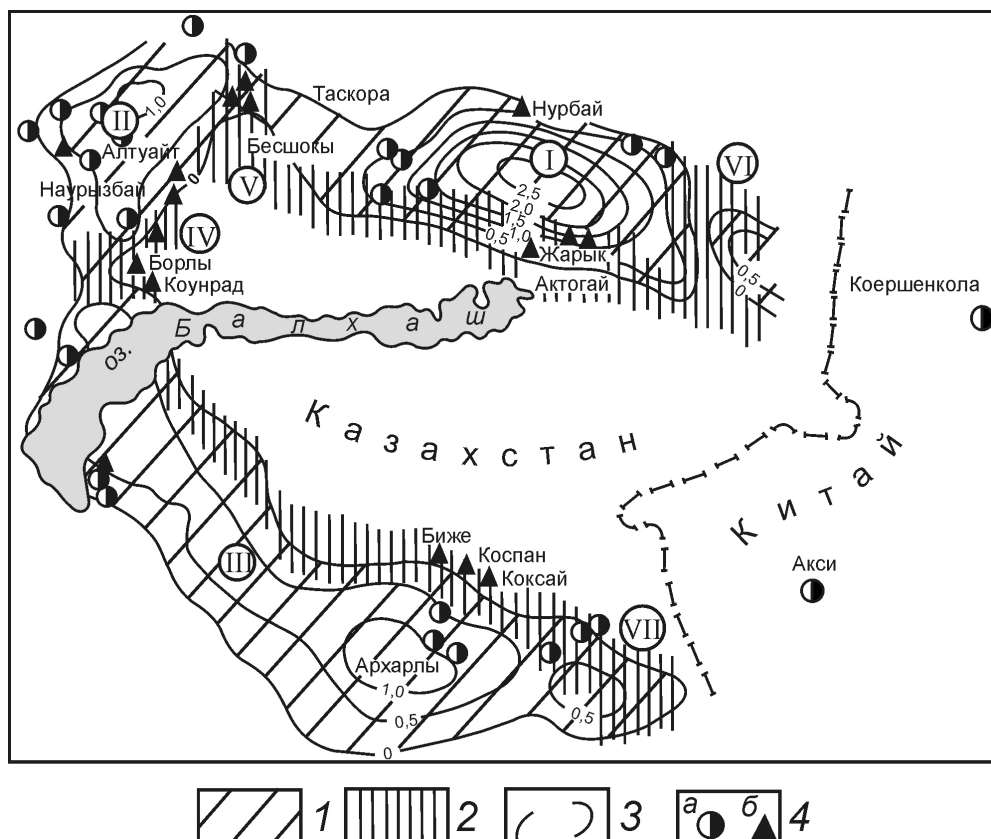


Рис. 2. Позднепалеозойские вулканоплутонические пояса ЖБСО: каменноугольно-пермский внутриконтинентальный Прибалхашско-Илийский и каменноугольный окраинно-континентальный Тасты-Кусак-Котырарсан-Алтынэмельский на карте магнитного аномального поля, по работе [3 с дополнениями авторов:

1 — региональные положительные магнитные аномалии высокой интенсивности, соответствующие секторам внутриконтинентального каменноугольно-пермского Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса: I — Баканасский, II — Токрауский, III — Илийский; 2 — перемишки пониженной магнитной интенсивности, соответствующие секторам каменноугольного окраинного Тасты-Кусак-Котырарсан-Алтынэмельского вулканоплутонического пояса: IV — Котырарсанский, V — Кусакский, VI — Тастыйский, VII — Алтынэмельский; 3 — изолинии региональных магнитных аномалий; 4 — месторождения: а — золота, серебра, б — меди, молибдена с золотом (порфирового типа); римские цифры в кружках — номера секторов вулканоплутонических поясов

Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования Жонгаро-Балхашской складчатой области [25]:

1 — Жонгаро-Балхашский окраинный палеобассейн: шельф: а — внешний и б — внутренний, в — глубоководные впадины; 2 — вулканоплутонические пояса: а — окраинно-континентальный каменноугольный Тасты-Кусак-Котырарсан-Алтынэмельский, б — внутриконтинентальный каменноугольно-пермский Балхаш-Илийский; 3 — структуры типа континентальных рифтов: а — пермского времени с субщелочным магматизмом, б — тафrogenная каменноугольного времени; 4 — шовные рифтингового типа структуры со средне-основным вулканизмом: а — девон-каменноугольного и б — франского времени; 5 — блоки Актау-Жонгарского микроконтинента; б — каледонские структуры обрамления ЖБСО; 7 — глубинные разломы и границы структурно-формационных зон; структурно-формационные зоны: I — Успенская, II — Западно-Токрауская, III — Жантауская, IV — Южно-Токрауская, V — Восточно-Токрауская, VI — Тасты-Кусак-Котырарсан-Алтынэмельская мегазона (VI₁ — Тастыйское звено, VI₂ — Кусакское звено, VI₃ — Котырарсанское звено, VI₄ — Алтынэмельское звено), VII — Саянская, VIII — Котанэмель-Калмакэмельская, IX — Баканасская (IX₁ — Западно-Баканасская, IX₂ — Восточно-Баканасская), X — Илийская мегазона (X₁ — Северо-Жонгарская, X₂ — Тастау-Саркандская, X₃ — Тастауский приразломный прогиб, X₄ — Центрально-Жонгарская, X₅ — Бороталинская, X₆ — Текелийская, X₇ — Панфиловская, X₈ — Сарыозек-Илийская), XI — Северо-Балхашская, XII — Жаман-Сарысуйская, XIII — Акжал-Аксоранская, XIV — Тасарал-Кызылэспинская, XV — Предчингизская

ности описываемой складчатой области многие специалисты все еще относятся скептически.

В связи с этим, в «Справочнике золоторудных месторождений Казахстана», изданном в 1996 г., в разделе «Центральный Казахстан» указано только 47 золоторудных объектов [15]. На карте золотоносности Казахстана, прилагаемой к справочнику, отмечено всего 17 золоторудных объектов. Для южного сектора Жонгаро-Балхашской складчатой области их приведено 36, на карте — 13 (пять собственно золоторудных объектов, восемь золотосеребряных) [15]. Все эти названия общеизвестны. Сказанное, к сожалению, создает неблагоприятное впечатление о золотоносности провинции, вплоть до утверждения, что здесь невозможно обнаружение крупных объектов, и потому район бесперспективен. По-видимому, с этим же связано то жалкое состояние золотодобычи в регионе, при котором разведочные и добычные работы велись и ведутся лишь на нескольких объектах — Таскоре, Архарлах, Долинном, Музбеле, Шолкызыле, Карьерном. Десятки недоизученных объектов заброшены после снятия с них «сливок» — Слушокы, Айлы, Кудер, Наурызбай, Туз, Аксенгир, Акжартас, Жусабай, Тологай и др.

Независимо от всего изложенного, авторы глубоко убеждены в том, что Жонгаро-Балхашский регион может стать одной из ведущих золотосеребряных провинций Казахстана. Это мнение, помимо общегеологических предпосылок, существенно обосновывает еще и составленная в 1990-е годы Э.Ю.Сейтмуратовой совместно с П.К.Жуковым «Карта золотосереброносности Жонгаро-Балхашской складчатой области» масштаба 1:500 000 [25], охватывающая территорию 55 планшетов масштаба 1:200 000, базой которой явилась «Карта золоторудных проявлений юга Центрального Казахстана» [10]. На карте показано более 2000 золоторудных объектов различной формационной принадлежности. Из отмеченных на карте проявлений содержание Au (в г/т): в 684 точках — 0,01—0,1; 773 точках — 0,5—1,0; 577 точках 1—5 и 90 точках 5, из которых 89% точек минерализации по выявленным рудокон-

тролирующим факторам относятся к эпитермальному золотосеребряному вулканогенному типу.

Дальнейший анализ экстенсивности и интенсивности проявления золотосеребряной минерализации позволил на базе вышеупомянутой карты составить Карту перспективных золоторудных полей, узлов и участков Жонгаро-Балхашской складчатой области, ранжированных по степени перспективности на перво-, второ- и третьеочередные [25 и др.].

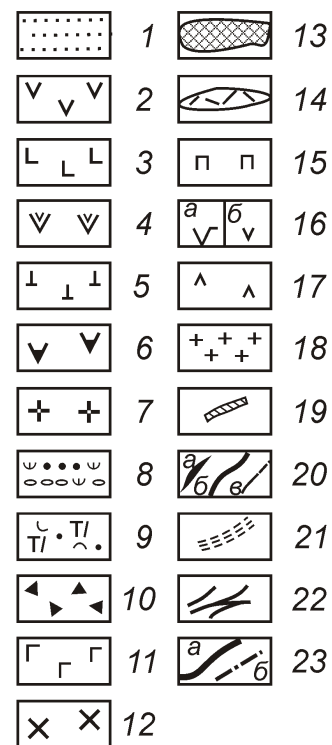
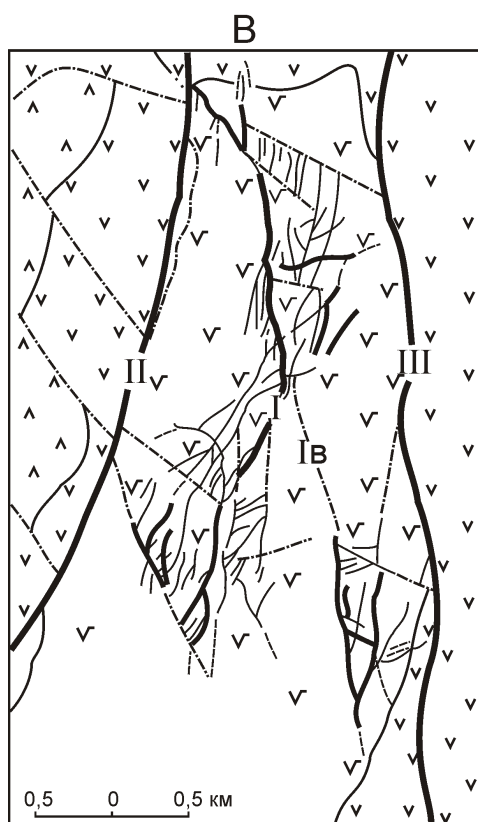
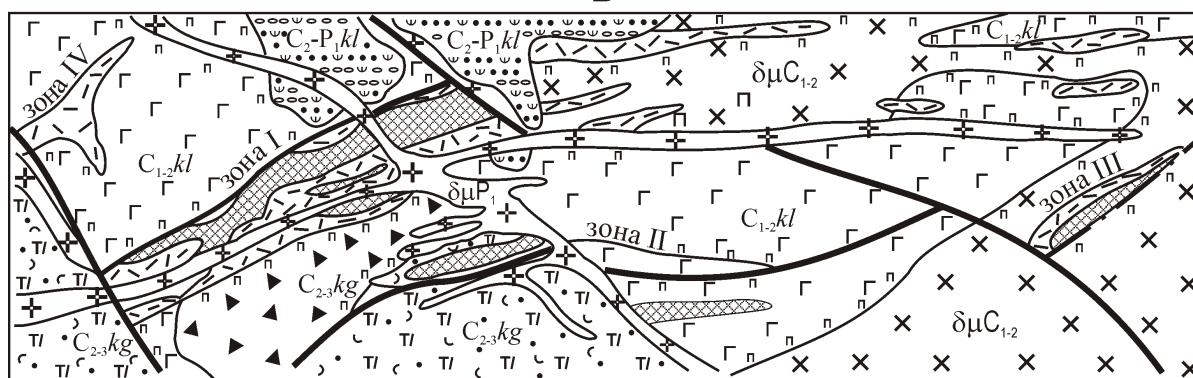
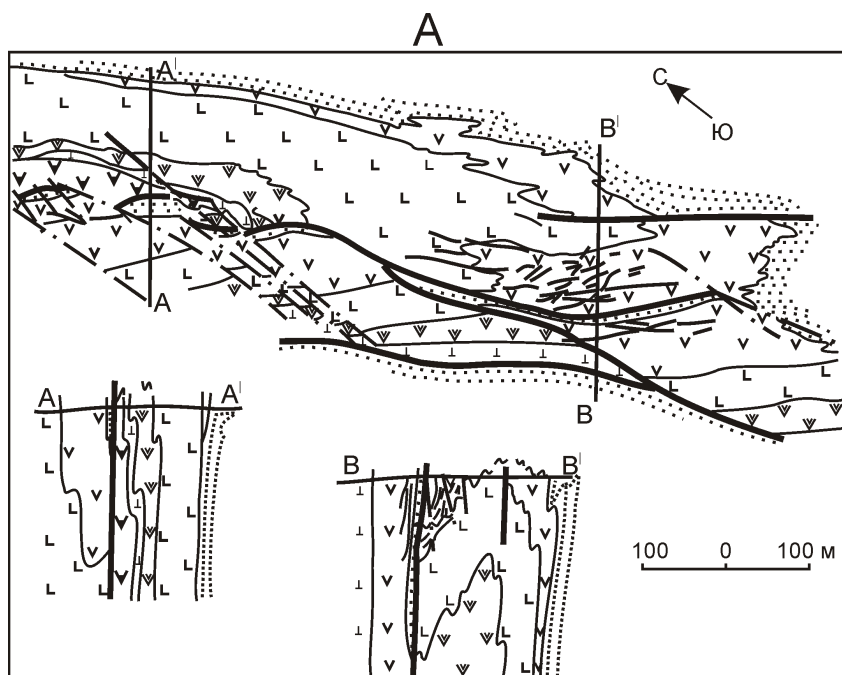
Важным аргументом в подтверждение больших перспектив золотосереброносности позднепалеозойских вулканоплутонических поясов Жонгаро-Балхашской складчатой области является открытие на продолжении северной и южной «ветвей» внутриконтинентального каменноугольно-пермского Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса на территории Китая, двух крупных месторождений золота эпитермального типа — Акси (Au 58 т) и Коершенкола (Au 170 т).

Для обоснования утверждений авторов о высоких перспективах рассматриваемого оруденения немало важным представляются многочисленные аналогии казахстанских мелких эпитермальных золотосеребряных месторождений с крупными общеизвестными в мире объектами данной формационной группы: Тавауа Поло, о.Фиджи — Сымбыл, Южно-Токрауская структурно-формационная зона; Уайхи, Новая Зеландия — Кудер, Западно-Токрауская структурно-формационная зона; Багио, Филиппины — Архарлы, Сарыозекская структурно-формационная зона; Калгурли, Западная Австралия — Таскора, Котанэмел — Калмакэмельская структурно-формационная зона и др. (рис. 3) [25].

Большие перспективы для обнаружения новых золотосеребряных эпитермальных месторождений авторы связывают также с доизучением и переоценкой медно-порфировых и полиметаллических проявлений, которые рекомендуются предшественниками для доработки в аспекте их золотоносности, что, несомненно, повышает оценку перспектив рудоносности данной золоторудной формации. Примерами пе-

Рис. 3. Сопоставление характерных эпитермальных золотосеребряных месторождений мира и Казахстана:

А — геологический план и разрезы месторождения Калгурли, по Р.В.Вудоллу [32]; Б — схематическая геологическая карта месторождения Таскора, по А.Б.Диарову; В — геологические схемы месторождений Кремница, Югославия, по М.Бемёру [32]; Г — Южный Кудер, Казахстан, по Б.С.Зейлику [16]; 1 — слои блек флег; 2 — долериты голденмайль; 3 — парингские метабазалты; 4 — долериты вильямстоун; 5 — метабазалты девон консоле; 6 — серпентиниты хеннан-слейк; 7 — кварцевые диоритовые порфиры раннепермского интрузивного комплекса, Р₁; 8 — туфоконгломераты, туфопесчаники, колдарская свита, С₂—Р₁kl; 9 — туфы трахириолитов, керегетасская свита, С₂kg; 10 — эксплозивные брекчии; 11 — андезибазальтовые порфиры, калмакэмельская свита, С₁₋₂kl; 12 — субвулканические диоритовые порфиры; 13 — гидротермально-метасоматические породы адуляр-кварцевого состава с самородным Au; 14 — окварцованные породы; 15 — пропилизация; 16 — андезиты: а — пироксеновые, б — роговообманковые и пироксеновые; 17 — риодациты; 18 — гранит-порфиры; 19 — монокварциты; 20 — жилы: а — кварцевые, б — Au-Ag-полиметаллических руд, в — слабо рудоносные; 21 — зоны дробления и прожилкового прокварцевания; 22 — рудные залежи; 23 — тектонические нарушения: а — крупные, б — прочие; разломы рудного поля месторождения Кремница: I, Iв — Центральный и его ветвь, II — Западный, III — Восточный



реоценки типа минерализации могут быть полиметаллическое месторождение Жосабай, пункт минерализации меди Мыстобе, полиметаллическое проявление Акжартас и другие, оказавшиеся промышленно значимыми, в связи с золотосеребряным оруденением, которое ранее в них не учитывалось.

Таким образом, авторы считают, что регион является весьма благоприятным для выявления крупных эпитермальных золотосеребряных месторождений, несмотря на то, что они здесь пока не обнаружены. Поэтому весьма актуальным представляется необходимость выявления причин отсутствия крупных эпитермальных золотосеребряных месторождений в позднепалеозойских вулканоплутонических поясах Жонгаро-Балхашской складчатой области путем доизучения наиболее перспективных площадей. Одной из основных причин, по мнению авторов, отсутствия все еще крупных эпитермальных золотосеребряных месторождений в описываемой складчатой области, возможно, является принципиально неверная методика их поисков.

Неверность этой методики определяется, прежде всего, тем, что при проведении поисков подобных объектов не учитывается такая важнейшая закономерность их проявления, как совмещение в одном и том же рудном районе и даже поле единичных крупных месторождений с многочисленными рудными проявлениями небольшого масштаба. Характерными примерами подобного распределения золоторудных объектов являются рудные поля месторождений Тавуа Поло (о.Фиджи) 120 т; Силвертон—Теллурид (США) 245 т; провинция Киватин (Канада) и др. (рис. 4) [28]. Крупные месторождения Тавуа Поло и Силвертон—Теллурид находятся в единых структурах кальдерного типа с многочисленными непромышленными проявлениями: в первом случае с 21 объектом, во втором с 37 [32].

Следовательно, при поисках эпитермальных месторождений вулканоплутонических поясов нельзя ограничивать их оценку выявлением лишь одного-двух проявлений, находящихся в пределах перспективной рудной площади или рудного узла, а необходимо оценивать всю потенциально рудоносную площадь. В настоящее время оценка золотоносности всей перспективной площади была осуществлена лишь в пределах Каргалинской вулканотектонической структуры, в которой было проведено площадное литохимическое опробование по коренным породам, позволившее выявить сразу 3 мелких золотосеребряных месторождения — Слушокы, Айлы и Жосабай и большое количество точек минерализации золота и серебра, требующих доизучения.

Кроме того, исследования ряда казахстанских ученых последних лет (В.А.Глаголев, Л.Г.Марченко) на примере месторождений золото-адуляр-кварцевой формации северо-восточного фрагмента Балхаш-Илийского внутриконтинентального вулканогенного

пояса (Таскоринский рудный район) показано, что большая часть золота и серебра в рудах находится в наноформе и при извлечении теряется, что требует скорейшей разработки новой эффективной технологии извлечения благородных металлов.

Говоря о золотосеребряности Жонгаро-Балхашской складчатой области, нельзя не упомянуть еще об одной стороне перспективности ВПП региона, в связи с возможным обнаружением среди многочисленных вулканогенных эпитермальных месторождений крупнообъемных золотосеребряных и золоторудных объектов [28].

Понятие «крупнообъемное месторождение» ранее использовалось в основном в отношении осадочных, метаморфогенных и плутоногенных рудных объектов железа, меди, молибдена, урана. В последние 25—30 лет к этой группе стали относить полигенные золоторудные месторождения в черносланцевых толщах. Вслед за ними с конца 1990-х годов стали переоцениваться и золотосеребряные месторождения вулканогенного класса, для которых весьма характерно распространение полезных компонентов не только в жилах, но и околорудных метасоматитах в виде прожилково-вкрапленного и вкрапленного оруденения, также учитываемого при оценке золотосеребряных месторождений, что существенно повышает их запасы [4, 17].

Отмеченная переоценка позволяет переводить в экономически рентабельные низкосортные геолого-промышленные типы золотосодержащих руд и эпитермальные вулканогенные объекты различного масштаба, в числе которых оказались крупные и очень крупные месторождения мирового класса: золото-сульфидное Голд Кворри в США — 1,5 г/т; серебро-адуляр-кварцевое Дукал в России — 1,0 г/т; золото-кварц-алунитовые Пуэбло-Вьехо в Доминиканской Республике и Чинкуаши на Тайване — 2,5 и 1,5 г/т [12].

Наиболее ярким примером подобных объектов является месторождение Раунд-Маутин (США). При среднем содержании золота в рудах 1,2 г/т оно давно весьма успешно отрабатывается открытым способом с извлечением его кучным выщелачиванием. Годовая производительность рудника около 12 млн.т руды, суммарные запасы золота более 300 т [35 и др.]

Все сказанное по мнению авторов, весьма объективно обосновывает необходимость широкой постановки поисково-оценочных работ в Жонгаро-Балхашской складчатой области для выявления крупных эпитермальных золотосеребряных месторождений.

В случае обнаружения в итоге новых средних и мелких золотосеребряных объектов, эту работу также можно считать оправданной. Оптимизм данного утверждения обосновывается тем, что в Мексике, Бразилии, Перу, Нигерии, Замбии, Австралии, Новой Зеландии, Японии, США, Канаде и других странах многочисленные небольшие золотосеребряные эпи-

термальные месторождения успешно разрабатываются открытым способом с использованием высокоэффективного метода переработки руд — кучного выщелачивания. Рентабельными для выщелачивания считаются руды с содержаниями золота 0,5—1 г/т и минимальными запасами 200 тыс. т руды [11]. Для об-

наружения подобных объектов в вулканоплутонических поясах Казахстана имеются все предпосылки.

При обосновании перспектив Жонгаро-Балхашской складчатой области на эпitherмальное золотосеребряное оруденение следует подчеркнуть, что нередко в единых с ним структурах встречаются круп-

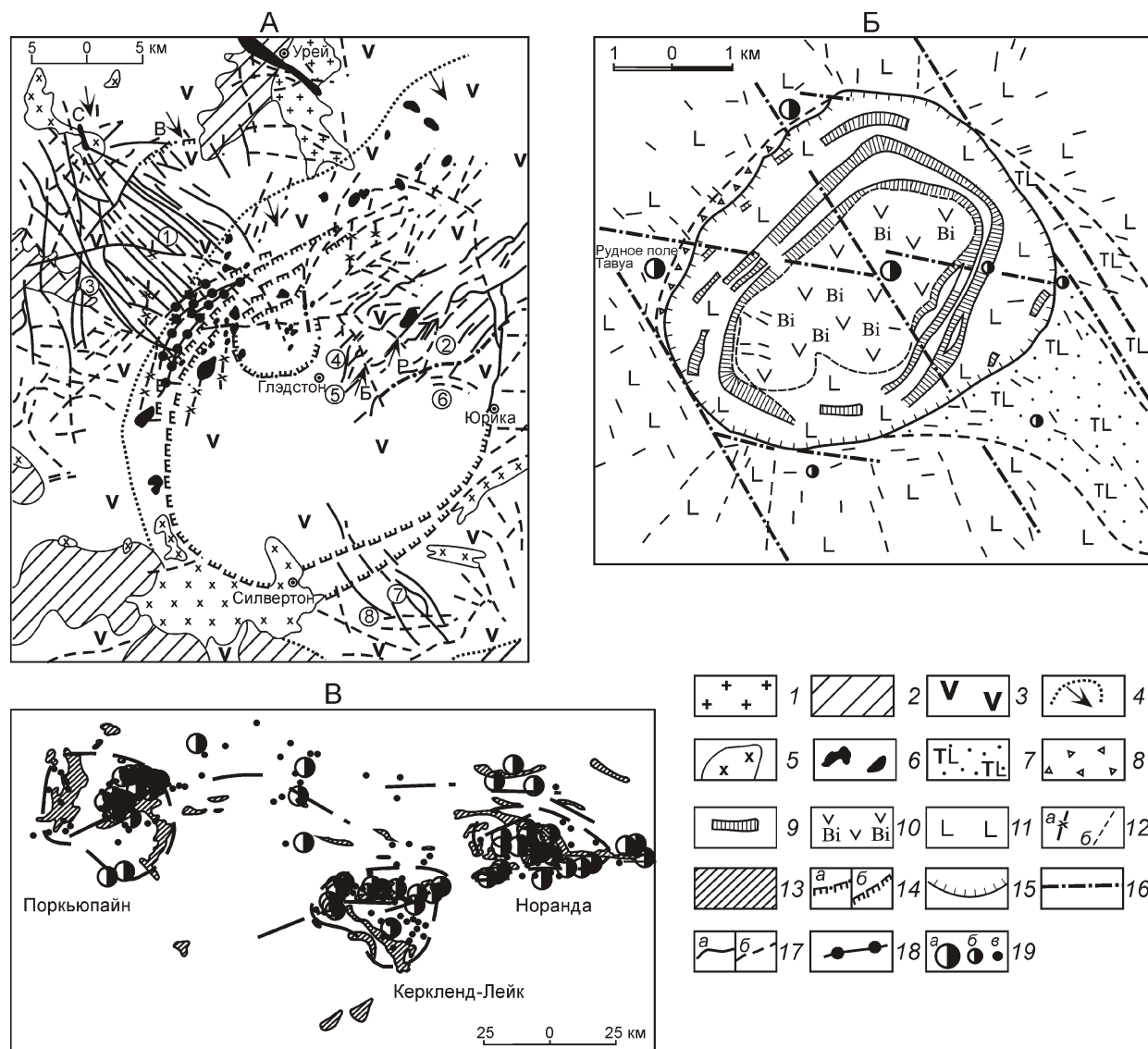


Рис. 4. Примеры неравномерного распределения золотой минерализации в золоторудных структурах и полях:

А — геологическая схема рудного поля Силвертон-Теллурид [18]; Б — геологический план кальдеры Ватукоула, о.Фиджи и размещение в ее пределах золоторудных месторождений (Тавуа Поло), по Л.С.Денхолму [32]; В — характер размещения разномасштабных проявлений золота в рудных полях (Поркьюпайн, Норанда, Керкленд-Лейк) восточной части провинции Киватин (Канада), по А.М.Гудвину [32]; 1 — граниты, рс; 2 — древние кристаллические породы, рс; 3 — молодые лавы и пирокласты андезитовой, дацит-риолитовой и кварц-латитовой формаций; 4 — граница распространения вулканитов кварц-латит-риолитовой формации; 5 — субвулканические тела риолитов; 6 — штоки и дайки кварцевых порфиров; 7 — трахибазальты; 8 — интрузивные агломераты; 9 — андезитовые конические залежи; 10 — биотитовые андезиты; 11 — базальты; 12 — дайки: а — диоритовых порфиров и гранодиорит порфиров, б — не идентифицированные по составу; 13 — субвулканические породы кислого состава; 14 — кольцевые разломы: а — прослеженные, б — предполагаемые; 15 — контур кальдеры; 16 — рудоконтролирующие радиальные разломы; 17 — радиальные золоторудные жилы и разрывы: а — главные, б — второстепенные; 18 — кольцевые разломы с трубообразными золоторудными телами; 19 — золоторудные месторождения: а — крупные промышленные, б — мелкие промышленные, в — рудопроявления; цифры в кружках — разноранговые месторождения: 1 — Кемп-Берд, 2 — Саннисайд, 3 — Идарато, 4 — Голд-Кинг, 5 — Американ-Таннел, 6 — Терри-Таннел, 7 — Шенандо, 8 — Сильвер-Пик; сбросы: Б — Бонита, Р — Росс-Бейсин, В — Вил-оф-Форчун; С — купольное поднятие Снеффелс

нообъемные медно-порфировые (или медно-молибден-порфировые) месторождения, несущие как правило ценную примесь золота и серебра, что является еще одним аргументом в пользу необходимости постановки поисковых работ с целью выявления крупных месторождений охарактеризованного типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверин Ю.А., Бланк В.Я., Диаров А.Б. и др. Условия образования золоторудных месторождений в вулканогенных поясах Казахстана и Средней Азии // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. —Алма-Ата, 1972. С. 11—32.
2. Бакенов М.М. Золоторудные формации Казахстана. —Алма-Ата, 1976.
3. Бекжанов Г.Р. Глубинные структуры и медно-порфировое оруденение Джунгаро-Балхашской складчатой системы. —Алма-Ата: Наука, 1984.
4. Гончаров В.И., Буряк В.А., Горячев Н.А. Крупнообъемные месторождения золота и серебра вулканогенных поясов // Докл. РАН. Т. 387. 2002. № 5. С. 149—165.
5. Гончаров В.И., Гамянин Г.Н., Савва Н.Е. и др. Золотосеребряные месторождения Северо-Востока Азии: типы, минералогическо-геохимические особенности и перспективы их рационального освоения // Золоторудные месторождения Северо-Востока России. —Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. С. 4—16.
6. Диаров А.Б. О проявлении новой золоторудной формации Центрального Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1966. № 6.
7. Диаров А.Б. Близповерхностное золотое оруденение Казахстана // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. —Алматы, 1997.
8. Жуков П.К. О связи рудных концентров с вулканотектоническими структурами Токрауской вулканической зоны (Центральный Казахстан) // Палеовулканы и вулканотектонические структуры. —Владивосток, 1971. С. 91—107.
9. Зейлик Б.С. Золотое оруденение в герцинидах Центрального Казахстана // Вестник АН КазССР. 1968. № 2. С. 33—40.
10. Зейлик Б.С., Ефименко В.А. Ускоренные поиски золота в Центральном Казахстане // Разведка и охрана недр. 1974. № 4. С. 50—52.
11. Коготкова Е.А., Седельников Г.В., Воларович Г.П. Роль мелких рудников в золотодобывающей промышленности несоциалистических стран // Экономика минерального сырья и геологоразведочных работ. —М., 1988.
12. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов Мира. —М., 1984.
13. Константинов М.М., Варгунина Н.П., Косовец Т.Н. и др. Золотосеребряные месторождения / Сер. модели месторождений благородных и цветных металлов. —М., 2000.
14. Кравцова Р.Г. Геохимия и условия формирования золотосеребряных рудообразующих систем Приохотья. —Новосибирск, 2010.
15. Месторождения золота Казахстана / Справочник. —Алматы, 1996.
16. Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд золота / Под ред. А.К.Каюпова. —Алма-Ата, 1980.
17. Нарсеев В.А., Шашкин В.М. Стратегическое направление развития добычи благородных металлов (проблема крупнообъемных месторождений) // Геология и охрана недр. 2012. № 1 (42). С. 2—5.
18. Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. —М., 1988.
19. Некрасов Е.М. Перспективные типы зарубежных эпitherмальных месторождений золота // Геологические методы поисков, разведки и оценки месторождений металлических полезных ископаемых. Обзор. —М., 1991.
20. Пляшкевич Л.Н., Сидоров А.А. Проявления эпitherмального золотого и золотосеребряного оруденения на Северо-Востоке СССР // Рудоносность вулканогенных формаций. —М., 1965. С. 201—208.
21. Рафаилович М.С. Эпitherмальные месторождения золота Казахстана // Геология и разведка недр Казахстана. 1997. № 5, 6. С. 12—18.
22. Рафаилович М.С. Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели. —Алматы, 2009.
23. Сайдашева Ф.Ф. Эпitherмальное золотосеребряное оруденение Акшатау-Коньратского рудного района (Центральный Казахстан) // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. —Алматы, 2010.
24. Сейтмуратова Э.Ю., Тюгай О.М. К проблеме металлогении золота Прибалхашско-Илийского вулканического пояса (состояние, новые аспекты, постановки проблемы) // Геология Казахстана. 1994. № 4. С. 27—35.
25. Сейтмуратова Э.Ю. Золотоносность позднепалеозойских вулканоплутонических поясов Джунгаро-Балхашской провинции (проблемы ее изучения и освоения) // Геология и разведка недр Казахстана. 1998. № 2. С. 13—24.
26. Сейтмуратова Э.Ю., Ляпичев Г.Ф., Жуков П.К. и др. Основные результаты геологического доизучения масштаба 1:200 000 (ГДП-200) Акшатау-Коунрадского рудного района // Вестник НАН. Сер. геол. Вып. 1. 2003. № 1. С. 21—31.
27. Сейтмуратова Э.Ю., Жуков П.К., Сайдашева Ф.Ф. Промышленные перспективы эпitherмального золотосеребряного оруденения Центрального Казахстана // Горно-геологический журнал. 2004. № 1(3). С. 13—19.
28. Сейтмуратова Э.Ю., Рафаилович М.С., Диаров А.Б., Сайдашева Ф.Ф. К постановке поисков крупнообъемных вулканогенных золотосеребряных месторождений в Казахстане // Геология и охрана недр. 2004. № 4. С. 17—27.
29. Стружков С.Ф., Константинов М.М. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. —М., 2005.
30. Хомич В.Г. О металлогении золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология. 2008. № 1. Т. 27. С. 119—126.
31. Чолпанкулов Т.Ч., Шкелев Г.С. К геологии и стратиграфии золотосурьмяного месторождения Наурызбай в Северо-Западном Прибалхашье // Изв. АН КазССР. Сер. геол. Вып. 3(48) 1962. С. 74—78.
32. Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). —М.: Недра, 1972. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). —М.: Недра, 1974.
33. Шиганов А.А. Геохимические поисково-оценочные критерии золоторудных месторождений Казахстана / Методич. рекомендации. —М., 1985.
34. Шило Н.А. Золотосеребряное оруденение вулканогенных поясов Тихоокеанского обрамления. —Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1999.
35. Hedenquist J.W., Izawa E., Arribas A. White Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. The Society of Resource Geology. 1996.

Минералогический аспект полигенного оруденения в рудах Березитового золотополиметаллического месторождения (Верхнее Приамурье)

Л.И.РОГУЛИНА, Е.Н.ВОРОПАЕВА, А.В.МЕЛЬНИКОВ (Федеральное государственное учреждение науки Институт геологии и природопользования (ИГиП) ДВО РАН; 6756000, г.Благовещенск, пер.Речонный, д.1), А.А.КАРАБЦОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН; 690022, г.Владивосток, проспект 100-летия Владивостока, д.159), Г.С.АНИСИМОВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Приведены новые данные о минеральных ассоциациях, последовательности их выделения и взаимоотношениях в рудных телах, составе основных рудных, редкоземельных минералов, благородных металлов и теллуридов в рудных зонах Березитового золотополиметаллического месторождения (Верхнее Приамурье). Установлено, что минеральный парагенезис совпадает на всей площади рудного поля в метасоматических и жильных телах. Руды месторождения характеризуются полихронным оруденением со своеобразными минеральными аномалиями. Присутствие минералов Ni, Bi, W в золотополиметаллическом объекте указывает на полигенность рудообразующих процессов.

Ключевые слова: месторождение, рудное тело, минеральные ассоциации, рудные минералы.

Рогулина Лариса Ивановна, rogulina@mail.ru

Воропаева Елена Николаевна, levorglav@mail.ru

Мельников Антон Владимирович, anton_amur@mail.ru

Карабцов Александр Александрович, alexandrkar@mail.ru

Анисимова Галина Семеновна, g.s.anisimova@diamond.ysn.ru

Mineralogical aspect of polygenic mineralization in ores Berezitovoye gold-multimetal deposit (Upper Priamuruy)

L.I.ROGULINA, E.N.VOROPAEVA, A.V.MELNIKOV, A.A.KARABTSOV, G.S.ANISIMOVA

The new facts about mineral associations, chains of their separation and relations in ore bodies, structure of basic ore and rare-earth minerals? Noble metals and tellurides in the ore zones of Berezitovoye gold-multimetal deposit (Upper Priamuruy) had been adduced. There was established that mineral paragenesis coincides in metasomatic and loded bodies all over the area of ore field. The presence of Ni-, Bi-, W-minerals in goldmultimetal object indicates the polygeny of ore-forming process.

Key words: deposit, ore body, mineral associations, ore minerals.

Полигенетические месторождения по Н.В.Петровской (1986) представляют собой пространственное совмещение рудных образований, развивающихся с участием автономных эндогенных процессов, которые формируют полихронные руды. Разновременные минералообразующие режимы способствуют образованию своеобразных минеральных ассоциаций и вероятности создания крупных и комплексных месторождений.

Березитовое золотополиметаллическое месторождение расположено в Амурской области. Рудное поле представляет собой клиновидный тектонический блок в междуречье рек Хайкта и Большой Ольдой. Месторождение находится в южной краевой части Могочинского выступа Западно-Станового орогена пересечении Хайктинско-Лопчинской (север-северо-западная) и Сергачинской (субширотная) рудо-контролирующих зон разломов [2]. Степень концентрации разрывных структур в пределах рудного поля высокая. Локализация рудоносных эксплозивных зон

и кварцевых жил определяется север-северо-западными и северо-восточными рудовмещающими разломами, реже субширотными. Месторождение образовалось на заключительном этапе формирования амуджиканского комплекса субщелочных гранитоидов [1], с которым некоторые исследователи связывают становление месторождений Дарасунского рудного района (Дарасун, Теремки, Талатуй), контролируемых Дарасунско-Балейским глубинным разломом [10]. Эти месторождения, как и Березитовое, расположены в краевых частях магнитных аномалий и поясах воздействия систем глубинных разломов [7]. Березитовое рудное поле металлогенически входит в состав Южно-Тукурингринского золотоносного пояса, площадью около 70 км². В геологическом строении рудного поля участвуют позднеархейские метаморфические комплексы могочинской серии (роговообманковые кристаллосланцы, гнейсы); раннепротерозойские интрузии габбро и габбро-анортозитов; гранитоиды раннепротерозой-мезозойского

возрастов; позднепермские трахиандезиты; раннемеловые риолиты, трахириолиты, туфы риолитов. Результаты последних геохронологических исследований указывают на мезозойский возраст гранитоидов, абсолютные величины небольших тел и даек субщелочных порфировидных гранитоидов соответствуют 132—128 млн.лет [6]. Возраст формирования рудных метасоматитов, определенный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по серициту, изменяется в пределах 133—127 млн.лет [13].

На Березитовом месторождении выделяются два этапа метасоматических процессов: метасоматиты магматической стадии (гнейсы, контактовые роговики, биотититы, амфиболиты) и постмагматические гидротермальные (грейзены, вторичные кварциты, пропициты). Рудная минерализация приурочена к гранитоидам и концентрируется в рудных телах двух морфологических типов: взрывных рудных телах дайкообразной и линзообразной форм с объемной прожилково-вкрапленной минерализацией преимущественно север-северо-западного и северо-восточного до субширотного направлений, реже в кварцевых жилах (рис. 1). Первые совпадают по направлению с дайками гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, сформировавшихся в заключительную фазу Хайкинского раннемелового комплекса, вторые — с дайками диорит-порфиров и спессартитов. Максимальная мощность взрывных тел 100—160 м, протяженность до 1000 м, они сложены обломками вмещающих их гранитоидов и габбро. Контакты тел четкие, резкие, неровные и осложнены апофизами, породы интенсивно замещены турмалин-гранат-хлорит-карбонат-серицит-кварцевыми метасоматитами. В аналогичной взрывной метасоматической зоне 1 север-северо-западного простирания сконцентрировано промышленное золото-полиметаллическое оруденение, протяженностью 860 м, мощностью до 150 м с крутым падением 75° на юго-запад и склонением на северо-запад под углом 50°. Кроме того, на рудном поле разведано с различной степенью детальности более 10 метасоматических рудных зон: Фланговая, Береговая, Константиновская, Южная, 2, 3, 6, 7 и др.

Перспективными на рудное золото по результатам оценочных работ С.Г.Агафоненко (2005) являются зоны: Фланговая, Береговая, Южная. Зона Фланговая расположена в 800 м на юго-запад от основного рудного тела зоны 1, имеет северо-восточное простирание с углом падения 60° на северо-запад, в южной части направление рудного тела меняется на субширотное. Разведана канавами и скважинами до глубины 233 м, мощность рудного тела изменяется от 2,4 до 6 м, протяженность 160 м, среднее содержание Au по разведочным сечениям от 2,14 до 23,83 г/т. Зона Береговая вскрыта в правом борту среднего течения руч.Орогжан к юго-востоку от зон 1 и Фланговая, прослежена канавами (2020, 2020А, 2022, 1058, 1059)

и скв.930. Простирание ее северо-западное, оценена до глубины 200 м, мощность 4—19 и протяженность 150 м, среднее содержание Au изменяется от 1,01 до 3,65 г/т. (рис. 2). Зона Береговая по результатам разведки сближена с зоной Южная, залегает в одной геологической обстановке и, скорее всего, на правобережье руч.Орогжан можно выделить единый мегащитовый северо-западного простирания.

Минеральный состав эксплуатируемого рудного тела 1 изучался геологами Н.Н.Лисовым (1936), Н.И.Шамбуриным (1963), В.А.Ваненко (1977), А.К.Иванищенко (1982). Более детально вещественный состав руд исследовали сотрудники ДВГИ ДВО РАН: Б.Л.Залищак (1978), А.С.Вах и др. [3]. По данным предшественников, распространенными рудными минералами месторождения являются: галенит, сфалерит, пирит, пирротин, марказит. К второстепенным отнесены: магнетит, халькопирит, арсенопирит, ильменит, самородное золото. Редко встречаются: станнин, шеелит, теннантит, молибденит, гематит, халькозин, самородный висмут, буланжерит, джемсонит, менегинит, сурьмянистый бурсаит-козалит, иорданит. Кроме того, в рудах и минералах месторождения обнаружены платиноиды [8]. В связи с необходимостью увеличения прогнозных запасов Березитового рудного поля авторы провели дополнительные исследования, позволяющие выявить факторы научных основ прогнозирования месторождений.

Объекты и методы исследования. Изучались минералогическо-геохимические особенности зоны 1 в вертикальном диапазоне карьера 200 м; зоны Фланговая по керну скв.913; зоны Береговая по штучкам из канавы 1058 — образцы отбирались авторами из руд и окорудных метасоматитов. Минералогические и петрографические исследования проведены на поляризационном оптическом микроскопе Axioplan-2, оптико-минералогические — с использованием бинокуляра фирмы ZEISS. Диагностика микровключений и химические анализы минералов выполнены в ДВГИ ДВО РАН на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8100 с энергодисперсионным спектрометром INCA; в ИГАБМ СО РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD. Анализ осуществлялся при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе 1,1 нА, угле отбора излучения 45° с использованием библиотеки эталонов пользователя, предел обнаружения приблизительно 0,1%. Исследование поверхности образца проводилось во вторичных электронах (SE) и в отраженных (BE, COMPO). Выполнено 1500 элементно-определений и получены энергодисперсные спектры по каждой точке исследования. Состав минералов рассчитан в весовых и атомных количествах. Элементный анализ сложной для диагностики поверхности образца из-за тонкой вкрапленности выполнен в характеристическом рентгеновском излучении.

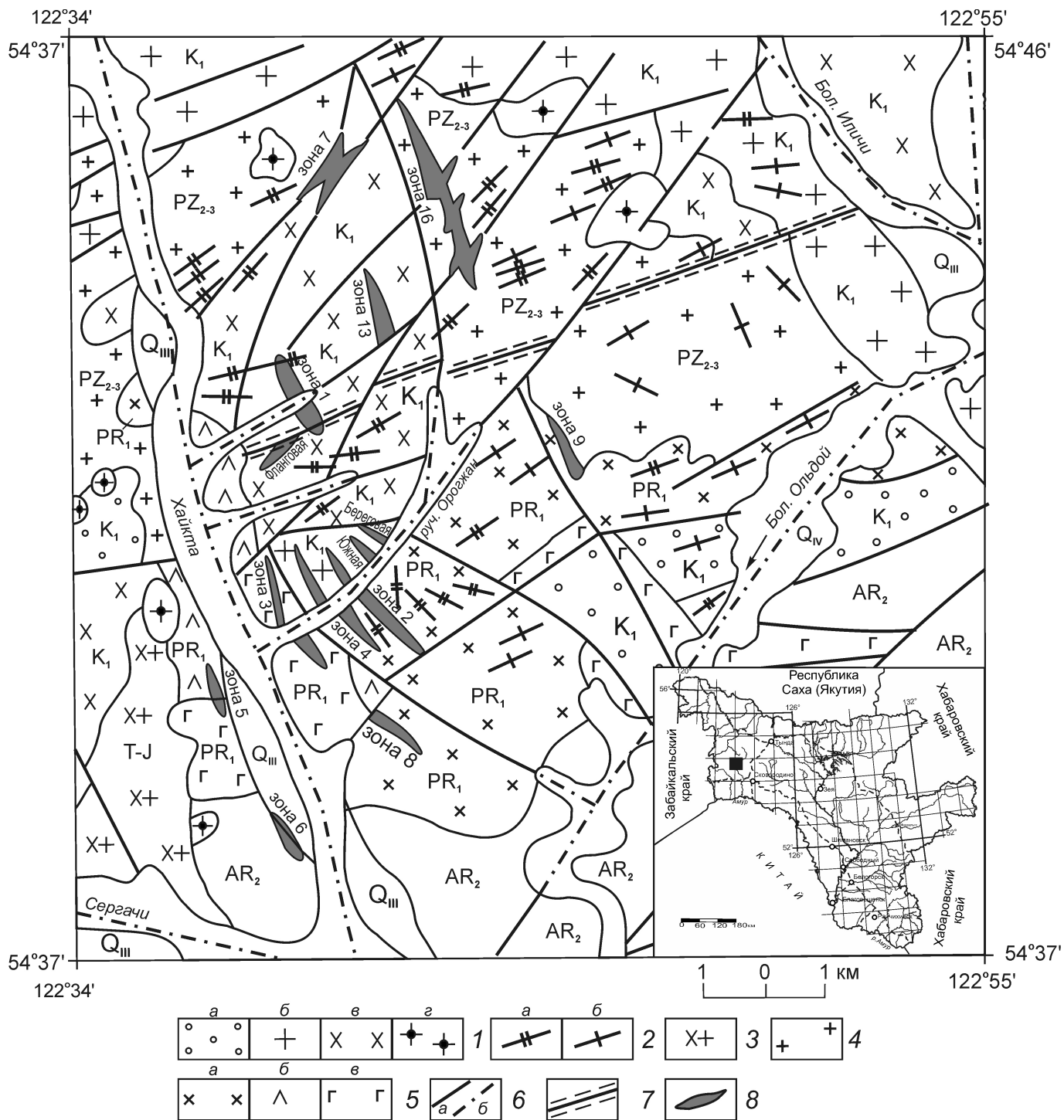


Рис. 1. Геологическое строение Берзитового рудного поля, по А.С.Вольскому и др., 1973; В.А.Ваненко и др., 1978 с упрощениями авторов:

I — раннемеловые, *K*₁: *a* — осадочно-туфогенные породы, *б* — граниты порфировидные роговообманково-биотитовые, *в* — гранодиориты порфировидные роговообманково-биотитовые, *г* — граниты аляскитовые, биотитовые и роговообманковые; 2 — позднемеровые дайки, *K*₂: *a* — спессартитов, микродиоритов, диабазов, диабазовых порфиров, *б* — гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, граносиенит-порфиров; 3 — гранодиориты биотит-роговообманковые, порфировидные и порфиробластические, Т—J; 4 — граниты, гранодиориты, PZ₂₋₃; 5 — нижнепротерозойские, PR₁: *a* — сиенодиориты гнейсовые, *б* — кварцевые диориты, диориты, *в* — габбро, габбро-диориты, габбро-амфиболиты, горблендиты; 6 — разломы: *a* — установленные, *б* — предполагаемые под рыхлыми отложениями; 7 — зоны катаклаза и милонитизации; 8 — основные рудоносные зоны месторождения; Q_{IV} — современные отложения поймы, Q_{III} — верхне-четвертичные отложения террас, AR₂ — гнейсы и амфиболиты; на врезке — положение Берзитового месторождения в Амурской области

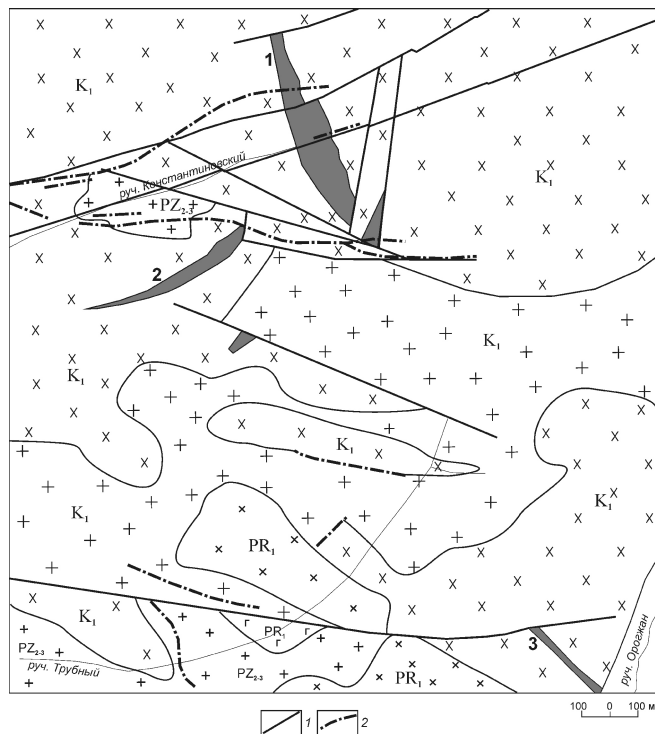


Рис. 2. Геологическое строение рудных зон 1, Фланговая и Береговая Березитового золотополиметаллического месторождения, по С.Г.Агафоненко и др., 2005 с изменениями авторов:

1 — тектонические нарушения; 2 — кварцевые жилы; рудные зоны: 1 — зона 1, 2 — Фланговая, 3 — Береговая; см. услов. обозн. к рис. 1

Результаты исследования. Макроскопическое, оптико-минералогическое и петрографо-минералогическое исследование руд и оклорудных метасоматитов Березитового месторождения выявило, что рудная минерализация образует ориентированно-прожилковую и рассеянную вкрапленность в гидротермалитах по роговикам; в гранат-слюдисто-кварцевых и серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах, а также гнездовую и мелкую вкрапленность в гидротермальных жилах карбонатно-кварцевого, серицит-хлорит-карбонатно-кварцевого составов. Установлено, что рудные минералы в зоне 1 в среднем составляют около 10%, на отдельных участках рудного тела число их достигает 38%. Преобладают (по частоте встречаемости) пирит, галенит, сфалерит, магнетит, на верхних горизонтах марказит-пирит, реже отмечаются пирротин, халькопирит, арсенопирит, титаномagnetит, гематит, блёклые руды и Au-Ag сплавы. Микровключения размером 0,005 мм диагностированы рентгеноспектральным методом: шеелит, алтаит, матильдит, гёссит, теллуристит, жозеит-В, электрум, твердые растворы Au-Ag-Te и редкоземельные минералы: ортит, монацит, куларит [12]. В зоне Фланговая рудные минералы составляют 15—16%. Выделяются (по степени распространенности): пирит, пирротин, тонкозернистый агрегат пирита и марказита, магнетит, гематит, арсено-

пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, ковеллин, блёклые руды, золото, теллуриды Au и Ag. Кроме того, в пирите, пирротине, галените, халькопирите, хлорите, кварце отмечаются микровключения (0,005 мм) самостоятельных фаз с высокой отражательной способностью, диагностика которых также проводилась с применением высокоточной локальной аппаратуры. Они определены как алтаит, мелонит, теллуриды Au и Ag [11]. Микровключения самородного золота и акантита обнаружены и в оклорудных метасоматитах зоны Береговая (рис. 3).

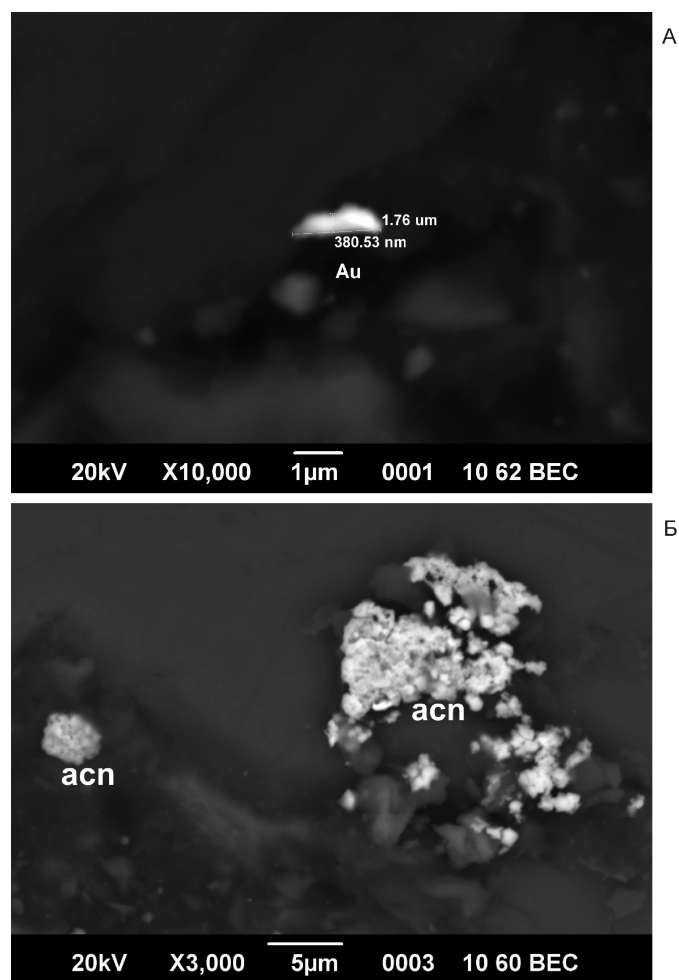


Рис. 3. Самородное золото и акантит в оклорудном серицит-хлорит-кварцевом метасоматите зоны Береговая

Текстурно-структурными исследованиями выделены основные минеральные ассоциации руд, последовательность их выделения:

гематит-магнетит-пирротин-пирит I-кварцевая;
халькопирит-сфалерит-галенит-пирит II-кварцевая (полисульфидная);
никель-висмут-золото-серебро-теллуридная-карбонатно-кварцевая.

Ранние гематит-магнетит-пирротин-пирит I-кварцевые прожилки развиты в зальбандах более поздних полисульфидных руд. В пирит-магнетитовых мик-

1. Нормированный химический состав (в массовых долях %) и формульные коэффициенты основных рудных минералов Березитового месторождения (зона I)

Номера анализов	Fe	Cu	Pb	Ni	Zn	S	Ag	Cd	Ti	O	Mn	As	Сумма	Формула
Пирит														
1	46,11					53,59							99,17	Fe _{0,99} S ₂
2	46,71					53,73							100,44	Fe ₁ S ₂
3	46,82					53,53							100,35	Fe ₁ S ₂
4	45,87					53,66							99,54	Fe _{0,98} S ₂
5	46,42					53,16							99,58	Fe ₁ S ₂
6	47,06					53,38							100,44	Fe _{1,01} S ₂
7	36,46		18,89			42,84						2,05	100,24	Fe _{0,98} Pb _{0,14} As _{0,01} S ₂
8	30,04		29,64			40,02							99,7	Fe _{0,86} Pb _{0,23} S ₂
9	33,92		24,95			41,54							100,41	Fe _{0,94} Pb _{0,18} S ₂
10*	46,46			0,28		54,93							101,67	Fe _{0,99} Ni _{0,005} S _{2,02}
Пирротин														
1	61,79					38,60							100,39	Fe _{0,92} S ₁
2	60,46					39,52							99,08	Fe _{0,88} S ₁
3	58,86					41,26							100,12	Fe _{0,82} S ₁
4	49,86	12,46				35,85	1,97						100,14	Fe _{0,8} Cu _{0,17} Ag _{0,02} S ₁
5	28,34	15,9			19,88	35,18							99,3	Fe _{0,46} Cu _{0,21} Zn _{0,39} S ₁
6	24,58	14,26			25,87	33,85							99,56	Fe _{0,42} Cu _{0,21} Zn _{0,39} S ₁
7*	59,88					38,57							98,45	Fe _{0,94} S _{1,06}
8*	59,09					39,12							98,21	Fe _{0,93} S _{1,07}
Халькопирит														
1	32,19	33,46				34,8							100,45	Cu _{0,97} Fe _{1,06} S ₂
2	32,23	33,45				34,33							100,01	Cu _{0,98} Fe _{1,08} S ₂
3	31,64	32,78				35,27							99,69	Cu _{0,94} Fe _{1,03} S ₂
4	30,21	33,65				35,75							99,62	Cu _{0,95} Fe _{0,95} S ₂
5	31,04	33,89				35,46							100,39	Cu _{0,96} Fe ₁ S ₂
6	31,0	34,2				35,29							100,49	Cu _{0,98} Fe _{1,01} S ₂
7	30,56	33,77				35,43							99,76	Cu _{0,96} Fe _{0,99} S ₂

Номера анализов	Fe	Cu	Pb	Ni	Zn	S	Ag	Cd	Ti	O	Mn	As	Сумма	Формула
<i>Сфалерит</i>														
1	17,27	2,46			43,63	33,72		3,22					100,32	$Zn_{0,63}Fe_{0,29}Cu_{0,04}Cd_{0,03}S_1$
2	9,38				56,69	34,16							100,23	$Zn_{0,8}Fe_{0,16}S_1$
3	9,16				58,01	32,67							99,84	$Zn_{0,87}Fe_{0,16}S_1$
4	9,21				56,26	34,03							99,5	$Zn_{0,81}Fe_{0,15}S_1$
5	9,69				57,84	32,73							100,56	$Zn_{0,87}Fe_{0,17}S_1$
6	8,45				58,71	32,94							100,1	$Zn_{0,87}Fe_{0,15}S_1$
7	8,49				56,07	34,82							99,38	$Zn_{0,79}Fe_{0,14}S_1$
8*	9,08				58,5	32,81							100,39	$(Zn_{0,86}Fe_{0,16})_{0,98}S_1$
9*	8,17		16,24		46,83	28,67							99,92	$(Zn_{0,76}Fe_{0,16}Cu_{0,04}Pb_{0,08})_{1,04}S_{0,95}$
10*	9,23	0,66			55,02	32,53		0,99					98,44	$Zn_{2,02}Fe_{0,4}S_{2,47}Cu_{0,22}Cd_{0,02}$
<i>Галенит</i>														
1			85,83		14,04								99,87	$Pb_{0,95}S_1$
2			85,96		13,95								100,92	$Pb_{0,95}S_1$
3			86,21		14,18								100,4	$Pb_{0,94}S_1$
4	1,5		83,46		13,98								99,87	$Pb_{0,99}Fe_{0,07}S_1$
5	6,24		80,39		13,27								99,77	$Pb_{0,94}Fe_{0,27}S_1$
6	7,96		79,49		12,88								100,33	$Pb_{0,95}Fe_{0,35}S_1$
<i>Ильменит</i>														
1	29,02								31,42	33,83	5,3		99,75	$Fe_{0,74}Mn_{0,14}Ti_{0,93}O_3$
2	27,42								29,79	35,39	4,81		97,41	$Fe_{0,66}Mn_{0,12}Ti_{0,84}O_3$
3	29,2								31,42	33,83	5,3		99,75	$Fe_{0,74}Mn_{0,14}Ti_{0,93}O_3$
4	27,42								29,79	35,39	4,81		99,48	$Fe_{0,66}Mn_{0,12}Ti_{0,84}O_3$
<i>Магнетит</i>														
1	59,76		10,59			1,83				27,69			99,87	$Fe_{2,47}(Pb_{0,12}S_{0,13})O_4$
2	73,13									26,8			99,93	$Fe_{3,13}O_4$

Примечание. * — зона Фланговая; анализы выполнены Г.Б. Молчановой в ДВГИ ДВО РАН на JXA-8100 с INCA и Н.В. Христофоровой в ИГАБМ СО РАН на JEOL JSM-6480LV со спектрометром фирмы OXFORD.

2. Нормированный химический состав (в массовых долях %) и формульные коэффициенты теллуридов Ni, Bi, Pb, Au, Ag Березитового Au-Pb-Zn месторождения

Номера анализов	S	Bi	Te	Au	Ag	Fe	Сумма	Формула
<i>Теллурвисмутит (Bi₂Te₃)</i>								
1		48,92	48,78		2,7		100,4	Bi _{1,84} Ag _{0,2} Te ₃
2		48,35	48,78		2,71		99,84	Bi _{1,82} Ag _{0,2} Te ₃
3		46,72	50,63		2,6		99,95	Bi _{1,62} Ag _{0,18} Te ₃
<i>Жозеит В(Bi₄₋₁Te₂₋₁S)</i>								
1	2,93	72,42	24,81				100,16	Bi _{3,79} Te _{2,13} S ₁
2	3,11	72,39	24,5				100	Bi _{3,57} Te _{1,98} S ₁
3	2,68	72,92	24,07				99,67	Bi _{4,17} Te ₂₀₂₅ S ₁
<i>Матильдит (AgBiS₂)</i>								
1	19,63	52,93			27,35		99,95	Ag _{0,83} Bi _{0,83} S ₂
2	21,13	54,51			24,47		100,11	Ag _{0,69} Bi _{0,9} S ₂
3	20,3	55,75			24,24		100,29	Ag _{0,71} Bi _{0,84} S ₂
<i>Гёссит (Ag₂Te)</i>								
1			37,46		62,63		100,09	Ag _{1,98} Te ₁
2			38,42		61,21		99,63	Ag _{1,88} Te ₁
3			38,38		61,52		99,9	Ag _{1,89} Te ₁
4			37,93		61,66		99,59	Ag _{1,92} Te ₁
5*			31,66	24,35	38,22	5,77	100	Ag _{1,7} (Au _{0,59})Te _{1,19} (Fe _{0,49})
6*			42,29	5,05	48,84	1,5	100	Ag _{1,55} (Au _{0,09})Te _{1,13} (Fe _{0,09} Ni _{0,14})
7*			34,67	9,97	53,65	1,7	99,99	Ag _{1,75} (Au _{0,18})Te _{0,96} (Fe _{0,11})
8*			39,9	2,68	53,78	1,8	98,16	Ag _{1,75} Au _{0,05} Te _{1,09} (Fe _{0,11})
9*			34,57	24,6	39,94	2,3	101,41	Ag _{1,38} Au _{0,46} Te _{1,0} (Fe _{0,15})
<i>Петцит (Ag₂AuTe₂)</i>								
1*			33,78	17,03	49,19		100	Ag _{2,9} Au ₁ Te _{1,98}
2*			35,75	22,05	42,2		100	Ag _{2,99} Au _{0,86} Te _{2,15}
3*			32,19	24,76	39,03	3,47	99,45	Ag _{2,88} Au ₁ Te ₂ (Fe _{0,48})
4*			35,44	22,81	41,75		100	Ag _{2,9} Au _{0,89} Te _{2,13}
<i>Твердый раствор (Ag,Au)₂Te</i>								
1			33,98	23,41	42,11		99,5	Ag _{1,46} Au _{0,45} Te ₁
2			34,68	22,64	42,1		99,42	Ag _{1,43} Au _{0,42} Te ₁
3			39,12	22,41	38,06		99,59	Ag _{1,15} Au _{0,37} Te ₁
4			34,04	22,44	43,13		99,41	Ag _{1,5} Au _{0,42} Te ₁
5			35,86	26,69	37,62		100,17	Ag _{1,24} Au _{0,28} Te ₁
6*			40,14	58,44		2,66	100,17	Au _{0,9} Te _{0,95} (Fe _{0,14})
<i>Электрум (Au, Ag)</i>								
1				60,89	37,71	1,39	99,99	Ag _{1,13} Au ₁ (Fe _{0,08})
2				46,42	49,90	3,67	99,99	Ag _{1,1} Au ₁ (Fe _{0,08})

Номера анализов	S	Bi	Te	Au	Ag	Fe	Сумма	Формула
3*				92,86	7,22		100,08	$Ag_{0,12}Au_{0,88}$
4*				92,73	6,81	0,46	100	$Ag_{0,12}Au_{0,87}(Fe_{0,01})$
5*				89,34	9,48	0,70	99,53	$Ag_{0,16}Au_{0,8}(Fe_{0,07})$
6*				93,42	6,1		100	$Ag_{0,11}Au_{0,89}$
7*				90,49	7,89	1,02	99,41	$Ag_{0,13}Au_{0,83}(Fe_{0,06})$
8*				88,84	6,23	3,47	98,55	$Ag_{0,2}Au_{1,58}(Fe_{0,22})$
9*				85,75	12,52		98,27	$Ag_{0,21}Au_{0,79}$
10*				86,99	9,82	2,21	99,02	$Ag_{0,61}Au_{2,9}(Fe_{0,23})$

Алтаит (PbTe)

1*		60,26	38,44				98,71	$Pb_{1,02}Te_{0,98}$
2*	2,98	53,92	34,31	4,7		4,99	100,91	$Pb_{1,06}Au_{0,1}Te_{1,08}(Fe_{0,49}S_{0,51})$
3*	7,64	47,37	30,85		1,48	11,86	99,21	$Pb_{1,02}Au_{0,06}Te_{1,03}(Fe_{0,91}S_{1,08})$

Мелонит (NiTe₂)

1*		18,44	81,42				99,86	$Ni_{0,98}Te_{2,01}$
2*	4,33	16,02	72,36		2,38	3,43	98,51	$Ni_{0,98}Te_{2,04}(Fe_{0,22}Cu_{0,13}S_{0,49})$
3*		17,68	80,75			1,57	100	$Ni_{0,94}Te_{1,97}(Fe_{0,09})$
4*	2,12	14,81	76,99			5,79	99,71	$Ni_{0,93}Te_{1,96}(Fe_{0,38}S_{0,15})$
5*	2,37	15,91	72,83	2,83		5,17	99,11	$Ni_{1,0}Au_{0,05}Te_{2,0}(Fe_{0,34}S_{0,27})$

Примечание. Повышенные содержания Fe, S в алтаите и мелоните — результат захвата матрицы пирита из-за микроразмера включений; см. примечание к табл. 1.

ропрожилках на контакте с кварцем отмечены единичные округлые, овальные и ксеноморфные выделения золота 0,005 мм. Установлено, что гематит-магнетит-пирротин-пиритовая I, более высокотемпературная ассоциация преобладает в зоне Береговая.

Халькопирит-сфалерит-галенит-пирит II-кварцевая (полисульфидная) ассоциация образовалась позже по основной системе трещиноватости пород и перпендикулярно расположенным к ним трещинам отрыва. Рудные минералы в ней интенсивно корродируются последующими низкотемпературными минералами. Здесь золото тесно ассоциирует с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пирит II-марказитом и блёклой рудой. В зоне окисления среди минералов этих двух ассоциаций широко развит марказит колломорфной структуры. Химический состав основных рудных минералов с пересчетом на формульные коэффициенты приведен в табл. 1. Пирит по содержанию серы близок к теоретическому, в некоторых присутствует примесь Pb, единичные содержат незначительную примесь As, Ni. Халькопирит стехиометричен без посторонней примеси; в сфалерите содержание Fe изменяются от 8,17 до 17,27%,

редко отмечается Pb, Cu, Cd; галенит не содержит изоморфной примеси Ag; в ильмените постоянно присутствует Mn; арсенопирит, практически, отсутствует (знаки) в рудах месторождения.

Никель-висмут-золото-серебро-теллуридная ассоциация наложена на ранние рудные минеральные комплексы, которые замещаются поздними силикат-карбонатно-кварцевыми агрегатами с образованием раскошенных структур. Теллуридно-никелевая минерализация отмечена только во Фланговой, теллуридно-висмутовая — в зоне 1; вольфрамовая (шеелит) — во всех трех исследуемых рудных телах. Теллуриды золота и серебра детально изучены в субмеридианальной зоне 1 и северо-восточной Фланговой, здесь же отмечены алтаит и акантит. Химический состав микровключений и формульные коэффициенты приведен в табл. 2. Минералы системы Ag-Sb-Te-S (бенлеонардит, циннигрит) обнаружены в субширотных маломощных жильных телах [5]. Самородное золото в рудах месторождения наблюдается в межзерновом пространстве, микродрузовых пустотах и микротрещинах кварца, а также в микротрещинах практически всех рудных минералов исследуемых объектов. Преобладают следующие морфоло-

3. Содержание благородных металлов в рудах Березитового месторождения

Номер пробы	Au	Ag	Pt	Pd	Характеристика материала
T-1	18,97	80,5	0,553	0,221	Халькопирит-галенит-сфалеритовая руда
T-2	1,28	41,0	0,572	0,154	
T-3	1,82	10,5	0,430	0,190	
T-4	0,34	2,5	0,293	0,077	Метасоматит пирит-кварц-серицитовый
T-7	0,24	4,5	0,281	0,077	Галенит-сфалерит-пиритовая руда
T-8	3,48	23,0	—	—	Сфалерит в гранодиорите
T-12	0,09	1,5	0,089	0,035	Пирит-халькопирит в метасоматите
T-12A	0,82	1,5	—	—	
T-18	19,17	13,0	—	—	Галенит-халькопирит-сфалерит-пиритовая руда
T-19	0,47	1,5	0,219	0,047	Глинка трения с пирит-сфалеритом
T-31	0,20	1,5	0,337	0,067	Метасоматит пирит-серицит-кварцевый
T-32	0,05	1,5	0,214	0,024	
T-35	0,22	2,96	0,480	0,023	Гранодиорит с пиритом по трещинам
T-42	<0,05	7,37	0,129	0,273	Контакт габбро с метасоматитом
T-43	0,05	1,85	0,127	0,311	Метасоматит по микродиориту?
T-44/2	0,05	4,89	—	—	Сфалерит-пирит-кварцевая руда
T-45	0,11	5,47	0,377	0,087	Метасоматит зоны милонитизации
T-47	16,90	13,08	0,207	0,044	Метасоматит зоны милонитизации с пиритом
T-48A	0,09	2,71	—	—	
T-49	0,05	13,46	0,642	0,137	Пирит-сфалеритовая руда
T-50	0,10	42,92	0,372	0,077	Сфалерит-халькопирит-пиритовая руда
T-56A	0,24	2,39	—	—	Метасоматит с сульфидами
T-57	0,07	2,83	0,273	0,109	
T-61	0,10	1,0	0,099	0,144	Осветленная дайка с пиритом
T-62	0,11	1,0	0,122	0,055	Гранодиорит на контакте с рудным телом
T-63	0,08	1,0	0,087	0,144	Габбро
T-64	0,18	1,0	0,107	0,144	Эксплозивная брекчия
T-65	0,05	1,0	0,172	0,377	Контакт микродиорита с габбро
T-65A	0,08	1,0	0,097	0,166	Габбро эпидотизированное
T-69	0,25	1,0	0,074	0,109	Метасоматит по габбро
T-71/2	0,75	4,87	0,167	0,098	Галенит-сфалерит-пиритовая руда
T-72	2,46	10,86	0,321	0,129	Массивная сульфидная руда
T-73	4,74	6,76	0,107	0,076	Галенит-сфалерит-пирит в милоните
T-74	18,00	18,0	0,573	0,227	Массивная сульфидная руда
T-75A	0,05	1,0	0,085	0,046	Микродиорит из зоны дробления
T-75Б	0,07	1,48	0,077	0,062	Глина из зоны дробления микродиорита

Примечание. Анализы Au и Ag выполнены атомно-абсорбционным методом в ИГиП ДВО РАН; Pt и Pd — инверсионным вольтамперометрическим методом в ИГиНД Томского политехнического университета; «—» — отсутствие анализов.

гические разновидности золота: округлые, овальные, проволочные и ксеноморфные. Проба золота в зоне 1 изменяется от 688 до 990‰. При анализе отчетливо выделяются интервалы с двумя максимумами: 760—780 и 840—860‰, что, по-видимому, указывает на две стадии отложения золота [2]. Кроме теллуридов свинца, никеля, висмута и благородных металлов, которые отмечены в рудах, РЭМ исследованиями выявлены минералы-носители редкоземельных элементов: монацит, куларит и ортит в серицит-хлорит-карбонатно-кварцевом метасоматите. Арсеносиликат-Се установлен в метасоматических породах в ассоциации с кварцем и минералами грейзеновой формации [4]. Редкоземельная минерализация (куларит) в ассоциации с кварцем, хлоритом, мусковитом и мелкокристаллическим агрегатом биотит-серицит-хлорита развита на крупном золоторудном Наталкинском месторождении [14]. Ряд исследователей значительную роль в образовании куларита придают тектоническому фактору и считают его гидротермальным в пределах месторождений [15]. Минеральные формы платиноидов не установлены, однако в рудах содержание Pt достигает 0,573, а Pd 0,377 г/т. Распределение платиноидов в рудах, как и золота, крайне неравномерное и не коррелирует однозначно с содержанием золота. Однако в массивной и гнездово-вкрапленной сульфидных рудах наряду с повышением содержания Au и Ag повышается и содержание платиноидов (табл. 3). В мономинеральных фракциях халькопирита и пирита из золотоносных метасоматитов зоны 1 отмечены содержания (в г/т): Pt 0,56—14,1; Pd 0,016—0,101; Ru 0,081—0,675.

Термометрические исследования флюидных включений авторы не проводили, но, основываясь на близости условий формирования Березитового рудного поля с Дарасунским, — связь с амуджиканским комплексом субщелочных гранитоидов, временное совпадение магматической и гидротермальной активности, контроль оруденения глубинными тектоническими разломами, концентрация оруденения в северо-западных и северо-восточных локальных разломах, общность минеральных комплексов с некоторыми различиями, можно предположить, что продуктивная минерализация отлагалась при температурах 280—175 °C [9].

Таким образом, на Березитовом месторождении в массивном субстрате гранодиоритов:

путями движения и консервации металлоносных растворов служат эксплозивные зоны и локальные кварцевые жилы север-северо-западного, северо-восточного, реже субширотного простираний, оперяющие рудоподводящие разломы;

минералы-носители золота — самородное золото, электрум, калаверит, креннерит, петцит, твердые растворы теллуридов золота; минералы-концентраты — все минералы ранней и продуктивной стадий (кварц, гранат, магнетит, сульфиды и др.);

установлена высокотемпературная минеральная ассоциация с магнетитом и разнообразие минералов теллура (в т.ч. Ni, Bi, Au, Ag) во всех исследуемых рудных телах;

минеральные комплексы в рудных телах сменяются и накладываются друг на друга от стадии к стадии, что приводит к увеличению концентрации золота;

стадийность и состав минеральных парагенезисов в исследуемых рудных телах в основном совпадают на всей площади рудного поля;

присутствие минералов висмута в рудах месторождения указывает на генетическую связь с орогенным гранодиорит-гранитным магматизмом;

повышенные содержания платиноидов в рудах и рудных минералах закономерно увязываются с выходами габброидов, а следовательно увеличивают длительность рудообразующих процессов.

Совмещение минерального состава руд в разнонаправленных минерализованных зонах месторождения; смену минеральных ассоциаций от высокотемпературных с магнетитом до минералов теллура (в т.ч. Ni, Bi, Au, Ag) можно считать определяющими критериями полигенной природы руд. Рудообразование Березитового рудного поля протекало в широком диапазоне физико-химических параметров — от мезотермального к эпитепирмальному.

Особенности в минералогии и условиях залегания руд месторождения можно объяснить вертикальной зональностью единого флюидно-гидротермального «сквозьмагматического» рудообразующего раствора, возможно, разных источников — мантийного и корового.

Предлагаемая авторами вещественно-структурная модель Березитового месторождения сопоставима с минеральным составом и условиями образования месторождения Дарасун, контролируемого Дарасунско-Балейским глубинным разломом, трассирующим промышленную золотоносную территорию Восточного Забайкалья, что увеличивает перспективы месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзина А.П., Сотников В.И. Магматические центры с Cu-Мо-порфировым оруденением Центрально-Азиатского подвижного пояса (на примере Сибири и Монголии) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40 (II). С. 1605—1618.
2. Васильев И.А., Капанин В.П., Ковтонок Г.П. и др. Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков. — Благовещенск: «Зея», 2000.
3. Вах А.С., Степанов В.А., Авченко О.В. Березитовое золотополиметаллическое месторождение: геологическое строение и состав руд // Руды и металлы. 2008. № 6. С. 44—55.
4. Вах А.С., Авченко О.В., Карабцов А.А. Червонданит-(Се) в рудах Березитового месторождения — вторая находка в мире // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 3. С. 14—23.
5. Вах А.С., Авченко О.В., Гвоздев В.И. и др. Минеральные системы Ag-Sb-Te-S в рудах Березитового золотополиметаллического месторождения Верхнего Приамурья //

- Золото северного обрамления Пацифика / Тезисы докладов горно-геологической конференции, 3—5 сентября, 2011 г.». — Магадан, 2011. С. 72—73.
6. Ларин А.М., Сорокин А.А., Котов А.Б. и др. Корреляция возрастных рубежей мезозойского магматизма северного и южного обрамлений восточного фланга Монголо-Охотского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) // Мат-лы научного совещания. Т. 2. — Иркутск, 2005. С. 19—22.
 7. Лихачев А.П. Общая закономерность размещения месторождений золота по глубинным геофизическим данным // Отечественная геология. 2012. №6. С. 13—29.
 8. Мельников А.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А. и др. Золотополиметаллическое месторождение Березитовое (Восточная Сибирь): основные минералогические особенности, возраст и связь с магматизмом // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 258—265.
 9. Прокофьев В.Ю., Бакшеев И.А., Зорина Л.Д. и др. Первая оценка возраста золотых руд месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье) Sm-Nd методом // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 5. С. 673—676.
 10. Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д. и др. Генетические особенности золотосульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 6. С. 526—548.
 11. Рогулина Л.И., Молчанова Г.Б. Благороднометалльная и никелевая теллуридная минерализация Березитового золоторудного поля (Верхнее Приамурье, Россия) // Зап. РМО. 2011. № 1 С. 90—100.
 12. Рогулина Л.И., Анисимова Г.С., Воропаева Е.Н. Микропарагенезисы теллуридов висмута, серебра и золота Березитового золоторудного месторождения (Верхнее Приамурье) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2013) / Минералогический семинар с международным участием 19—22 мая 2013. — Сыктывкар, 2013. С. 111—113.
 13. Сорокин А.А., Мельников А.В., Пономарчук В.А. и др. Возраст и связь с магматизмом золотополиметаллического месторождения Березитовое западной части Селенго-Станового супертеррейна // Докл. РАН. 2008. Т. 421. № 1. С. 86—89.
 14. Тюкова Е.Е., Михалицына Т.И., Викентьева О.В. Редкоземельная минерализация Наталкинского золотокварцевого месторождения (Магаданская область) // Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах / Мат-лы Всерос. конф. с иностранным участием к 50-летию Сибирского отделения РАН, 16—18 апреля 2007 г. — Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2007. С. 168—171.
 15. Schandl E.S., Gorton M.P. A textural and geochemical guide to the identification of hydrothermal monazite criteria for selection of dating epigenetic hydrothermal ore deposits // Economic Geology. 2004. Vol. 99. № 5. Pp. 1027—1035.

Особенности распределения ртути в месторождениях колчеданной формации Южного склона Большого Кавказа

Н.А.НОВРУЗОВ (Институт геологии НАН Азербайджана; Az 1143, г.Баку, проспект Г.Джавида, д.29а)

На основе большого фактического материала освещены геохимические особенности распределения ртути в первичных и окисленных рудах, сульфидных минералах и вмещающих породах стратиформных колчеданных месторождений в азербайджанской части Южного склона Большого Кавказа. Выявлена отчетливая вертикальная зональность в распределении ртути в природных типах руд и сульфиде цинка. В терригенных рудовмещающих отложениях сравнительно повышенное количество элемента приурочено к глинистой фации.

Ключевые слова: ртуть, геохимические особенности, Большой Кавказ, первичные, смешанные и окисленные руды, сульфидные минералы, терригенные отложения.

Новрузов Новруз Ахмед оглы, nnovruz@rambler.ru

Peculiarities of mercury distribution in pyrite formation deposits of Greater Caucasus South Slope

N.A.NOVRUZOV

On the base of large factual material geochemical peculiarities of mercury distribution are considered in primary and oxidized ores, sulphide minerals and rock container of stratiform pyrite deposits in Azerbaijan part of Greater Caucasus South Slope. A well-defined vertical zonation has been revealed in mercury distribution in natural type of ores and zinc sulphide. In terrigenous ore-container deposits there is a higher amount of element which is confined to clayey facies.

Key words: mercury, geochemical peculiarities, Greater Caucasus, primary, mixed and oxidized ores, sulphide minerals, terrigenous deposits.

Полигенно-полихронные медно-колчеданно-полиметаллические месторождения Южного склона Большого Кавказа, сосредоточенные в ниже-среднеюрских терригенных отложениях, характеризуются специфическими минералого-геохимическими особенностями рудных залежей, пластообразной, линзовидной и жилообразной форм. Эти месторождения являются стратиформными образованиями. В азербайджанской части Южного склона Большого Кавказа к ним относятся месторождения Филизчай, Катех, Кацдаг, Джихих-Сагатор и многочисленные рудопроявления, в Южном Дагестане — месторождение Кизил-Дере и некоторые рудопроявления. Руды исследуемых колчеданных месторождений, именуемых в геологической литературе как филизчайский тип, соединяют в себе черты уральского, кипрского, куроко и бесси типов. С уральским и кипрским типами их сближает высокое содержание железа и повышенные концентрации некоторых сидерофильных элементов (Co, Ni, Mn) в пирите, с рудами типа куроко — близость соотношений основных компонентов (Zn, Pb, Cu) и содержаний халькофильных элементов-примесей (Sb, As, Bi, Sn) в пирите и в рудах в целом, а также широкое развитие в последних сульфосолей свинца, меди, серебра и висмута, а с рудами типа бесси — сходство состава главных минералов и уровней концентраций благородных металлов (Au, Ag).

Особенности геологического строения и морфологии рудных залежей. В пределах Восточного сегмента Большого Кавказа Н.К.Курбанов [8] выделил четыре структурно-формационные зоны второго порядка (с севера на юг): Метлюта-Ахтычайская, Бзыбско-Тфанская, Чхалта-Сарыбашская и Дуруджинская, которые отделены друг от друга продольными долгоживущими магмо- и рудоподводящими зонами глубинных разломов. Бзыбско-Тфанская и Чхалта-Сарыбашская структурно-формационные зоны выглядят как самостоятельные металлогенические зоны, отличающиеся как особенностями геологического строения и развития, так и металлогенической специализацией. Залежи колчеданных руд во всех рудных районах занимают определенные вертикальные уровни разрезов терригенных толщ. Так, в Восточном сегменте выделяются три уровня промышленных рудоносных горизонтов — плинсбахский, тоарский и ааленский. При этом рудоносные горизонты в Бзыбско-Тфанской металлогенической зоне более древние (низы разреза плинсбаха, тоара и аалена), чем в Чхалта-Сарыбашской (верхи разреза плинсбаха и тоара).

Промышленная ценность стратиформных колчеданных месторождений региона связана с последующим наложением на них продуктивных пирит-полиметаллической и медно-пирротино-полиметаллической ассоциаций второго рудного этапа, в результате

которого были созданы комбинированные полигенно-полихронные рудные залежи. В целом в пределах Бзыбско-Тфанской зоны залежи сложены преимущественно медно-пирротиновыми рудами (месторождения Кацдаг, Джихих-Сагатор, Кизил-Дере и др.), а в Чхалта-Сарыбашской — колчеданно-полиметаллическими (Филизчай, Катех и др.).

В геологическом строении Филизчайского месторождения принимают участие терригенные отложения верхнего плинсбаха (филизчайская серия) и тоара (губахская и муровдагская серии) нижней юры [8, 9]. Отложения филизчайской серии (J_{1p2}) представлены толщей темно-серых, почти черных глинистых сланцев, чередующихся в виде пачек с пакетами песчаного флишоида. Являясь самой древней толщей месторождения, она вмещает Филизчайскую залежь, выступая в ядре Карабчайской антиклинали в виде относительно узкой полосы. Главная особенность морфологии колчеданно-полиметаллической залежи месторождения — это единое компактное пластообразное тело, сложенное преимущественно (на 90—95%) агрегатами сульфидных руд. Мощность рудной залежи в целом закономерно возрастает с запада на восток и особенно с юга-запада на северо-восток, в сторону ее склонения. Строения кровли и подошвы отличаются некоторыми особенностями: кровля залежи на всем своем протяжении более устойчивая. Подошва залежи имеет более сложное строение при сохранении резких контактов с вмещающими породами и приуроченностью к ней большого разнообразия природных типов руд. В отличие от многих колчеданных месторождений подобного типа (Озерное, Холоднинское, Раммельсберг, Мегген, Маунт-Айза, Броккен-Хилл и др.) на Филизчае роль внутрирудных пустых прослоев незначительна.

Катехское месторождение приурочено к наиболее южной — Катех-Гюмбурлайской рудоносной зоне колчеданноносной провинции Южного склона Большого Кавказа. В геологическом строении месторождения принимают участие отложения глинисто-сидеритовой свиты тоара, которая подразделяется на толщи (снизу вверх): флишоидную, ритмично-песчанистую и конкреционную. Конкреционная толща является рудовмещающей и характеризуется присутствием в ней многочисленных конкреций глинистого сидерита, пирит-сидерита и др., которые отличаются повышенным содержанием органического вещества [5]. На месторождении оруденение представлено двумя параллельными пластообразными залежами массивных руд, а также обломковидно-массивных образований. Основной объем прожилковых руд сконцентрирован в лежащем боку Второй залежи [1]. Специфичным для колчеданно-полиметаллических руд Катехского месторождения является проявление полисульфидных смесей, представляющих собой теснейшее прораствание мельчайших обособлений галенита, сфалерита, халькопирита и пирита [18].

Авторы предполагают, что колчеданно-полиметаллические руды месторождения образовались при одновременном выпадении из коллоидных растворов основных рудных минералов.

На площади медно-пирротин-полиметаллического месторождения Кацдаг терригенные отложения тоара расчленяются на две толщи: нижнюю, представленную глинистыми сланцами с силлами и потоками спилитов и диабазов, и верхнюю, сложенную чередованием пачек тонко- и груборитмичных песчаных флишоидов 10. Залежи массивных руд локализованы в нижней толще глинистых сланцев, обогащенных пиритовыми и пирротиновыми конкрециями и вкраплениями. Три наиболее крупными разломами (Губахским, Центральным и Восточным) площадь месторождения расчленена на три блока.

В строении Джихих-Сагаторского медно-цинково-пирротинового месторождения принимают участие отложения терригенных флишоидов джихихской серии (J_{1t1-3}), которая подразделяется на четыре толщи. В пределах месторождения магматические породы представлены базальтами, диабазами, габбро и габбро-диоритами, среди которых наиболее выдержанными по мощности и простиранию являются дайки и штоки габбро, габбро-диоритов. Оруденение представлено пластообразно-линзовидными жильными и штокверковыми телами колчеданных руд.

Рудообразование в медно-колчеданно-полиметаллических месторождениях Южного склона Большого Кавказа имеет полиэтапный и многостадийный характер. На первом этапе рудообразования произошло отложение гидротермально-осадочных серноколчеданных, на втором — гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических, а на третьем — гидротермально-метаморфогенных халькопирит-пирротиновых руд. В отдельных месторождениях продукты минералообразования этапов выражены с различной интенсивностью. По мнению В.Н.Холодова и З.Р.Кикнадзе [23], процессы формирования пирротиновых руд в некоторой степени связаны с возрастом складчатости. Там, где процессы ее образования начались в байосе, формирование этих руд предшествует полиметаллической минерализации (Кизил-Дере) и, наоборот, где поднятия и складкообразование имели место только в конце бата — пирротиновые руды формируются позже полиметаллических (Филизчай).

Геохимические особенности распределения ртути. Несмотря на общность геохимического спектра исследуемых месторождений, отдельные залежи характеризуются некоторыми особенностями химизма руд в тесной связи с их минеральным составом. Геохимическое поведение большинства элементов-примесей во многом связано с характером распределения главных компонентов в сложном многостадийном процессе полигенно-полихронного рудообразования [13].

Вследствие резко выраженной активности в природных процессах, ртуть, несмотря на незначительный кларк его в земной коре ($8,3 \cdot 10^{-6}\%$), образует уникальные по масштабам месторождения. Наряду с моноэлементными концентрациями, нередко она создает концентрации совместно с сурьмой, золотом и др. Как известно, парагенезис ртути с золотом не случаен и ртуть, вероятнее всего, способствует миграции последнего. Вследствие высокой халькофильности, ртуть в сульфидных рудах как примесный компонент обнаруживается в сфалерите, галените, халькопирите и др.

По В.Б.Черницыну [25], в рудах медноколчеданных месторождений Большого Кавказа, образовавшихся в раннегеосинклинальную стадию и имеющих глубинный источник металлов, ртуть присутствует в больших количествах, чем в месторождениях поздних этапов развития подвижных областей, что является еще одним доказательством в пользу мнения о глубинности источника элемента. Однако приведенные автором данные о содержании ртути на Филизчайском и особенно Катехском месторождениях (10^{-4} — $10^{-5}\%$) являются несколько заниженными.

По Н.А.Озеровой [16], в колчеданных и свинцово-цинковых месторождениях содержание ртути в сфалеритах составляет $n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-3}\%$, редко доходя до $10^{-2}\%$. В ряде месторождений наибольшее количество ртути приурочено к галениту, несколько меньше сфалериту, халькопириту и пириту [6]. Методом гидротермального синтеза установлено постоянное присутствие двух различных форм ртути в галените: изоморфная и сорбционная [21]. Показано, что сорбционная форма является основной формой нахождения ртути в природных галенитах из свинцово-цинковых месторождений Садонского рудного района (Северная Осетия). Результаты экспериментальных исследований изоморфизма ртути в природных сфалеритах и цинка в метациннабаритах позволили В.С.Груздеву [3] прийти к заключению, что присутствие указанных примесей является характерной чертой этих минералов, обусловленной однотипностью их кристаллических структур и свидетельствует о геохимическом родстве ртути и цинка. Поведение ртути в процессе кристаллизации сульфидов определяется исходным содержанием ее в гидротермальных растворах и величиной температурного интервала, в котором происходило рудоотложение [7]. Имеется отчетливая тенденция к накоплению ртути в низкотемпературных ассоциациях и минералах к концу гидротермального минералообразования.

Установлено, что термальный метаморфизм приводит к уменьшению содержаний ртути в колчеданных рудах, и в этом смысле ртуть может использоваться как своеобразный индикатор метаморфизма руд в пределах одной и той же металлогенической провинции [16]. По мнению автора, ртуть является

надежным индикатором глубины формирования оруденения. Так, более высокие содержания элемента обычно характерны для сфалерита, образовавшегося при более низких температурах, в верхних частях рудных залежей.

В рудах Филизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения ртуть, являясь характерной типоморфной примесью, распределена крайне неравномерно. Среди текстурно-минералогических типов руд месторождения наибольшее содержание ртути обнаружено в слоисто-полосчатых и массивных колчеданно-полиметаллических рудах, в среднем соответственно 7,52 и 6,73 г/т (табл. 1). Повышенные концентрации ртути в этих типах руд, по-видимому, связаны с присутствием в них блёклых руд, содержащих в различных месторождениях самые высокие концентрации этого элемента [4, 16, 20].

В.И.Васильев и Ю.Г.Лаврентьев [2], вследствие обнаружения ртутьсодержащего теннантита, допускают возможность вхождения значительных количеств ртути в решетки мышьяковых блёклых руд. Немаловажное значение имеет также широкое развитие в исследуемых рудах сфалерита. В сульфиде цинка из рассматриваемого месторождения по данным автора ртуть присутствует в тысячных долях процента, то есть от 12 до 20 г/т, что значительно больше, чем в других сульфидах (табл. 2). В кварце из надрудных и подрудных толщ вмещающих песчано-глинистых пород Филизчая ртуть обычно отсутствует, а в кварце из рудного горизонта ее концентрация иногда доходит до 0,03 г/т.

По данным Н.А.Озеровой [16], неизменные и низкометаморфизованные руды Филизчайского месторождения содержат довольно большие количества ртути ($n \cdot 10^{-3}\%$) при содержании цинка в изученных пробах всего 2—5%, что является отклонением зависимости концентрации ртути от обогащенности руд сфалеритом. Этот случай автор объясняет возможностью присутствия ртутных минералов. Однако, проведенные исследования, а также данные Т.Н.Насибова и др. [11] указывают на то, что присутствие десятков граммов на тонну ртути в рудах Филизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения обычно встречаются в единичных пробах и, таким образом, данные, приведенные в работе Н.А.Озеровой [16], являясь завышенными на целый порядок, не отражают истинную картину ртутности рассматриваемого месторождения.

Среди прожилково-вкрапленных руд как и в сплошных наблюдается приуроченность повышенных концентраций рассматриваемого элемента к рудам колчеданно-полиметаллического состава (в среднем 1,43 г/т), что также указывает на накопление ртути к концу процесса рудообразования на месторождении Филизчай.

На Катехском колчеданно-полиметаллическом месторождении ртуть обнаружена почти во всех проанализи-

1. Распределение ртути (в г/т) в типах руд колчеданных месторождений Южного склона Большого Кавказа

Текстурно-минералогические типы руд	Число анализов	Пределы содержаний	Среднее
<i>Филизчайское месторождение</i>			
Слоисто-полосчатый колчеданно-полиметаллический	411	0,12—35	7,52
Массивный колчеданно-полиметаллический	48	0,58—29	6,73
Массивный серноколчеданный	84	0,03—20	2,96
Массивный халькопирит-пирротиновый	20	0,03—14	3,90
Пятнисто-брекчиевидный колчеданно-полиметаллический	56	Не обн.—8,7	1,06
Прожилково-вкрапленный	164	Не обн.—4,8	0,87
<i>Катехское месторождение</i>			
Массивный колчеданно-полиметаллический	39	Не обн.—60	20,7
Обломковидный колчеданно-полиметаллический	28	2—40	16,6
Густопрожилково-штокверковый колчеданно-полиметаллический	12	0,2—20	9,15
Тонкопрожилковый колчеданно-полиметаллический	11	0,4—10	5,43
Убогий прожилково-вкрапленный	16	Не обн.—10	1,9
<i>Кацдагское месторождение</i>			
Массивный халькопирит-пирротиновый	3	Не обн.—1	0,43
Массивный пирротин-полиметаллический	49	Не обн.—3,8	0,64
Массивный пирит-полиметаллический	19	Не обн.—4	0,35
Прожилково-вкрапленный	86	Не обн.—4	0,28
<i>Джихих-Сагаторское месторождение</i>			
Массивный халькопирит-пирротиновый	2	Не обн.—0,25	0,13
Массивный пирротин-полиметаллический	8	0,16—2	0,89
Массивный пирит-полиметаллический	4	Не обн.—1	0,60
Густопрожилково-штокверковый	13	Не обн.—0,60	0,26
Прожилково-вкрапленный	5	Не обн.—0,30	0,11

зированных пробах руд. Пределы содержаний ее в массивных рудах от «Не обн.» до 60 г/т, в среднем 20,7 г/т (см. табл. 1). Повышенные количества ртути в этих рудах, по-видимому, связаны с присутствием в них

2. Распределение ртути (в г/т) в главных сульфидных минералах

Месторождения	Пирит	Сфалерит	Галенит	Халькопирит	Пирротин
Филизчай	$\frac{1,2—6,2}{3,45(6)}$	$\frac{12—20}{16(2)}$		$\frac{0,2—1,6}{0,9(2)}$	
Катех	$\frac{0,3—6,0}{2,1(4)}$	$\frac{12—130}{58(5)}$	$\frac{0,6—4,5}{2,8(3)}$		
Кацдаг		$\frac{6—15}{10(3)}$			$\frac{0,65—2,8}{1,72(2)}$
Джихих-Сагатор	$\frac{\text{Не обн.}—0,25}{0,08(8)}$	$\frac{4—10}{7(3)}$	$\frac{\text{Не обн.}—0,1}{0,06(3)}$	$\frac{\text{Не обн.}—0,30}{0,16(8)}$	$\frac{\text{Не обн.}—0,1}{0,06(4)}$

Примечание. Числитель — пределы содержаний, знаменатель — среднее, в скобках — число анализов.

блѣклых руд, а также широким развитием сфалерита, в которых по данным автора ртуть присутствует до сотых долей процента (см. табл. 2). По сведениям Т.Н.Насибова и др. [12], в первичных массивных пирит-полиметаллических рудах Катеха, содержащих иногда повышенные количества ртути (около 0,01%), основной минерал ее — киноварь не была обнаружена. Однако этот минерал в виде единичных знаков был отмечен в шлиховых пробах по рекам Катехчай и Кабиздара, протекающих через месторождение. Единичные знаки киновари, обнаруженной в искусственных шлихах-протоколках из окисленных руд, возможно имеют гипергенное происхождение.

По данным автора в брекчиевидных колчеданно-полиметаллических рудах Катехского месторождения среднее содержание ртути 16,6 г/т. В густопрожилково-штоковерковых колчеданно-полиметаллических рудах количество исследуемого элемента изменяется от 0,2 до 20 г/т, в среднем 9,15. Содержание ртути в тонкопрожилковых и убогих прожилково-вкрапленных рудах постепенно уменьшается (см. табл. 1).

Изучение ртутьносности сульфидных минералов месторождения Катех показало, что пириты из конкреций содержат незначительное количество ртути 0,3 г/т, что на порядок меньше, чем в пиритах из массивных руд (в среднем 3,85 г/т). Наибольшая концентрация ртути обнаружена в сфалерите, в котором среднее содержание элемента составляет 58 г/т, а максимальное 130 (см. табл. 2).

Установлено, что аналогично полиметаллическим месторождениям Садонского рудного поля в Северной Осетии [7], поздняя маложелезистая генерация сфалерита из Катехского колчеданно-полиметаллического месторождения более обогащена ртутью по сравнению с ранней его разновидностью. Следует отметить, что на колчеданных месторождениях Южного Урала наблюдается иная картина: вслед за блѣклыми рудами к основным минералам-концентраторам относятся высокожелезистые темноокрашенные разности сфалерита [4].

Сравнительно повышенные количества ртути характерны также для кварц-полиметаллических жил Цилтыкчайского проявления. Здесь содержание элемента в отдельных пробах прожилковых руд пирит-сфалерит-галенитового состава соответствует 0,6—8 г/т, в среднем 2,75.

В рудах Кацагского медно-пирротино-полиметаллического месторождения максимальная концентрация ртути составляет 4 г/т, изредка 7,2. Наблюдается некоторое увеличение содержания ее в пирротин-полиметаллических рудах, где количество элемента в сфалерите доходит до сотых долей процента.

В Джихих-Сагаторском медно-цинково-пирротинном месторождении ртуть встречается в небольшом количестве и распределена неравномерно. Пирротин-полиметаллические руды массивного сложения резко отличаются от других типов и подтипов руд по

ртутьносности: пределы содержаний 0,16—2,0 г/т, среднее 0,89. В три раза меньше ртути обнаружено в густопрожилково-штоковерковых пирротин-полиметаллических рудах (см. табл. 1). В прожилково-вкрапленных рудах максимальное количество ртути доходит до 0,3 г/т. В распределении ртути в рудах исследуемого месторождения минеральный состав их играет важную роль. Так, руды пирротин-полиметаллического состава в целом по уровню ртутьносности значительно преобладают над халькопирит-пирротинными. Несколько повышенные количества ртути в пирротин-полиметаллических рудах, по-видимому, связаны с присутствием в них блѣклых руд и, несомненно, большим развитием в этих рудах сфалерита, который содержит ртути на порядок больше, чем другие сульфиды из изученных руд (см. табл. 2).

Проведенные исследования показали, что распределение ртути по природным типам и технологическим сортам руд Филизчайского месторождения крайне неравномерно и определяется генетическими особенностями и минеральным составом руд, интенсивностью процесса гипергенеза. Как известно в зоне окисления ртуть встречается гораздо чаще, чем в первичных сульфидных [19]. Выявлено, что на Филизчайском месторождении содержание ртути закономерно увеличивается от первичных сульфидных руд к смешанным и затем к окисленным разностям (табл. 3), аналогично рудам Дальневосточного участка месторождения Жайрем [22]. В отдельных пробах окисленных руд месторождения Филизчай (штольня № 37, орт 4, интервал 10—16 м) количество ртути доходит до 500 г/т. Следует отметить, что в этой групповой пробе установлены максимальные концентрации свинца 39%, а также золота 11,3 и серебра 773 г/т. По данным технологических исследований, среди концентратов первичных и смешанных руд (медный, свинцовый, цинковый и пиритный) наибольшее содержание ртути обнаруживается в цинковом. При этом основное количество ртути извлекается (в %): 49,09 в цинковый и 44,63 пиритный концентраты.

В зоне гипергенеза сульфидных месторождений высокие концентрации ртути обычно обнаруживаются в церуссите [23]. Среди исследуемых месторождений наибольшие содержания изученного элемента

3. Распределение ртути (в г/т) в промышленно-технологических типах руд Филизчайского месторождения

Промышленно-технологические типы и сорта руд	Число анализов	Пределы содержаний	Среднее
Колчеданно-полиметаллический: первичные руды	543	0,03—35	6,74
смешанные руды	15	0,2—90	22,6
Окисленный	13	4—100	26,2

установлены в зоне окисления Катехского колчеданно-полиметаллического месторождения 15—85 г/т, в среднем 33,5 г/т. Следует отметить, что по результатам рационального анализа окисленных руд (технологическая проба № 6) месторождения выявлено, что в пробе свинец (96,78%) в основном находится в окисленной форме (церуссит, англезит и др.), относительное содержание галенита всего 3,2% (табл. 4). При этом церуссит — основной вторичный минерал свинца. Как известно, в зоне окисления сульфидных месторождений происходит гипергенное разделение свинца и цинка. Этот процесс сопровождается потерей содержащейся в сульфиде цинка изоморфной примеси ртути, которая концентрируется в церуссите вместе с малоподвижным свинцом. Экспериментальными исследованиями, проведенными Н.И.Разенковой и Ю.С.Самойловой [17], установлено, что гипергенные минералы представляют благоприятный материал для аккумуляции ртути в процессе окисления сульфидных руд.

Следует отметить, что, сравнивая показатели распределения ртути в первичных и окисленных рудах Катехского колчеданно-полиметаллического месторождения, Т.Н.Насибов и др.[12] пришли к ошибочному мнению о значительном уменьшении содержания элемента в окисленных рудах. Этот вывод авторов, а также мнение о повышенном содержании ртути на Филизчайском месторождении по сравнению с Катехским [11, 12] отвергаются автором данной публикации на основе проведенных исследований.

Обобщая большой аналитический материал в промышленно-важных типах руд колчеданных месторождений Южного склона Большого Кавказа, установлены средние содержания ртути (в г/т): Филизчай — 7,44, Катех — 19, Кацдаг — 0,55, Джихих-Сагатор — 0,70.

Статистической обработкой аналитических данных установлено, что логнормальная модель наиболее полно отражает характер распределения ртути в природных типах руд. В этих рудах из Филизчайского месторождения величина значимого коэффициента корреляции между ртутью и цинком составляет 0,374... 0,738, связь со свинцом несколько слабее. Высокая корреляционная связь в паре элементов Hg—Zn свойственна и для массивных руд Кацдагского медно-пирротин-полиметаллического месторождения ($r = 0,519$).

Важное значение имеет зональное распределение ртути в рудных залежах. Как известно на Филизчайском месторождении к висячему боку залежи обычно приурочены колчеданно-полиметаллические, а к лежащему — серноколчеданные и медно-пирротиновые руды. В целом содержания Zn, Pb, Cd, Ag, Sb, Tl и Hg от висячего к лежащему боку залежи постепенно понижаются. Отчетливая зональность наблюдается в характере распределения ртути в отдельных горизонтах глубинности залежи Катехского месторождения. От верхних горизонтов к нижнему отмечается закономерное

4. Результаты рационального анализа окисленной руды Катехского месторождения на свинец (технологическая проба № 6)

Формы нахождения свинца	Содержание, в %	
	абсолютное	относительное
Англезит	0,78	14,82
Церуссит	1,23	23,43
Крокоит и вульфенит	0,09	1,73
Пироморфит и ванадинит	1,66	31,56
Плюмбозит, биверит, бедантит	1,33	25,24
Галенит	0,20	3,22
Итого	5,29	100,00

уменьшение концентрации элемента в рудах от 25 до 4,71 г/т. В сульфиде цинка содержание ртути постепенно уменьшается от самого верхнего горизонта (горизонт штольни №5, абсолютная отметка 932 м) до нижнего (горизонт штольни № 8, абсолютная отметка 807,5 м) от 130 до 12—20 г/т, что ярко отражает геохимическое поведение изученного элемента в процессе гидротермально-метасоматического рудообразования.

Установлено, что ртутоносность наряду с таллиеносностью является отчетливым геохимическим индикатором степени метаморфизма руд колчеданных месторождений Восточного Кавказа [15]. Так, наиболее ртутоносными оказались наименее метаморфизованные рудные залежи (месторождения Катех, Филизчай), а низкими содержаниями ртути характеризуются интенсивно метаморфизованные колчеданные руды (Кизил-Дере, Кацдаг, Джихих-Сагатор).

Крайне неравномерное распределение ртути установлено в рудовмещающих песчано-глинистых отложениях. В подавляющем большинстве проб из Филизчайского месторождения она или не обнаруживается, или присутствует на уровне чувствительности анализа (3 10⁻⁶ %). В глинистых сланцах содержание элемента плавно возрастает от неизменных до сульфидизированных через гидротермально-измененные. В надрудной толще количество ртути в глинистых сланцах в два раза больше, чем в песчаниках. В несколько раз увеличивается концентрация элемента в глинистых сланцах из рудного горизонта. В околорудных породах Катехского месторождения среднее содержание ртути (глинистые сланцы 1,3 и алевропесчаники 0,7 г/т) на один-два порядка больше, чем в породах из Филизчай (глинистые сланцы 0,028 и алевропесчаники 0,013 г/т), аналогично их рудным залежам [14, 26]. Количество элемента во вмещающих породах Катеха изменяется в очень широких пределах, концентрируясь в основном в гли-

нистой фации. На Кацдаге в подавляющем большинстве проб ртуть присутствует на уровне ниже чувствительности анализа. Сравнительно повышенные количества элемента (0,6—2 г/т) обычно наблюдаются в сульфидизированных породах.

На основе изложенного в заключение можно отметить, что наибольшие концентрации ртути в колчеданных залежах Южного склона Большого Кавказа были установлены в рудах полиметаллического состава из колчеданно-полиметаллических месторождений Филлизай и Катех. Среди сульфидных минералов по уровню ртутоносности отличаются сфалерит и, вероятно всего, блёклые руды. Повышенные количества ртути в сфалеритах из поздних кварц-галенит-сфалеритовых прожилок (гидротермально- жильный рудный этап) указывают на увеличение концентрации элемента в ходе гидротермального рудообразующего процесса.

Проведенными исследованиями впервые была выявлена характерная особенность геохимического поведения ртути в колчеданных месторождениях региона, а именно закономерное увеличение концентрации ее в рядах руд: первичные смешанные окисленные. Таким образом, накопление ртути происходит в продуктах зоны окисления.

Рудовмещающим породам в целом свойственно пониженное содержание ртути. Наблюдается тенденция увеличения концентрации элемента в глинистой фации из надрудной толщи и рудного горизонта. Закономерности распределения ртути в рудовмещающих терригенных отложениях колчеданно-полиметаллических месторождений региона позволяют отнести ее, наряду с таллием, серебром и оловом к индикаторным элементам на поиски скрытых рудных скоплений [15, 26].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агаев С.А., Велизаде С.Ф., Новрузов Н.А. Свинцово-цинковые месторождения Южного склона Большого Кавказа // Геология Азербайджана. Т. 6. Полезные ископаемые. — Баку: Nafta-Press, 2003. С. 156—198.
2. Васильев В.И., Лаврентьев Ю.Г. Ртутьсодержащий теннантит // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218. № 3. С. 665—667.
3. Груздев В.С. Изоморфизм цинка и ртути в природных сфалеритах и метациннабаритах // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225. № 3. С. 661—664.
4. Засухин Г.Н., Пиеничный Г.Н., Логинова Л.А., Плотников С.М. К геохимии ртути на месторождениях колчеданной формации Южного Урала // Минералого-геохимические особенности колчеданных месторождений, вулканогенных и осадочных образований Южного Урала. — Уфа, 1978. С. 16—33.
5. Кадымов О.Д., Курбанов Н.К., Заири Н.М. Минералого-геохимические особенности гетерогенных руд Катехского колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный склон Б.Кавказа) // Новое в минералогических исследованиях. — М., 1976. С. 106—108.
6. Ковриго О.А., Мосолков В.Т., Шилов Л.И. Особенности распределения ртути на Риддер-Сокольном месторождении (Рудный Алтай) // Геология и геофизика. 1976. № 9. С. 75—81.
7. Кондауров И.Г., Гелетий В.Ф., Парадина Л.Ф. Распределение ртути между галенитом и сфалеритом на полиметаллических месторождениях Садонского рудного района (Северная Осетия) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 2. С. 491—494.
8. Курбанов Н.К. Основные этапы формирования комбинированных медно-полиметаллических месторождений и их соотношение со стадиями эволюции альпийской терригенной геосинклинали Большого Кавказа // Тр. ЦНИГРИ. 1982. Вып. 168. С. 3—18.
9. Курбанов Н.К. Условия формирования и закономерности размещения стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений терригенных эвгеосинклиналей (на примере альпийской провинции Большого Кавказа) // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. — М., 1986.
10. Курбанов Н.К., Буадзе В.И., Твалчрелидзе А.Г. и др. Металлогеническая провинция Большого Кавказа. Зона юрских сланцев Большого Кавказа // Колчеданные месторождения СССР. — М.: Наука, 1983. С. 38—58.
11. Насибов Т.Н., Мусаев Н.А., Самедов А.М., Муратова И.В. Особенности распределения ртути в колчеданных рудах и вмещающих песчано-сланцевых породах (на примере Филлизайского колчеданно-полиметаллического месторождения) // Известия АН Азерб. ССР. Серия науки о Земле. 1984. № 2. С. 35—44.
12. Насибов Т.Н., Мусаев Н.А., Муратова И.В. Ртуть в полиметаллических рудах и рудовмещающих глинистых породах Катехского месторождения (Южный склон Большого Кавказа) // Известия АН Азерб. ССР. Серия науки о Земле. 1985. № 4. С. 67—72.
13. Новрузов Н.А. Геохимические особенности колчеданных месторождений Восточного Кавказа // Проблемы геологии и минерагении в развитии минерально-сырьевых ресурсов / Мат-лы междунар. науч.-практич. конф. — Алматы: ИГН, 2010. С. 462—467.
14. Новрузов Н.А. Геохимические особенности терригенных рудовмещающих отложений колчеданных месторождений Восточного Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 5. С. 475—483.
15. Новрузов Н.А. Геохимия стратиформных колчеданных месторождений Восточного сегмента Большого Кавказа. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. — Баку, 2011.
16. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. — М.: Наука, 1986.
17. Разенкова Н.И., Самойлова Ю.С. Ртуть в зоне окисления. — М.: Недра, 1975.
18. Розова Е.В., Кадымов О.Д., Альшиева Э.И. и др. Тонкодисперсные сульфидные смеси в рудах Катехского колчеданно-полиметаллического месторождения // Тр. ЦНИГРИ. 1974. Вып. 112. С. 29—38.
19. Росляков Н.А. Зона окисления сульфидных месторождений Западного Алтая. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1970.
20. Сауков А.А. Геохимия ртути // Геохимические очерки. — М.: Наука, 1976. С. 166—325.
21. Таусон В.Л., Меньшиков В.И., Кондауров И.Г., Гелетий В.Ф. Первый опыт применения сфалерит-галенитового геотермометра, основанного на межфазном распределении ртути // Геохимия. 1989. № 12. С. 1788—1793.
22. Тянь В.Д., Генкин Ю.Б., Митряева Н.М. и др. Особенности распределения ртути в рудах Дальнезападного участка Жайремского месторождения // Геохимия. 1982. № 6. С. 885—892.
23. Фурсов В.З. Ореолы рассеяния ртути как поисковый признак на свинцово-цинковом месторождении Ачисай // Геохимия. 1958. № 3. С. 267—272.
24. Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р. Колчеданные месторождения Большого Кавказа. — М.: Наука, 1989.
25. Черницын В.Б. Ртуть в раннегеосинклинальных колчеданных месторождениях Большого Кавказа // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236. № 2. С. 454—455.
26. Novruzov N.A. Admixtures-elements and their use geochemical indicators for search of buried pyrite ores in the Greater Caucasus (Azerbaijan) // Iranian Journal of Earth Sciences. 2011. Vol. 3. № 2. Pp. 91—97.

Промышленная минерализация рубиноносной зоны месторождения Снежное (Центральный Памир)

Н.Г.БАРНОВ (Московский государственный горный университет (МГГУ); 119991, г.Москва, Ленинский просп., д.6)

Рассмотрено геологическое строение, условия образования и залегание продуктивных зон рубина в мраморах и их местонахождение, обозначены две зоны и содержание рубина в них.

Ключевые слова: рубиноносные мраморы, продуктивная зона, пластование, гнейсы, рубин, мрамор.

Барнов Николай Георгиевич, Barnov@inbox.ru

Industrial mineralization rubinovskii zone field Snejnoe (Central Pamir)

N.G.BARNOV

The geologic structure, conditions of formation and occurrence of productive zones ruby in marbles and their locations are indicated by two zones and content of ruby in them.

Key words: rubinovskii marble, production zone, plastovaniya, gneiss, ruby, marble.

Промышленная минерализация рубиноносной зоны месторождения Снежное расположена согласно напластованию мраморов и прослежена по простиранию на 290 и падению на 30 метров. Ее мощность от нескольких сантиметров до 0,6 м, средняя — 0,15 м. Она относится к слабоволнистой поверхности напластования мраморов, контролирующей размещение рубиновой минерализации.

Месторождение приурочено ко второй снизу пачке мраморов, чередующихся с прослоями биотитовых, биотит-кианитовых, биотит-гранатовых кристаллических сланцев и гнейсов (рис. 1). Пласт рубиноносных мраморов залегает и перекрывается биотит-гранат-кианитовыми кристаллическими сланцами темного цвета. Рудовмещающие мраморы средне- и крупнозернистые, полосчатые, грубослоистые, окрашены от темно-серого до светло-серого, белого, иногда желтоватого цветов 2. Состав преимущественно кальцитовый, мощность до 100 м. Массовое содержание MgO в висячем и лежащем боках мраморов, вмещающих рубиноносную зону, составляет, соответственно 1,2 и 2,7%. Порода в приконтактных частях светлее и более крупнозернистая. Особенность мраморов висячего бока — запах сероводорода, ощущаемый при их раскалывании. Общее направление падения мраморной пачки юго-западное, углы падения 60—65°. Круто наклонные стенки карьера (рис. 2) на месторождении повторяют поверхности напластования мраморов.

Рубины сосредоточены в двух продуктивных (по терминологии разведчиков) зонах: Верхней и Нижней (см. рис. 2). Они залегают параллельно друг другу, прослеживаясь на расстояние в сотни метров, и отделены мраморно-кристаллосланцевой толщей мощностью около 100 м 1.

Верхняя — основная продуктивная зона месторождения, прослежена по простиранию на 290 и падению на 30 м. В естественном эрозионном срезе протягива-

ется на глубину 150 м. Она представляет согласное внутрипластовое тело крайне изменчивой мощности от 0 до нескольких сантиметров и от нескольких сантиметров до 0,6 м, редко до 1 м. Протяженность участков зоны средней мощности 0,15 м по простиранию и падению от нескольких метров до 25 м. В целом зона имеет форму вытянутой по простиранию четковидной залежи, в которой неравномерно чередуются раздувы с пережимами.

Рубин в продуктивной зоне ассоциирует со слюдами: ярко-зеленым фукситом, бесцветным мусковитом (серицит), светло-коричневым флогопитом, суммарное количество которых колеблется в широких пределах, до 70% объема зоны. Помимо слюд к породообразующим минералам зоны относятся: скаполит, плагиоклаз, графит, более редкие — рутил, сфен, пирит, турмалин и аксессуарные — циркон, ксенотим, монацит и апатит. Отмечаются линзообразные скопления глинистого вещества, предположительно каолиновой глины.

Чешуйки слюд ориентированы параллельно контактам зоны, подчеркивая слоистую, точнее сланцеватую текстуру рубиноносной зоны. Кристаллы самоцвета распределены неравномерно. Наибольшее их количество расположено в раздувах зоны. Они ориентированы по отношению к контактам по-разному: перпендикулярно, параллельно, диагонально или как бы разрезают сланцеватость.

Количество корунда-сырца, извлекаемого из одного «гнезда» (раздува зоны) колеблется от 20 г до 50 кг. Выход кондиционного (ювелирного и кабошонного) материала из корунда-сырца от 0 до 10%, в среднем 0,9%. Ценность месторождения значительно повышает коллекционный материал, представленный крупными кристаллами и друзами кристаллов ярко красного корунда.

Вмещающие мраморы в висячем и лежащем боках продуктивной зоны заметно минерализованы. Зона

представлена неравномерно рассеянными вкраплениями флогопита, фуксита, скаполита, графита и др., а также мелкими кристаллами рубина. Перечисленные минералы формируют минералогический ореол (своего рода ореол рассеяния), окаймляющий рубиноносную зону со стороны висячего и лежащего боков и прослеживающийся на некоторое расстояние в крест простирания зоны до 12 м 6 .

По результатам валового опробования минерализованные мраморы с вкраплениями кристаллов рубина включены в контур блока запасов рубина категории С₂, то есть включены в контур Верхней продуктивной зоны, увеличив тем самым его мощность от 5 до 12 м, но значительно снизив содержания. Важно отметить, что вкрапления разновеликих кристаллов рубина в мраморах вне видимой связи с продуктив-

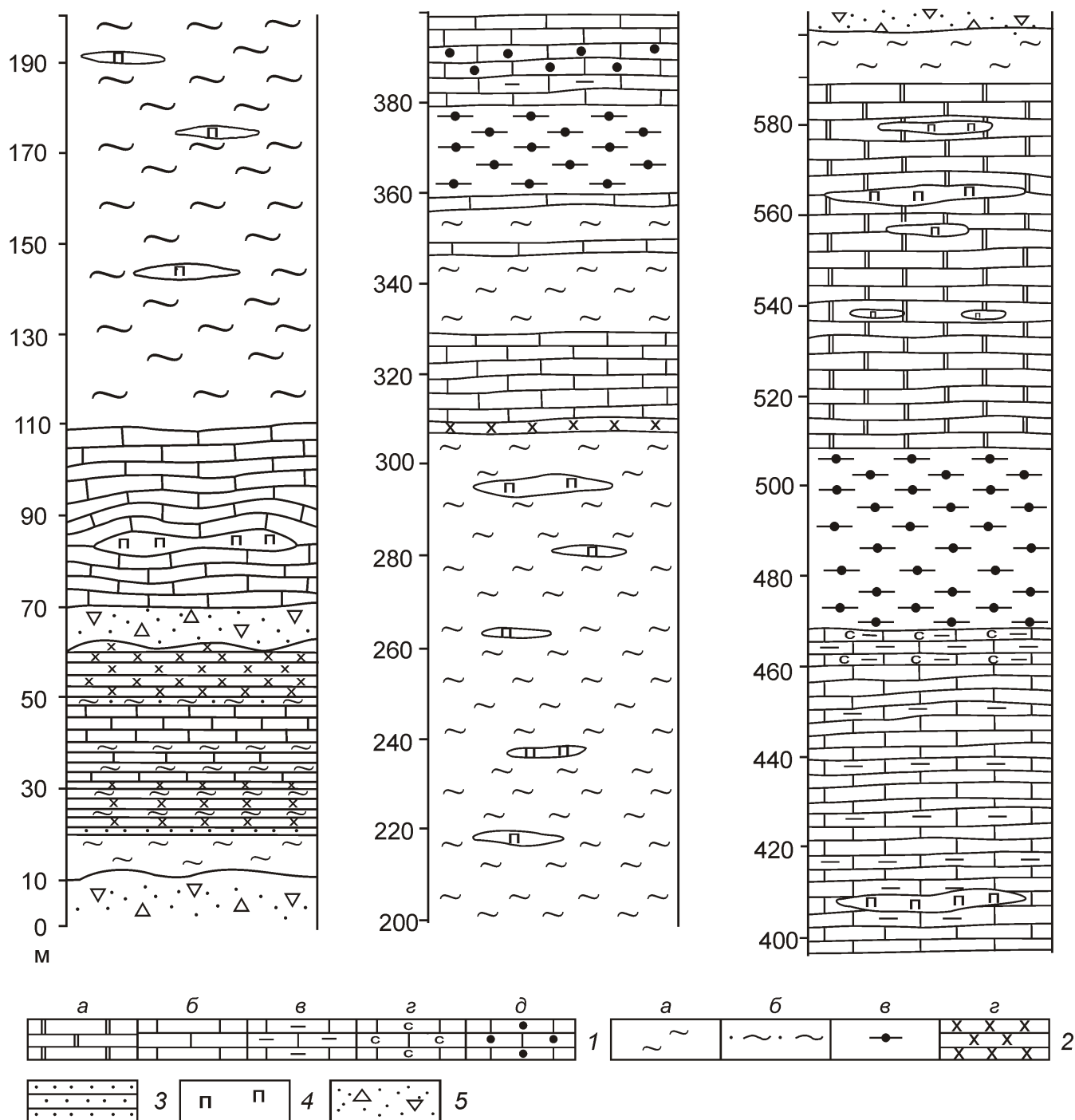


Рис. 1. Геологический разрез сарыджилгинской свиты на западном фланге месторождения Снежное:

1 — разновидности мраморов: а — массивные, светлые, б — средне-крупнозернистые, слабополосчатые, сахаровидные, в — с флогопитом, г — со скаполитом, д — с рубином; 2 — кристаллические сланцы: а — гранат-двуслюдяные с графитом, б — мелкозернистые, черные, в — биотит-гранат-кианитовые, г — диопсид-скаполитовые породы; 3 — метапесчаники; 4 — пегматиты; 5 — современные рыхлые отложения

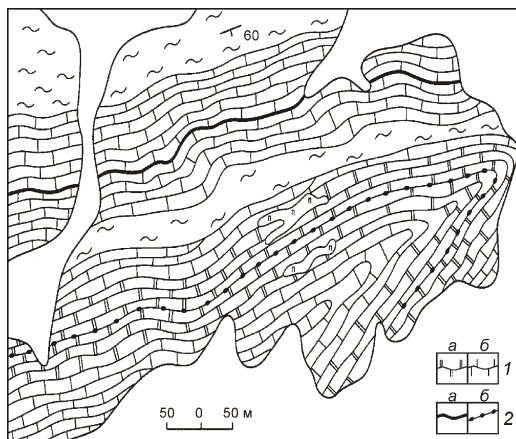


Рис. 2. Геологический план месторождения Снежное, составлен с использованием материалов Э.А.Дмитриева:

1 — мраморы: а — кальцитовые, б — доломитовые; 2 — рубиноносные продуктивные зоны: а — Верхняя, б — Нижняя; см. услов. обозн. к рис. 1

ными зонами нередко наблюдаются во второй и четвертой (снизу) пачках мраморов (см. рис. 1). Чаще всего они находятся на плоскостях напластования, разделяющих слои мраморов. Иногда кристаллы сопровождаются небольшими скоплениями слюд и других минералов [8]. Самостоятельного промышленного значения эта минерализация в настоящее время не имеет.

Нижняя продуктивная зона расположена в 100 м к югу от Верхней (см. рис. 2). Ее протяженность по простиранию 260 м. Мощность с учетом ореола минерализованных мраморов до 10 м. На глубину по падению в естественном эрозионном врезе прослеживается до 50 м. Она трассирует небольшую складку в доломитовых мраморах, имеющих мощность 35—40 м. Доломиты белые, крупнокристаллические, массивные.

Зона характеризуется почти мономинеральным (рубиновым) составом. Самоцвет наблюдается по поверхностям напластования мраморов в виде одиночных кристаллов, сростков или желваков. Продуктивность этой зоны не изучена. По мнению автора, она может быть самостоятельным месторождением высококачественного коллекционного и ювелирного материала.

Форма залежи представляет собой различные конфигурации слоя. Она или расширяется, или сужается, или выклинивается. Ее положение может быть определено как внутрислоевое в мраморах (рис. 3). Залежь локализуется на определенной их поверхности или сближенных до нескольких десятков сантиметров поверхностях. Ее средняя мощность 15 см с расширением не более 0,5 м. Залежь вскрыта карьером по простиранию на 290 и глубину до 30 м. Поверхности мраморов в контакте со слюдами часто волнообразной формы. Граница между ними всегда резкая, иногда с зеркалами скольжения.

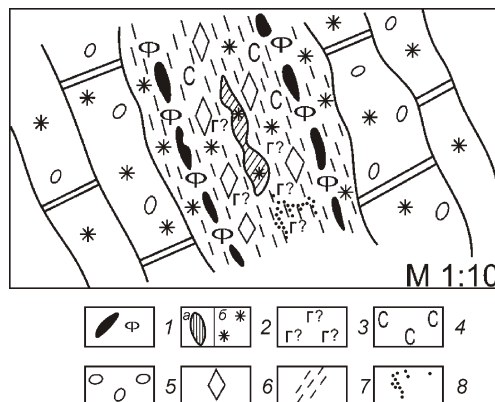


Рис. 3. Фрагмент продуктивной зоны месторождения рубина Надежда:

1 — фукситовые линзы; 2 — лимонитизация: а — прожилковая, б — вкрапленная; 3 — графитизация; 4 — скаполитизация; 5 — перекристаллизованный мрамор; 6 — рубин; 7 — интенсивная трещиноватость; 8 — скопления кристаллического и друзового кварца; см. услов. обозн. к рис. 1

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барнов Н.Г. Генетическая модель месторождения рубина Снежное (Центральный Памир) // Горный информационно-аналитический бюллетень. № 04. — М.: МГГУ, 2010. С. 107—110.
2. Барнов Н.Г. Минеральный состав и структура месторождения рубина Снежное (Центральный Памир) // Сб. науч. тр. аспирантов и соискателей. 2010. Вып. 16. С. 222—225.
3. Бубнова М.А. Древние рудознатцы Памира. — Душанбе: Дониш, 1993.
4. Буданова К.Т. Метаморфические формации Таджикистана. — Душанбе: Дониш, 1991.
5. Геологическая карта Таджикской ССР масштаба 1:50 000. 1974.
6. Дмитриев Э.А. Гранитные пегматиты Восточного Памира и их перспективы на камнесамоцветное сырье // Изв. АН Таджикской ССР. Отд. физ.-мат.-хим. и геол. наук. 1983. № 3(89). С. 48—57.
7. Дмитриев Э.А., Скригитель А.М. Минералогия ювелирных скаполитов Восточного Памира // Докл. АН Таджикской ССР. 1982. Т. 25. № 10. С. 6122—6124.
8. Дюфур М.С., Порицкий Котов Н.В. Метасоматиты Куркортского месторождения ювелирного скаполита: Восточный Памир // Геология и геофизика. 1994. Т. 355. № 2. С. 91—94.
9. Жарков М.А. Закономерности размещения и условия образования эвапоритовых формаций // Высокомагнетизальное минеральное сырье. — М.: Наука, 1991. С. 61—77.
10. Золотарев А.А. Ювелирный скаполит с Восточного Памира и некоторые общие особенности конституции скаполитов // ЗВМО. 1993. Вып. 2. С. 75—79.
11. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. — Душанбе: Дониш, 1976.
12. Сердюченко Д.П. Биогенно-эвапоритовые рудные месторождения и породы докембрия. — М.: Наука, 1985.
13. Bariand P., Poirot. The Larousse encyclopedia of precious gems. — New York, 1992.
14. Kunz G.F. The Curious lore of precious Stones. Philadelphia, by J.B.Lippincott Company. 1913.

О стратиграфии и фауне раннего плейстоцена Приазовья

Н.П.КАЛМЫКОВ (Институт аридных зон ЮНЦ РАН; 344006, г.Ростов-на-Дону, проспект Чехова, д.41)

Обсуждаются критерии создания биостратиграфической схемы, валидность выделения фаунистических комплексов. Рассматривается фауна из местонахождения Семибалки (Приазовье), стратиграфическое распространение отдельных ее видов. Приводится петрохимический анализ горных пород, образующих конгломерат с фоссилиями. Делается вывод о том, что остатки фауны млекопитающих аллохтоны, ее возраст гораздо шире, чем предполагалось ранее.

Ключевые слова: Приазовье, плейстоцен, фауна, млекопитающие, горные породы, петрохимический анализ.

Калмыков Николай Петрович, kalm@ssc-ras.ru

On stratigraphy and fauna of Early Pleistocene in Sea Azov region

N.P.KALMYKOV

Criteria of biostratigraphical schemes creation, validity of faunistic complexes allocation are discussed. The fauna from a Semibalki site (Sea of Azov Region), the stratigraphical position of its certain species is considered. The petrochemical analysis of the rocks, forming a conglomerate with fossils is shown. The conclusion that the fossils of mammal fauna is allochthonous, its age is much older, than it was supposed earlier, is made.

Key words: Sea of Azov Region, Pleistocene, fauna, mammals, rocks, petrochemical analysis.

Как известно, создание стратиграфической схемы направлено на то, чтобы построить относительно безупречную модель, с помощью которой можно было бы изучить некоторую часть событий в геологическом прошлом. Это вполне возможно при условии, а практика это подтверждает, если будет выделено определенное количество устойчивых признаков или свойств событий (объекты, процессы, таксоны) геосистемы на том или ином временном срезе ее эволюции. Схема, созданная на их основе, будет достаточно эффективной, если подобные повторения в геологическом прошлом имели место и были сами схожи, что, в свою очередь, позволяло бы классифицировать их как совокупность отклонений в рамках одной модели. С одной стороны, чем большее число признаков сходства, тем проще создаваемая схема, тем уже диапазон признаков, к которым ее можно применять, тем точнее будет она их описывать. С другой стороны, чем меньше разнообразие событий, к которым можно применить схему, тем меньше исключений, тем сложнее будет модель, тем менее точно будет она описывать богатое разнообразие объектов, предназначенная их охватить. У нее будет меньше права называться схемой и меньше возможности служить «отмычкой» к пониманию событий, происходивших в пространстве-времени конуса прошлого.

Этапы развития фауны млекопитающих. История геологических и палеонтологических исследова-

ний Приазовья показывает, что они были, в основном, направлены на повышение дробности стратиграфической шкалы неогена и четвертичного периода. Ограничения, связанные с недостатками разрезов, изменчивостью геологических тел, неполнотой палеонтологической летописи и др., постоянно сопровождали их. Несмотря на это были определены основные этапы в эволюции фауны млекопитающих четвертичного периода. Каждому из них вроде бы присущи особые таксоны или группы таксонов, наличие или отсутствие которых отделяет тот или иной этап от других. Однако при внимательном анализе многие из них имеют трансгрессивные признаки, сходные или одинаковые у близких таксонов, и не являются валидными, что не позволяет, в свою очередь, использовать их в качестве надежных руководящих форм.

В Азово-Кубанской впадине наиболее ранний этап в эволюции четвертичной териофауны охарактеризован псекупской фауной [10], выделенной на остеологическом материале крупных млекопитающих в основном с бечевника и *in situ* разного возраста. В последнее время ее список пополняется и уточняется [25], несмотря на то, что стратотип утерян. Имеются только отдельные находки на левобережье р.Псекупск, по которым вряд ли можно выделять фаунистический комплекс, собственно говоря, нет и самого комплекса [21]. Более поздняя фауна, таманская, вы-

делена по совокупности фаун из местонахождений Синяя балка, Кучугуры, Цымбалы, Фонталовская, Ахтанизовская, Капустина балка на Таманском полуострове [1, 7], хотя под классическим «таманским комплексом» понимается только фауна из Синей балки [8]. Приуроченность костей крупных млекопитающих к нарушенным отложениям древнего оползня и трудность определения их коренного залегания (*in situ*), несомненно, указывают на то, что этот разрез очень неудачно выбран в качестве стратотипа [12, 17], стратиграфическое положение которого окончательно не ясно [1].

Стратотипы с фауной среднего плейстоцена (начала неоплейстоцена) не описаны, приводятся лишь отдельные геологические разрезы начала среднего плейстоцена, отложения которых содержат разрозненные остатки млекопитающих [16, 17]. Для позднего плейстоцена также нет типичных местонахождений млекопитающих, которые могли бы выступить в качестве опорных; приводится только фауна из позднепалеолитических стоянок открытого типа [18, 23].

Побережье Таганрогского залива, местонахождение Семибалки. В Приазовье отложения нижнего плейстоцена (эоплейстоцена), как правило, представлены почти недислоцированными осадками аллювиальных и лиманно-морских террас. Они выполняют глубокие эрозионные врезы в подстилающих породах, причем в ряде структурных районов днища этих врезов располагаются ниже уровня моря [17]. В настоящее время здесь неизвестны разрезы, фиксирующие постепенный переход плиоцена к нижнему плейстоцену. Их отсутствие, вероятно, свидетельствует о существенном преобразовании рельефа, интенсивности бассейновой и речной эрозии, опускании впадины или значительной трансгрессии (регрессии) морского бассейна (или озера), смене условий осадконакопления на рубеже плиоцена и плейстоцена. Прибрежные отложения формировались в узкой переходной зоне между сушей и морем (озером), где в результате разности их уровней происходила аккумуляция обломочного материала, вместе с ним и остатков фауны, привносимых с суши. На характер осадков, несомненно, оказывали влияние типы берегов водного бассейна, неотектоника, климат, рельеф и ландшафты прилегающей суши. Они способствовали образованию сложных полигенетических осадочных комплексов с четкими следами размывов, своеобразным механическим составом пород, частой сменой типов слоистости и мощности слоев [17].

На южном побережье Таганрогского залива аналогом таманской фауны считается фауна из местонахождения Семибалки [1], где западнее балки Глубокой обнажается сложный комплекс отложений различного генезиса и мощности от нижнего плейстоцена (эоплейстоцена) до голоцена [16]. Палеонтологический материал с побережья Таганрогского залива,

упоминаемый в литературе, происходит с бечевника (пляжа), то есть это подъемный материал, строго не привязанный ни в стратиграфическом, ни геологическом плане, очень редко *in situ*.

Остеологический материал, представленный в данной статье, строго привязан к геологическому телу, залегающего над урезом Таганрогского залива к западу от балки Глубокой (рис. 1), где разрез отложений был описан рядом авторов [11, 16, 17]. Остатки млекопитающих и одиночные четырехлучевые кораллы (?*Caninia*) обнаружены *in situ* небольшой мощности до 25 см. Это аккумулятивное тело, представленное конгломератом, продолжается в восточном и западном направлениях, однако в результате абразии берега большей частью скрыто под обвалами вышележащих отложений. Оно обнажается у основания клифа между зеленовато-сизой глиной с карбонатными конкрециями, остатками *Archidiskodon meridionalis*, *Equus robustus*, *Trogontherium cuvieri*, Cervidae и глинистым тонкозернистым песком [11] или между серой озерной глиной и неслоистым, желтым, глинистым песком [16]. Слой отделен от ниже и вышележащих слоев границей размыва, свидетельствующей о разном времени их аккумуляции и перерывах в осадконакоплении. Литологические особенности этого слоя являются результатом русловой эрозии, приведшей к формированию конгломерата из мелко- и среднезернистого сильно карбонатизированного серого песка с глинистыми окатышами, обломками горных пород разной величины и раковинами моллюсков. Костные остатки, обломки горной породы и другие включения сцементированы облегающим их песком. Его небольшая мощность обусловлена, по-видимому, последующим размывом, что подтверждают особенности литологии вышележащих отложений. Дренаж подземных вод у основания обнажающихся полигенетических отложений свидетельствует о том, что этот слой является еще и водоносным горизонтом. Это подтверждает тростник (*Phragmites australis*), произрастающий на стыке песчаной толщи и глины, служащей водоупорным горизонтом. Разгрузка подземных вод способствует активизации оползневых процессов, наиболее интенсивно проявляющихся западнее разреза, в районе Чумбурской косы.

По степени фоссилизации и окраске кости не отличаются от остатков с пляжа (бечевника), которые привязываются к нижележащей озерной глине [16], но отличаются от перекрывающих «надтаманских» скифских глин. В результате абразии берега этот слой подвергается физическому и водному воздействию, в результате чего костные остатки освобождаются от цементирующей оболочки. Их окраска от бурой и светло-коричневой до темно-коричневой и черной. Под воздействием волн Таганрогского залива они спорадически располагаются на пляже (бечевнике), представленном зеленовато-сизой глиной с кар-

бонатными конкрециями [11] или серой озерной глиной [16]. Позже местами происходит вторичное захоронение, постепенно покрываются продуктами абразии берегов и илом, создавая впечатление, что «залегают» в глине, подстилающей водоносный горизонт.

Обнаруженные *in situ* остатки млекопитающих принадлежат *Marmotinae*, *?Trogotherium* sp., *Ursus* sp., *Archidiskodon* cf. *meridionalis*, *Equus* aff. *syrenbornensis*, *Elasmotherium* cf. *caucasicum*, *Cervus* sp., *Bison* sp. Более точное определение их видовой принадлежности не представляется возможным из-за

единичных находок, степени сохранности и отсутствия ясных диагностических признаков у видов и родов, к которым они принадлежат. В настоящее время их систематика в большинстве случаев представляет собой беспочвенные таксономические экзерсисы, которые игнорируют традиционные рекомендации. Например, использовать только материал *in situ*; учитывать только четкие диагнозы родов и видов; не использовать абсолютные размеры отдельных костей в качестве систематических признаков; принимать во внимание изменчивость: индивидуальную, воз-



Рис. 1. Основные местонахождения ископаемой фауны в Приазовье и фоссилии из Семибалок:

а — одиночный четырехлучевой коралл *?Caninia*; б — зуб *Ursus* sp.; в — зуб *Elasmotherium* cf. *Caucasicum*; фрагменты: г — рогового стержня *Cervus* sp., д — зуба *Archidiskodon* cf. *meridionalis*, е — нижней челюсти *Bison* sp., ж — нижней челюсти *Equus* aff. *syrenbornensis*

растную и географическую [2, 4, 26]. Все определения, сделанные без их учета, заставляют с осторожностью относиться ко всем биостратиграфическим построениям. Из-за неясности таксономической принадлежности их использование становится все более и более проблематичным. Виды с открытой номенклатурой (cf., ex gr., aff.), смысл которых сводится в лучшем случае к указанию на подвид, несомненно, показывают на то, что при стратиграфических построениях должны использоваться только родовые таксоны [6].

Это подтверждает краткий экскурс в изучение фауны в Предкавказье и Приазовье, где выделены хазарский, псекупский и таманский фаунистические комплексы. Один и тот же материал в свое время послужил для определения слона в составе хазарской фауны под названиями *Elephas meridionalis*, *Elephas* cf. *planifrons*, *Protelephas planifrons*, «*Elephas*» *meridionalis*, *Mammuthus meridionalis*, *Archidiskodon meridionalis*, *A. planifrons*, *A. gromovi*, *A. meridionalis gromovi*. При этом следует обратить внимание, что морфологические признаки моляров, в частности голотипа *A. gromovi*, более прогрессивные, чем у голотипа номинативного подвида *A. meridionalis meridionalis* [22]. Эти данные, по-видимому, могут свидетельствовать о переотложении остатков слона Громова в Хазрах. В состав псекупской фауны входил слон, определенный в разные годы как *Elephas* cf. *planifrons*, *E. meridionalis*, *Archidiskodon meridionalis meridionalis*, таманской фауны — *Elephas meridionalis*, *E. trogontherii*, *E. antiquus*, *E. (Archidiskodon) meridionalis*, *E. (Parelephas) trogontherii*, *E. (Hesperoloxodon) antiquus*, *Archidiskodon meridionalis tamanensis*. Почти такая же картина и у ископаемых лошадей, которые в хазарской фауне были представлены лошадей, определенной в разное время как *Equus* sp., *E. cf. bressanus*, *E. stenonis*, *E. ex gr. stenonis*, *E. cf. stenonis*, *E. livenzovensensis*, *E. robustus*, *E. stenonis* cf. *major*, *Allohippus robustus*, *A. major euxinicus*, *E. (Allohippus) stenonis livenzovensensis*, *Allohippus* «*morphe A and B*». В состав псекупской фауны входила лошадь, известная под разными видовыми названиями: *Equus* sp., *E. stenonis*, *E. (Allohippus)* cf. *major*, в таманскую — *Equus sussenbornensis*, *E. aff. sussenbornensis*, *Equus* cf. *robustus*, *E. (Allohippus)* cf. *sussenbornensis*, *Allohippus* cf. *sussenbornensis*. Такая же ситуация и с определением других таксонов крупных млекопитающих, входящих в названные фаунистические комплексы, и не только их. Такое разнообразие таксономии одного и того же объекта показывает бесплодность систематических экзерсисов, не учитывающих общепринятые рекомендации. Их игнорирование является причиной тому, что до сих пор нет консенсуса о принадлежности слонов не только к одному роду, о чем речь шла выше, не говоря о видах, существовавших в плиоцене и плейстоцене не только Приазовья.

Стратиграфическое распространение родов млекопитающих. Стратиграфический диапазон

остатков млекопитающих, найденных *in situ* западнее балки Глубокая, довольно широкий: поздний плиоцен (*Ursus*, *Archidiskodon* с раннего) — конец раннего (начало среднего) плейстоцена. Представители родов *Ursus*, *Archidiskodon*, *Equus*, *Elasmotherium*, *Cervus*, *Bison* встречаются в составе так называемых хазарской, псекупской и таманской фаун. Отсутствие ясных и устойчивых признаков, отличающих один вид от другого, не позволяет использовать видовые таксоны в роли руководящих форм, для установления узкого возрастного диапазона и выделения того или иного фаунистического комплекса, не говоря о подвидах. Самый древний представитель линии мамонтоидных слонов (*Archidiskodon* sp.) известен в составе фауны из Западного Забайкалья [15], возраст которой определен как вторая половина раннего плиоцена (конец руссиния, биоцона MN 15b). Позднеплиоценовые представители рода известны из Румынии (*A. stefanescui*), Центрального Предкавказья (*A. gromovi* или *A. garutti*, или *A. stefanescui*, или *A. meridionalis* cf. *rumanus*) и Приазовья (*A. meridionalis* (или *A. gromovi*): *A. m. gromovi*, *A. m. meridionalis*, *A. m. taribanensis*) [3, 17, 20, 22]. В раннем плейстоцене (эоплейстоцене) слоны из этого рода (*A. m. meridionalis* и *A. m. tamanensis*) продолжали населять Приазовье и Предкавказье. Отсутствие ясных критериев при описании новых видов, тем более подвидов вымерших животных, прямых данных о «времени смены хроноподвидов мамонтоидных слонов», в т.ч. «*meridionalis* на *tamanensis*» [25, с. 144], делает выделение этих подвидов искусственным. Стратиграфический диапазон рода *Archidiskodon*: ранний плиоцен (MN 15b) — ранний плейстоцен (эоплейстоцен: гелазий, калабрий). Имеется точка зрения [22], что в позднем плиоцене, не исключено и позже, обитали представители еще двух родов — *Elephas (Palaeoloxodon)* и *Loxodonta*, остатки которых, возможно, отнесены к архидискодонтным слонам [20].

При рассмотрении ранних представителей мамонтоидных слонов линии *Archidiskodon-Mammuthus* в Приазовье и Предкавказье прослеживается «искусственное» замещение одного подвида другим, которое больше отвечает необоснованным устремлениям отдельных исследователей [13], чем истинному течению событий. В эволюции фауны биохронологических подразделений, как «хазарский», «псекупский» и «таманский» комплексы, несмотря то, что их границы не определены [25], предпринимаются попытки обосновать последовательность замещения подвидов слонов: *Archidiskodon meridionalis* cf. *rumanus* — *A. m. taribanensis* (*A. m. gromovi*) — *A. m. meridionalis* — *A. m. tamanensis*. Без установления границ нет смысла говорить о временных рамках, в пределах которых происходила смена «искусственных» подвидов, выделение которых на фоне отсутствия консенсуса о принадлежности слонов не только к одному роду, но и виду является, как уже говорилось, нео-

боснованным ввиду игнорирования критериев описания и выделения валидных таксонов [2, 4, 6, 26].

Краткий таксономический список из местонахождения Семибалки обусловлен, в основном, недостаточной изученностью, отсутствием стратиграфической привязки и описаний палеонтологического материала, найденного на бечевнике ранее. К этому типу находок, вероятно, относятся остатки млекопитающих таманского типа (*Archidiskodon meridionalis tamanensis*, *Equus robustus*, *Trogontherium cuvieri*) из голубовато-серых глин и глинистых слоистых алевроитов, обнажающихся у самого основания береговых обрывов [11, 17]. Они встречаются на их поверхности и очевидно вымыты из конгломерата в результате абразии берега, о котором уже упоминалось.

Несмотря на многочисленные работы по геологии и биостратиграфии Приазовья и Предкавказья [1, 7, 8, 10, 11, 17], до сих пор не складывается единого мнения о видовом составе и стратиграфическом положении той или иной фауны, а фауна из Семибалок не является исключением. Пока не удастся выявить полный таксономический состав этой фауны, но с каждым годом расширяется палеонтологический материал *in situ*. Упоминание только таксонов отдельных групп млекопитающих (Rodentia, Carnivora, Proboscidea, Perissodactyla, Artiodactyla) не приводит к пониманию того, что на самом деле представляет эта фауна, не определено ее подлинное место в эволюции фаун млекопитающих Азово-Кубанской впадины. Судя по стратиграфическому распространению родов, входящих в состав фауны, ее возраст может быть определен в довольно широком диапазоне: поздний плиоцен—ранний плейстоцен (эоплейстоцен). Только дальнейшие находки и установление валидных таксонов нижнего уровня с указанием ясных диагнозов сможет внести определенную ясность о возрасте не только фауны из Семибалок.

Петрохимический состав горных пород. Как уже упоминалось, что конгломерат с фоссилиями насыщен обломками горных пород различной степени окатанности и размерности. Здесь же обнаружены одиночные четырехлучевые кораллы, характерные для каменноугольного периода. Их присутствие говорит о том, что денудации были подвержены или непосредственно палеозойские, или переотложенные отложения с *Tetracorallia* (*Rugosa*). Наличие крупных обломков горных пород больше указывает на силу потока, перенесшего на значительное расстояние не только их, но и отдельные части скелета наземных позвоночных (целые и их фрагменты) от некроценоза до тафоценоза. Таким образом, они не могут быть автохтонными, так как образование танатоценоза и накопление осадков в основании геологического разреза западнее села Семибалки происходило в разное время [14].

Обломки горных пород представлены как вулканическими, магматическими, метаморфическими, так и

осадочными породами. Они состоят из: пропилита, дацита, риодацита, кремнистого и карбонатизированного туфоалевролита, туффита, витрокристаллокластического туфа, амфиболита, халцедона, вулканитов кислого состава, кварц-плагиоклаз-мусковитового сланца, полимиктового мелко-среднезернистого и крупнозернистого песчаника (рисунки 2, 3). Их разнообразие свидетельствует о том, что в процесс осадконакопления были вовлечены породы различного генезиса и механического состава, а петрохимический состав горных пород показывает их разнородность [14, 19]. На южном побережье Таганрогского залива вулканические, метаморфические и осадочные породы палеозоя и мезозоя не выходят на поверхность и скрыты мощным осадочным чехлом кайнозойских отложений. В задачу автора данной публикации не входило выяснение происхождения горных пород и их источника в пределах современной депрессии Азовского моря, наложенной на структуры докембрийской Восточно-Европейской платформы (кратона) и эпигерцинской Скифской плиты [24]. Фундамент платформы, в свою очередь, сложен кристаллическими сланцами, гнейсами, мигматитами и интрузивными породами архея—нижнего протерозоя Приазовского выступа южного склона Украинского щита, Ростовского свода и Северо-Азовского прогиба, являвшимся, возможно, общим базисом эрозии.

Ориктоценоз западнее балки Глубокая является аллохтонным, а фауна из Семибалок не может представлять собой аналог таманской фауны в Приазовье, которая, в свою очередь, не может служить стратотипом таманского комплекса [1, 12, 17]. Этот вывод основан на том, что при выделении самостоятельных фаунистических комплексов не были выполнены основные условия [5]. К ним относятся полная доказанность «самостоятельности фаунистических комплексов, то есть доказанности одновременного и совместного существования определенной группы различных видов животных»; установление «относительной последовательности во времени выделенных фаунистических комплексов на одной определенной территории»; установление «геологического возраста каждого комплекса» [9, с. 200]. Рассмотренный материал еще недостаточен для достоверного определения видовой принадлежности, но, без всякого сомнения, представляет интерес, как материал *in situ*. Он может быть использован по мере накопления и систематизации аналогичных данных по другим местонахождениям для палеонтологического обоснования стратиграфии отложений полигенетических осадочных комплексов Приазовья.

В начале статьи отмечалось, что одним из условий создания биохронологической шкалы является выделение определенного числа устойчивых таксонов (событий) на том или ином отрезке эволюции фауны, позволявших классифицировать их как сумму отклонений в

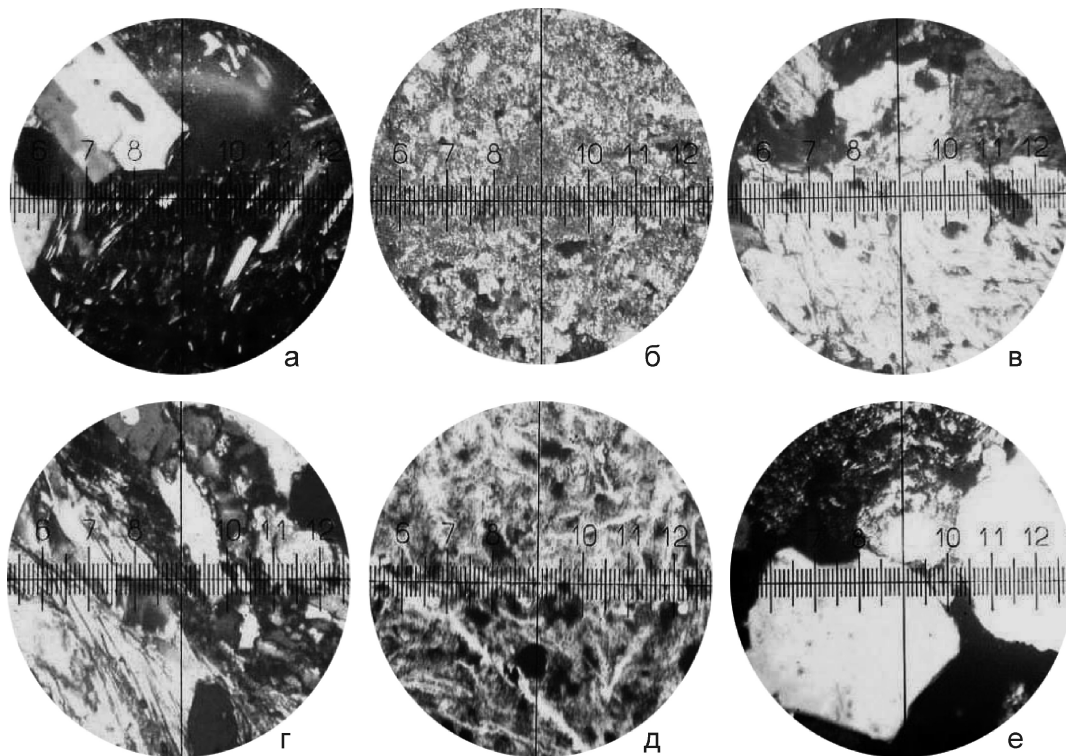


Рис. 2. Шлифы некоторых горных пород из отложений местонахождения Семибалки (Приазовье), включающих фоссилии:

а — дацит, б — туфоалевролит, в — амфиболит, г — полимиктовый среднезернистый песчаник, д — пропилит, е — полимиктовый крупнозернистый песчаник

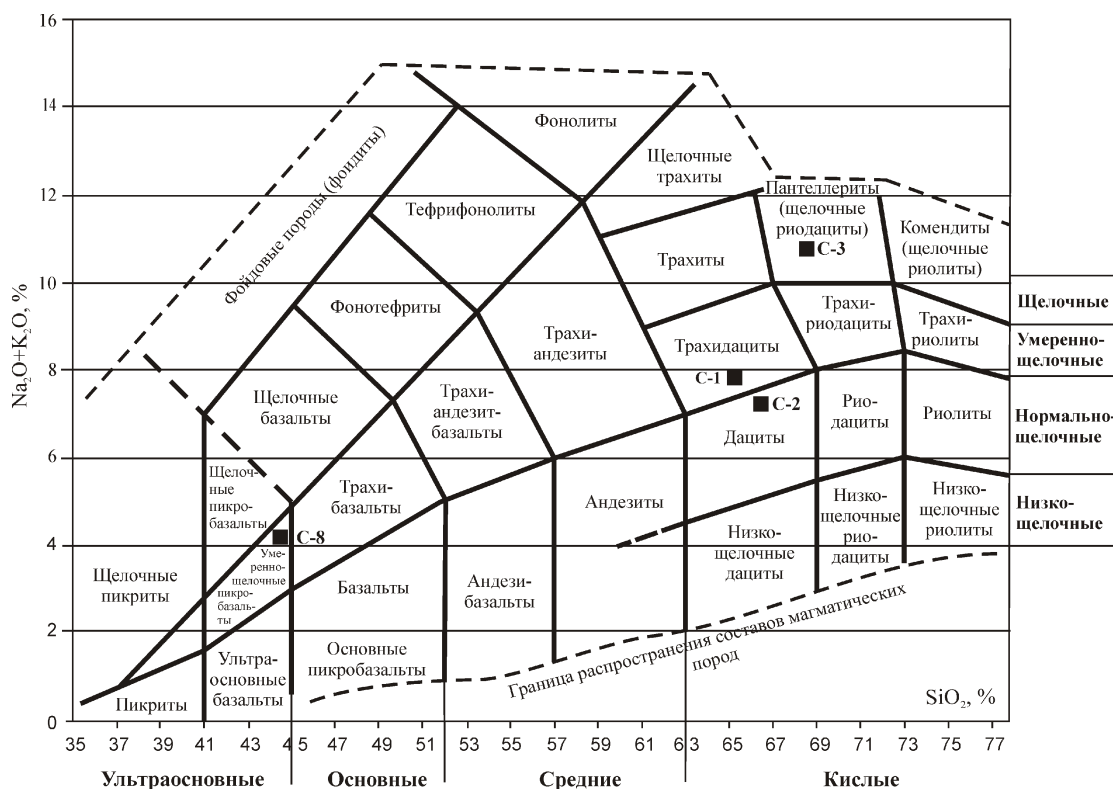


Рис. 3. Горные породы из местонахождения Семибалки (Приазовье) в классификационной диаграмме для вулканических, магматических, метаморфических образований [14]:

C-1 — трахидациит, C-2 — дацит, C-3 — риодацит, C-8 — амфиболит

рамках одной модели. Исследование показало, что остатки ископаемых млекопитающих из Семибалок, как и млекопитающих из других местонахождений (полагая, что весь материал *in situ*), уверенно можно отнести к родам *Archidiskodon*, *Equus*, *Elasmotherium*, представляющие стабильные таксоны одного уровня. В этой связи говорить о повышении детальности или дробности биостратиграфической схемы Приазовья и Предкавказья и узком возрастном интервале семибалковской фауны пока преждевременно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы. — М.: Наука, 1977.
2. Ангерманн Р. Гомологическая изменчивость коренных зубов у полевок (*Microtinae*) // Проблемы эволюции. — Новосибирск: Наука, 1973. Т. III. С. 104—118.
3. Байгушева В.С., Вангенгейм Э.А., Тесаков А.С. и др. Замечания к статье Е.Н.Машенко «Эволюция мамонтоидных слонов на Северном Кавказе (Россия) в плиоцене и плейстоцене» // Тр. ЗИН РАН. 2011. Т. 315. № 4. С. 483—493.
4. Вангенгейм Э.А., Тесаков А.С. Принципы построения биохронологических шкал по млекопитающим плиоцена и плейстоцена. Состояние проблемы // Бюлл. комис. по изуч. четвертич. периода РАН. 2008. № 68. С. 59—69.
5. Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А. Биометрическое датирование слонов линии *Archidiskodon-Mammuthus* // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 83—89.
6. Вангенгейм Э.А., Трофимов Б.А., Шер А.В. Состояние и перспективы изучения континентальных биоценозов позднего кайнозоя // Основные проблемы палеонтологических исследований в СССР. — М.: Наука, 1983. С. 97—111.
7. Верещагин Н.К. Млекопитающие Кавказа: История формирования фауны. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1959.
8. Громова Вера. Краткий обзор четвертичных млекопитающих Европы (опыт сопоставления). — М.: Наука, 1965.
9. Громов В.И. Краткий систематический и стратиграфический обзор четвертичных млекопитающих СССР // Акад. В.А.Обручеву к 50-летию науч. и педагог. деятельности. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. II. С. 163—223.
10. Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Вып. 64. // Тр. Ин-та геол. наук. 1948.
11. Дуброво И.А., Алексеев М.Н. К стратиграфии четвертичных отложений Приазовья // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1964. № 29. С. 29—43.
12. Калмыков Н.П. Об основных этапах развития четвертичной фауны в Предкавказье // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 252—254.
13. Калмыков Н.П. Проблемы реконструкции экологической картины Приазовья в контексте палеонтологических исследований неогена и квартера // Гео- и биоэкологические проблемы Северного Причерноморья / Мат-лы IV междунар. науч.-практ. конф. — Тирасполь: Приднестровский гос. ун-т, 2012. С. 124—126.
14. Калмыков Н.П., Климук В.С. О стратиграфии и фауне Азово-Кубанской впадины (на примере местонахождения Семибалки) // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа / Мат-лы I Всеросс. науч.-практ. конф. — Грозный: АН Чеченской Республики, 2011. С. 139—146.
15. Калмыков Н.П., Мащенко Е.Н. Древнейший представитель *Elephantidae* (*Mammalia*, *Proboscidea*) в Евразии // ДАН. 2006. Т. 406. № 5. С. 712—714.
16. Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья. — М.: Наука, 1972.
17. Лебедева Н.А. Корреляция антропогенных толщ Понто-Каспия. — М.: Наука, 1978.
18. Леонова Н.Б., Несмеянов С.А., Виноградова Е.А. и др. Палеоэкология равнинного палеолита (на примере комплекса верхнепалеолитических стоянок Каменная балка в Северном Приазовье). — М.: Научный мир, 2006.
19. Матишов Г.Г., Калмыков Н.П., Климук В.С. Новые данные о фауне и стратиграфии местонахождения Семибалки (Приазовье) // ДАН. 2012. Т. 442. № 5. С. 664—667.
20. Мащенко Е.Н. Эволюция мамонтоидных слонов на Северном Кавказе (Россия) в плиоцене и плейстоцене // Тр. ЗИН РАН. 2010. Т. 314. № 2. С. 197—210.
21. Никифорова К.В. Что такое псекупский фаунистический комплекс // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода РАН. 1994. № 61. С. 59—60.
22. Обадз Т.Ф. Биостратиграфическое значение тарибанского слона *Archidiskodon meridionalis taribanensis* Gabunia et Vekua, 1963 // Палеонтология и стратиграфические границы / Мат-лы LVIII сессии Палеонтол. об-ва при РАН. — С-Пб, 2012. С. 103—104.
23. Праслов Н.Д. Ранний палеолит Северо-Восточного Приазовья и Нижнего Дона. — Л.: Наука, 1968.
24. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы (Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1:2 500 000) / Под ред. В.Е.Хайна, В.И.Попкова. — Краснодар: Кубан. гос. ун-т, 2009.
25. Титов В.В., Тесаков А.С., Байгушева В.С. К вопросу об объеме псекупского и таманского фаунистических комплексов (ранний плейстоцен, юг Восточной Европы) // Палеонтология и стратиграфические границы / Мат-лы LVIII сессии Палеонтол. об-ва при РАН. — С-Пб, 2012. С. 142—144.
26. Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Америки. — М.: Наука, 1971.

Дизъюнктивная тектоника и современная сейсмичность территории Восточного Кавказа

Р.А.МАГОМЕДОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт науки геологии Дагестанского научного центра РАН; 367010, Республика Дагестан, г.Махачкала, ул.Ярагского, д.75)

Проведен анализ дизъюнктивной тектоники и современной сейсмичности территории Восточного Кавказа. Уточнено пространственное расположение разломов в области Дагестанского выступа и составлена схема дизъюнктивной тектоники масштаба 1:200 000. На основе составленной схемы выполнено прогнозирование зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ). Дается прогноз сейсмической активности на ближайшее будущее.

Ключевые слова: геотектоника, современная сейсмичность, разлом, эпицентр землетрясений, магнитуда, зона ВОЗ.

Магомедов Рабадан Абдулкагирович, ra-mag@yandex.ru

Disjunctive tectonics and modern seismicity the territory of the Eastern Caucasus

R.A.MAGOMEDOV

The analysis of the disjunctive tectonics and modern seismicity of the Eastern Caucasus. Refined spatial location of faults in the area and is made up of Dagestan projection scheme disjunctive tectonics in a scale of 1:200 000. Based schemes that made forecasting zones WHO. The forecast of seismic activity in the near future.

Key words: geotectonics, contemporary seismicity, fault, the epicenter of earthquakes, magnitude, region of WHO.

Глубинные разломы, бесспорно, играют одну из ведущих ролей в сейсмическом режиме региона. Поэтому изучение их генезиса, механизмов развития с учетом конкретных индивидуальных геотектонических особенностей региона представляет особый интерес.

Изучение современных геодинамических и геотектонических процессов важно для предсказаний потенциальных мест и возможных магнитуд сильных землетрясений. Предсказание времени свершения землетрясения пока является сложнейшей задачей для исследователей. Почему не удаются такие прогнозы? Главная причина — хаотический характер динамики сейсмоактивных разломов. В системе разломов действуют много механизмов, создающих сильную неустойчивость. Это и миграция флюидов, циркулирующих в земной коре, способная снизить прочность разлома на порядок. Неустойчивость создают и химическое разупрочнение пород, и фазовые переходы с изменением объема. Экспериментально установлено [36], что минералы, содержащие воду при одноосном сжатии под действием нагрузки свыше 10^4 кгс/см², разлагаются с выделением воды со взрывом. Такие явления сопровождаются увеличением объема конечных продуктов, а реализация процесса со взрывом связана с деформациями вещества. Все эти и другие, еще не познанные механизмы, действуя вместе, превращают литосферу в хаотичную нелинейную, постоянно меняющуюся систему. В такой

системе, как известно, прошлое не определяет будущее. Обращаясь в область философии, приходим к выводу о том, что *очаг землетрясения — одна из бесчисленных форм существования вечно меняющейся геологической среды*. Отсюда и трудности с прогнозом времени свершения землетрясения.

Исследование глубинных разломов, изучение их генезиса, пространственной локализации, механизмов развития и влияния на геотектонические и сейсмические условия приближают нас к пониманию геологических процессов, происходящих в земной коре и мантии.

Пространственная локализация разломов. Как размещаются глубинные разломы, хаотично или с какой-то закономерностью? Вопрос этот чрезвычайно труден. В каждом регионе обычно устанавливается несколько систем разломов, и выделить в их сложном переплетении единые системы, связанные общностью происхождения, нелегко. В пределах таких систем следует разделить разломы на основные и сопряженные, что автор и попытался сделать. Это необходимо, чтобы определить характер напряжений, обусловивших перемещение масс земной коры. С размещением глубинных дислокаций связаны особенности сейсмичности регионов, их геотектонический и флюидодинамический режимы, особенности пространственного положения и миграции очагов сильнейших землетрясений и др.

Новый этап усиления сейсмической активности Восточного Кавказа требует более пристального внимания к выявлению зон возможных очагов сильных землетрясений, контролю за режимом сейсмической активности. Автор попытался последовательно проанализировать имеющиеся опубликованные, фондовые материалы и полевые наблюдения с целью представления современной картины геодинамической ситуации, дисъюнктивной тектоники и современной сейсмичности исследуемой территории. В качестве основного материала использованы данные о сейсмичности, результаты магнитометрических исследований, гравитационная карта, карта тепловых потоков Дагестана, материалы дешифрирования космоснимков, результаты геодезических измерений, фрагменты изданных геологических карт, разрезы, а также результаты анализа материала собственных исследований. Для анализа использовались данные более чем 700 землетрясений магнитудой $M \geq 3,8$, происшедших на территории площадью около 73,5 тыс. км² за период 1960—2012 гг. В качестве минимальной выбрана магнитуда 3,8, так как при относительно более низких значениях представительность ощутимых сейсмических событий резко падает.

Геофизическими исследованиями и глубоким разведочным бурением на территории Восточного Кавказа обнаружены многочисленные локальные структуры прерывистого типа, отражающие строение доюрского складчатого основания. По геолого-геофизическим данным здесь выделяется несколько меридиональных и субмеридиональных разломов глубокого заложения, которые пересекаясь с разломами субширотного простирания, дробят фундамент на серию блоков. Однако эти сведения еще не дают общей картины блокового строения Восточного Кавказа, поскольку положение скрытых внутренних глубинных разломов, дробящих его на отдельные блоки, выражено в рельефе поверхности Мохоровичича слабо, или они не проявляются вообще. Поэтому основным исходным материалом, послужившим для выявления и прослеживания нарушений и шовных зон в фундаменте, определяющих мозаику блокового строения Восточного Кавказа, являлись гравиметрические данные аномального поля в комплексе с результатами дешифрирования космоснимков различного уровня генерализации. А признаками, определяющими эти тектонические структуры, являлись граничные линейные структуры аномального поля, выражающиеся гравитационными ступенями, пережимами и изломами изолиний, цепочками ориентированных локальных аномалий и смещениями в рисунке аномалий гравитационного поля. Однако лишь только некоторые из них находят свое отражение в гравитационном поле.

Интенсивность воздымания Восточного Кавказа в антропогене по сравнению с поздним плиоценом возросла: амплитуда его в осевой части достигает 0,8—1 км за 0,5 млн. лет (в позднем плиоцене 1,5 км за

2 млн. лет) уменьшаясь к краевым зонам. Максимальная амплитуда новейших поднятий в Центральной части Большого Кавказа достигает 4—5 км. От фазы к фазе новейшей стадии темп поднятий возрастает. Максимальные амплитуды новейших опусканий в краевых прогибах достигают 3—4 км (в Терском). Восточный Кавказ отличается резко дифференцированным характером новейших движений. Большая дифференцированность движений и повышенная сейсмичность Восточного Кавказа по сравнению с Западным, согласуется с его более высокой подвижностью в течение всего альпийского цикла. Под влиянием медленного пульсационного давления выступа Аравийской плиты происходит миграция сейсмической активности с юго-запада на северо-восток. На разных участках скорость такой миграции оценивается разными авторами от 5 до 30 км/год [15].

В современную эпоху территория Восточного Кавказа, в частности, область Дагестанского выступа, характеризуется повышенной сейсмической активностью. В течение последних 30—40 лет инструментальным путем здесь зарегистрировано много сильных землетрясений, в т.ч.: Дагестанское — 14.05.1970 г., 8—9 баллов; Салатауское — 23.12.1974 г., 7 баллов; Буйнакское — 9.01.1975 г. силой в эпицентре равной 8 баллам; Кумторкалинские — 31.01. силой в 7 баллов, 21.02. и 14.04.1999 г. и др. Подавляющее большинство очагов землетрясений расположено на глубинах 15—20 км, в доюрском основании или «гранитном» слое. Некоторые очаги землетрясений находятся на более мелких глубинах в мезозойско-кайнозойском комплексе.

С помощью методов МОВ, КМПВ и др., проведенных Кабардино-Балкарской геофизической экспедицией СКГУ (П.П. Коростелев и др.) было установлено, что все крупные структурные единицы, известные в пределах северо-восточного склона Большого Кавказа, находят свое прямое отображение в фундаменте. Проведенными работами были не только подтверждены границы тектонических зон, выделенных ранее, но и впервые выявлены новые крупные тектонические структуры продольного (субкавказского) и поперечного (антикавказского) простираний. Анализ материала показывает, что блоки докембрийского фундамента отделены друг от друга рифтогенноподобными мобильными шовными зонами и проявляются в верхних структурных этажах зонами повышенных деформаций. В рельефе поверхности Мохоровичича отчетливо выделяется *Пшекиш-Тырныауская шовная зона*. Она пересекается поперечными зонами разломов: Аварско-Сулакской переходящей в Ново-Чиркей-Экибулакскую, Шура-Озенской, Искендерон-Махачкалинской, Губденской, Ахатлы-Кумторкалинской, Какаюртовской, Пираузской и *Аграхано-Тбилиско-Левантийской левосдвиговой зоной* I порядка, которая является новейшим структурным элементом Кавказа и западной границей Да-

гестанского выступа, связанной с левосдвиговыми деформациями вдоль долины р.Акташ.

Кроме левого сдвига I порядка выделены Махачкалинский левый сдвиг и правые сдвиги II порядка: Андийский, Андийско-Сулакский, Губденский и Гамриозеньский. Правые сдвиги образовались при продвижении участка земной коры к северо-востоку, но их смещение отставало от основных сдвигов — Аграхан-Тбилисско-Левантийского и Махачкалинского. Названные сдвиги разделяют Дагестанский выступ на тектонические блоки.

Пшекиш-Тырныаузский разлом — один из наиболее хорошо изученных разломов Северного склона Большого Кавказа. Он прослеживается на 300 км и представляет собой зону узких пластин с преимущественным падением под складчатое сооружение. Ограничивающие их разрывы сближаются на глубине в единой вертикальный разлом. В пределах Дагестана Пшекиш-Тырныаузский разлом рассекает фронтальную часть Дагестанского выступа. В районе Экибулака в нем преобладают раздвиговые движения с образованием миндалевидной структуры, с которой связан очаг Дагестанского землетрясения 1970 г. (М 6,6; Н 13 км; J_0 9 баллов). Глубинные разломы (Терский, Салатауский, Черногорский, Андийский, Ахвай-Хадумский) выделяются по геофизическим и геологическим данным как крупные нарушения фундамента с пликативно-дизъюнктивными осложнениями, фациальной изменчивостью осадков в чехле.

Терский глубинный разлом (Срединный) северо-западной ориентировки в чехле представлен пликативно-дизъюнктивной зоной с Гудермесской антиклиналью на западе и флексурой на востоке (Нараттубинская ступень). В гравитационном поле он выражен линейно-вытянутой структурой и ступенью в 20—30 мГл, относимых к фундаменту. Разлом сейсмичен, трассируется многоярусными нефтегазовыми месторождениями, термальными и минеральными источниками, зачаточным грязевым вулканизмом [5] и разделяет осевую и прибортовую части Терско-Каспийского прогиба. Срединный (Терский) разлом был выделен в 1959 г. Г.Д.Ажгиреем. Более поздними исследованиями М.Н.Смирновой и др. по комплексу геолого-геофизических исследований было доказано его наличие в Терско-Каспийском прогибе. В восточном направлении разлом проходит от Хасавюрта севернее Кизилюрта к устью реки Прорва и далее следует параллельно линии берега Каспийского моря. В районе Кизилюрта—Махачкалы разлом испытывает активное развитие.

Салатауский глубинный разлом северо-западной ориентировки предполагается под одноименной антиклиналью мезозойско-кайнозойского развития.

Андийский глубинный разлом [19] северо-восточной ориентировки ограничивает с запада Сулакский тектонический выступ, который отделен от Каратинского и Капчугайского Аграхан-Тбилисско-Левантий-

ским левым сдвигом. К западу от разлома в мезозое происходили более интенсивные блоковые погружения и накопление осадков большой мощности. В гравитационном поле он разобщает положительные аномалии Сулакского выступа и Варандийской антиклинали. Над разломом в чехле меняется простирание складок, увеличивается количество поперечных разрывов, концентрируются очаги землетрясений (Анди, Мехельта, Беной). Последние тяготеют к сочленению Андийского и Салатауского разломов [27].

В 1968—1969 гг. при интерпретации гравитационного поля Чечено-Ингушетии М.Н.Смирновой и др. был прослежен глубинный разлом, который был назван Черногорским. На Аксайском поперечном разломе Черногорский разлом испытывает изменение ориентировки, пересекает Дагестанский выступ южнее г.Буйнакс и уходит в Южный Дагестан.

Сейсмической съемкой на площади Махачкала-Избербаш по горизонту верхнего мела-палеогена выделено шесть блоков, отделяющихся друг от друга разрывными нарушениями. Сложное блоковое строение отмечено и в районе сочленения Нараттубинской моноклинали с Гудермесской складкой. По данным сейсмических исследований, севернее Шамхалбулака выделены зоны нарушений, трассирующиеся вдоль Нараттубинской моноклинали и разделяющие комплекс пород мела-палеогена на ряд протяженных тектонических блоков, ступенчато погружающихся на север в сторону Терско-Сулакского прогиба. Амплитуда нарушений составляет 100—1000 м. Бурением в 1971—1975 гг. в меловых отложениях подтверждено наличие регионального разлома, выделены Нараттубинская моноклинали, Хадумский купол, Мирзабулакская складка, Миатлинские синклиналь и брахиантиклиналь. Брахиантиклиналь — асимметричная структура с осью почти широтного простирания. Вдоль северного крыла этой складки по региональному разрыву меловые отложения взброшенного блока контактируют с глинистыми образованиями майкопа.

Хорошо изучена Шамхалбулакская антиклиналь, подтвержденная геофизическими методами разведки и глубоким бурением (Дагнефть: Л.А.Ройтман, Л.С.Багов и др., 1971, 1972). По меловым горизонтам эта складка представляет собой длинную, вытянутую в широтном направлении килевидную структуру размером 17 3,5 км и высотой 650 м. Бурением также установлен региональный разлом амплитудой до 1000 м, отделяющий Миатлинскую брахиантиклиналь от Шамхалбулакской антиклинали (1974, 1975). По данным сейсмических и гравиметрических исследований, в свою очередь, подтвержденных на многих площадях поисковым бурением, вдоль внешнего обрамления Дагестанского выступа под моноκлиально залегающими миоценовыми слоями Нараттубинской зоны меловые отложения дислоцированы в узкие линейно-вытянутые антиκлиналильные по форме блоки, ступенчато погружающиеся к осевой части

Терско-Каспийского прогиба. Для Терско-Каспийского прогиба современные вертикальные движения имеют отрицательный знак (погружение), что характерно для областей новейшей активизации. В головной части Нараттюбинской зоны северный склон Сулакского выступа изучен бурением [3]. Под крутозалегающей толщей миоценовых слоев верхнемеловые отложения нарушены погребенными разрывами и образуют систему ступенчато погружающихся на север блоков. Разрывные нарушения фиксируются перемещением пород и крутыми залеганиями слоев до 80—90°. В изученных пересечениях блоки имеют форму антиклиналей, опрокинутых на север в результате резкого воздымания Сулакского выступа.

Таким образом, глубинная структура Дагестанского выступа имеет блоковый характер. Участки с различным уровнем зеркала складчатости и узкие протяженные ступени с крутым залеганием мезозойских и кайнозойских слоев достаточно определенно намечают границы блоков. Предположительно, с глубиной крутые ступени альпийского комплекса должны переходить в разломы доюрского фундамента.

Сравнение высотного положения террас в продольном профиле долины р.Сулак указывает на интенсивное новейшее поднятие Салатауской моноклинали и Хадумского купола [9]. Под куполом Хадум предполагается криптолакколит, подтвержденный работами МОВ. Дешифрирование космоснимка подтверждает предположение о наличии активной глубинной структуры (Сулакского штока), в куполе которого и в настоящее время активно врезаются долины Аварское и Андийское Койсу и р.Сулак, отделяя друг от друга Гимринский и Салатауский хребты

18°. Сулакский шток приурочен к высокоомобильной зоне тектоносферы и представляет собой орогидрографическую аномальность данной территории, является одним из косвенных индикаторов активных глубинных деформаций земной коры. Воздымание блока вдоль протяженных тектонических швов на орогенном этапе альпийского цикла развития Восточного Кавказа обусловило его овальную форму. Различная степень энергии воздымания Сулакского штока и Хадумского купола и компенсационный характер колебательных (вековых) движений является причиной того, что амплитуда гипсометрических уровней разновозрастных, литологически однородных геологических образований данных структур достигает от первых сотен метров до 1,5 км.

Составленная автором схема дизъюнктивной тектоники (рис. 1), позволила установить блоковое строение северо-восточного сегмента Восточного Кавказа и выявить ограничения блоков по разрывным нарушениям сбросового и сдвигового типов. В основу схемы положен фрагмент изданной геологической карты горной части Дагестанской АССР масштаба 1:200 000, составленной В.Д.Голубятниковым. Автор нанес обобщенные геологические границы, зоны глубинных разломов

и разрывные нарушения осадочного чехла, оси антиклиналей и синклиналей. На схеме четко обозначились разрывы и тектонические блоки северо-восточного (антикавказского) направления. Выявленные разрывные нарушения имеют закономерную ориентировку. Менее четко прослеживаются две взаимно перпендикулярные системы, ориентированные близко к широкому и долготному направлениям.

Современное развитие глубинных разломов и сейсмичности. В связи с тем, что в пределах центральной части Кавказского региона произошли за последние 30—40 лет сильные землетрясения: Дагестанские (1970, 1975), Спитакское (1988), Рачинское (1991), Кумторкалинские (31.01, 21.02, 14.04.1999 г. и др.), можно утверждать, что началась *сейсмическая активизация* поперечных поднятий Кавказского региона, в т.ч. и области Дагестанского выступа. Угрожающими выглядят узлы пересечения Пшекиш-Тырныаузской зоны разломов с меридиональными и диагональными структурами, выявленными при дешифрировании космических снимков. К потенциально высокосейсмичному относится и Аксайский разлом, который проходит по западной окраине Дагестанского выступа. С зоной пересечения Аксайского и Пшекиш-Тырныаузского разломов Р.А.Левкович связывает очаг разрушительного землетрясения 1830 г., интенсивность которого достигала 9 баллов. Эта зона возникновения очагов землетрясений связана с раздвигом, формируемым пересекающимися глубинными разломами.

Показатель современного развития глубинных разломов — значительная сейсмическая активность региона. Повышенная сейсмичность Восточного Кавказа согласуется с его более высокой подвижностью в течение всего альпийского цикла. Высокосейсмичный район к западу от г.Махачкала приурочен к вершине поперечного поднятия Дагестанского выступа и одновременно к вероятному продолжению Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны. Последние сильные землетрясения с эпицентрами в районе Кумторкала, Капчугай, Алмало, которые произошли здесь 14 мая 1970 г. и 31 января 1999 г. по внешним проявлениям оценены как 8- и 7-балльные соответственно. К пересечениям Черногорского разлома поперечными разломами относятся очаги известных сильных землетрясений, в частности, Буйнакское землетрясение 1975 г. (М 5,6; Н 6,5 км; J_0 8 баллов). Вместе с тем, очаг Буйнакского землетрясения связан и с Капчугайским грабеном (см. рис 1).

Об активизации современных геодинамических процессов, выраженной в усилении горизонтального тектонического напряжения земной коры, свидетельствуют результаты высокоточных линейно-угловых геодезических измерений, проводившихся в 1991 г. [8].

Установлено относительное смещение в плане на северо-восток восточной части Дагестанского высту-

па, а величина средних скоростей горизонтальных перемещений геодезических пунктов за 24-летний период (1967—1991) достигает 2 см/год. Дагестанский выступ, особенно его северо-восточная часть, характеризуется также высокими скоростями современного подъема земной поверхности. В то же время Приморская равнина, являющаяся собственно побережьем Каспийского моря, испытывает на большей площади погружение. Современные скорости вертикальных опусканий здесь изменяются в пределах

2—5 мм/год [6, 7]. Следует отметить, что указанные значения скоростей несколько занижены, так как они усредняются за весьма длительный период, а это приводит к недоучету знакопеременной направленности движений. За 1979—1987 гг. средние скорости современных вертикальных движений земной поверхности по Терско-Сунженской антиклинальной зоне составили 4—8 мм/год, в то время как по данным инструментальных наблюдений только за шесть месяцев 1979 г. 30—60 мм/год [25]. Такой знакопере-

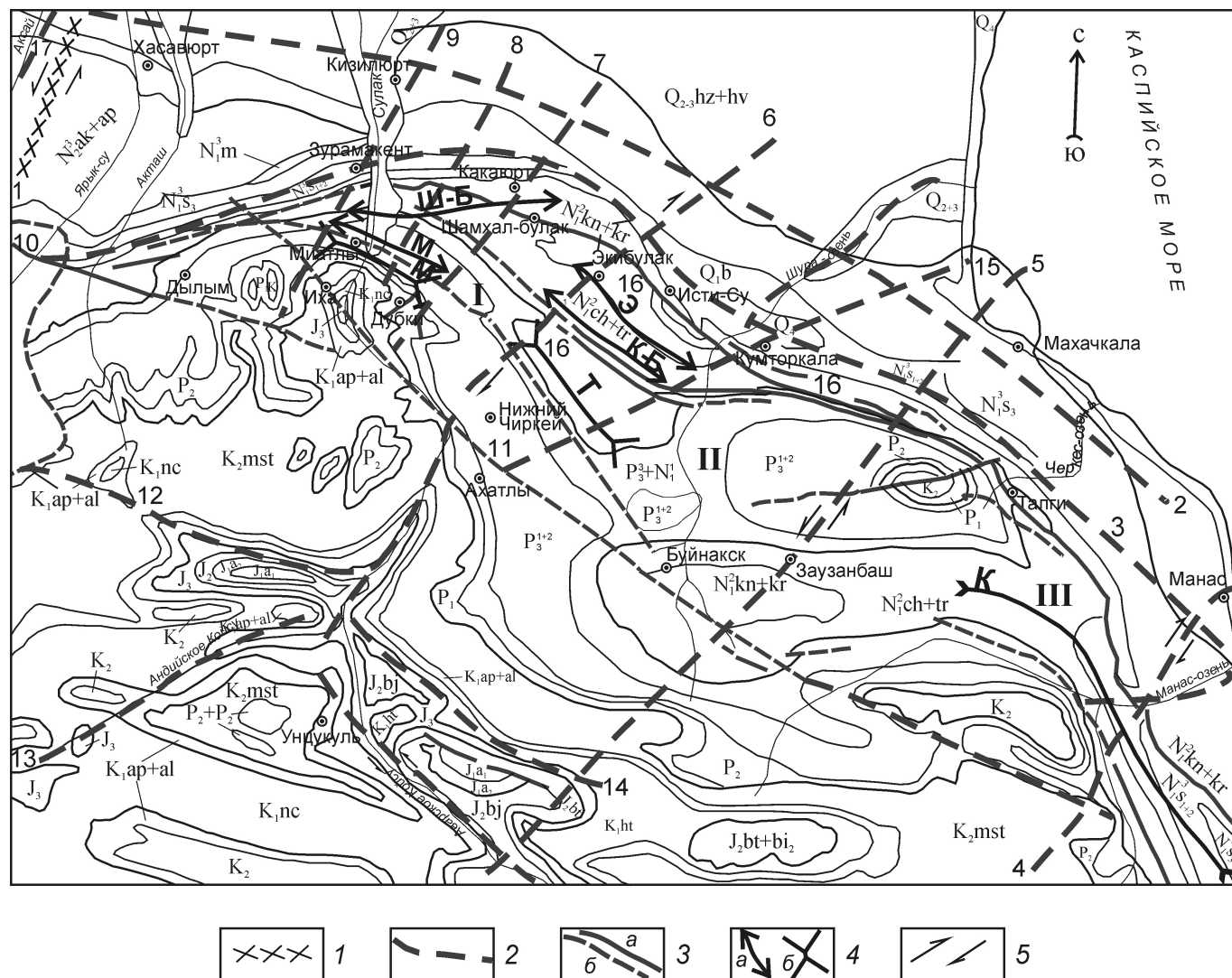


Рис. 1. Схема дизъюнктивной тектоники Дагестанского выступа:

1 — фрагмент Аграхано-Тбилиско-Левантийской левосдвиговой зоны I порядка; 2 — предполагаемые глубинные разломы; 3 — разрывные нарушения в осадочном чехле: а — достоверные, б — предполагаемые; 4 — оси: а — антиклиналей (Э — Экибулакская, К-Б — Кизил-Булакская, Ш-Б — Шамхал-Булакская, М — Миатлинская) и б — синклиналей (Т — Тепсели-тауская, М — Миатлинская, К — Катинтауская, переходящая в южном направлении в Каранайскую); 5 — направление сдвигов тектонических блоков; тектонические элементы: I — Сулакский выступ, II — Капчугайский грабень, III — Эльдамо-Кукуртауский выступ (Талгинский); зоны разрывных нарушений и глубинных разломов: 2 — Терский (Срединный, Махачкалинский), 3 — Пшекиш-Тырныауская шовная зона, 4 — Губденский, 5 — Искандерон-Махачкалинская левосдвиговая зона II порядка, 6 — Чиркей-Экибулакский, 7 — Какаюртовский, 8 — Пираузский, 9 — Зурамакентский, 10 — фрагмент Черногорского разлома, 11 — продолжение Черногорского разлома (зона повышенной трещиноватости в виде линеймента протягивается от пос.Иха до г.Буйнакск и далее на юго-восток, где подтверждается закартированным разрывом), 12 — Салатауский, 13 — Андийско-Сулакский, 14 — Гимринский, 15 — Ахатлы-Кумторкалинский, 16 — Нарат-Тюбинская зона разломов (в осадочном чехле), 17 — Аксайский

менный режим движения земной поверхности отдельных участков побережья Каспийского моря обусловлен, по-видимому, пространственно-волновым характером передачи тектонических напряжений [26]. Результаты нивелировок земной поверхности в 1914, 1936, 1949, 1972, 1989 гг., проведенных вдоль западного побережья Каспийского моря, свидетельствуют о подобном волновом характере движений земной коры с периодичностью 10—20 лет и более [14, 29].

Принимая во внимание изложенное, для описания механизма геотектонических процессов и особенностей современного сейсмического режима территории Восточного Кавказа представляется, что наиболее привлекательна так называемая «клавишная модель» [16].

Упругая сейсмическая энергия в очаге потенциального сильного землетрясения (блоке земной коры, в районе Восточного Кавказа) накапливается за счет сжатия, создаваемого пододвигающимися под Кавказское сооружение с севера Скифской, а с юга Аравийской плитами. В определенный критический момент блок коры, накопивший предельное тангенциальное напряжение, «отскакивает» в сторону Скифской плиты, что сопровождается сильным землетрясением. В следующий промежуток времени (период образовавшейся зоны растяжения) вероятны субвертикальные движения горст-грабенов. Особенно интенсивно подобные движения могут проявиться в узких (шириной несколько километров) линейно-вытянутых, ориентированных в субкавказском направлении зонах — участках новейших поднятий и опусканий земной коры. Анализ истории развития и геолого-структурного строения района показал [17], что и в новейшее время здесь происходили сильные сейсмические события. Это — район Миатлы, Шамхал-Булак и Экибулак, где в майкопское время отмечалось интенсивное грабенообразование, когда были заложены протяженные узкие зоны сброшенных блоков пород, в которых мощность осадков в 2 и более раз превышала значения в сопряженных блоках. Чередование фаз сжатия и растяжений земной коры при прохождении тектонической волны (чередование подъемов, связанных с сжатиями и опусканий блоков земной коры, связанных с растяжениями) через такие зоны может привести к сильным сейсмическим событиям. Взаимодействие между блоками осуществляется за счет сцепления их торцов. Критическими в области Дагестанского выступа являются узкие, линейно-вытянутые зоны горст-грабенов в районе Миатлов, Шамхал-Булака и Экибулака и три блока (см. рис. 1): Сулакский, Капчугайский и Эльдамо-Кукуртауский (Талгинский). При изменении геодинамической обстановки в сопредельных территориях или при прохождении очередной тектонической волны Эльдамо-Кукуртауский блок может «сработать» первым.

Для анализа современной напряженности и направленности геотектонических процессов в регионе был проведен анализ каталога землетрясений за период с 1960 г. по настоящее время на предмет выявления повторяемости сильных землетрясений, миграции и пространственной локализации их очагов. Представительной магнитудой среди ощутимых землетрясений ($M \geq 4$) за данный период является $M 4$ (см. таблицу).

Распределение землетрясений по магнитудам

Магнитуда	Число землетрясений	%
4 (3,8—4,4)	579	79,63
5 (4,5—5,4)	133	18,33
6 (5,5—6,4)	13	1,80
7 (6,5—7,4)	1	0,15
8 (7,5—8,4)	—	—
	726	100

За последние 10—12 лет наблюдается резкий рост землетрясений представительной магнитуды (рис. 2), что, вероятно, является форшоковой активностью более сильного ближайшего будущего землетрясения.

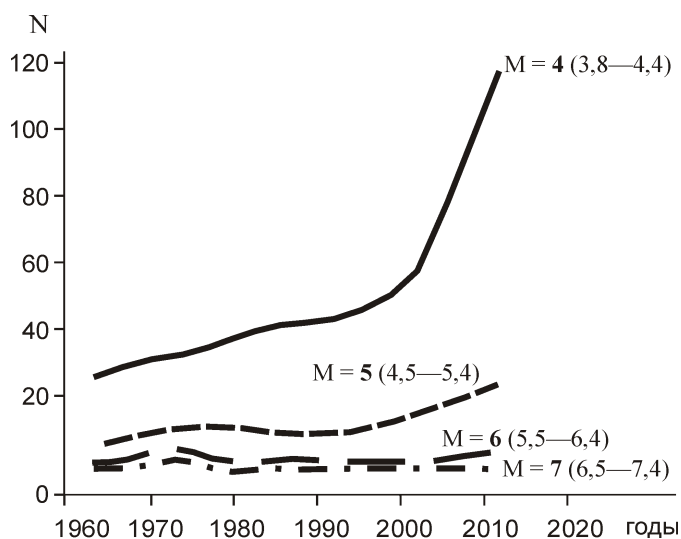


Рис. 2. Изменение числа землетрясений во времени

Одним из признаков вероятной подготовки сильного землетрясения является также уменьшение разброса (дисперсия) между максимальными и минимальными магнитудами за исследуемый период времени (рис. 3). Это согласуется с выводом о росте сейсмической активности за последние 30—40 лет.

Как известно «сейсмическую погоду» определяют сильные землетрясения, периодичность которых

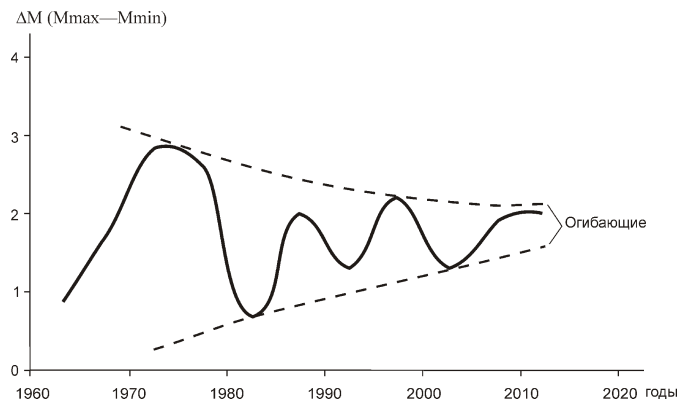


Рис. 3. Уменьшение дисперсии между $M_{\max}$ и $M_{\min}$

(точнее квазипериодичность) для Восточного Кавказа по историческим данным превышает сто лет. Инструментальный период с 1960-х годов для определения периодичности сильных и сильнейших землетрясений слишком мал. Он пригоден, с некоторыми допущениями, для определения пространственного, временного и энергетического распределений очагов средней силы землетрясений.

На графике видно (рис. 4), что за инструментальный период прослеживается определенная закономерность временного распределения землетрясений $M \approx 5,5$ ($M_{\max} \approx 6,6$): периодичность (квазипериодичность) составляет 9,5–3 года, а для магнитуд менее 5 периодичность не наблюдается.

Таким образом, в ближайшие 4,5–3 года вероятность свершения сейсмического события $M \approx 5,5$ на Восточном Кавказе высокая. В области Дагестанско-

го выступа, помимо прилегающих к нему территорий, такое событие может случиться на стыке Сулакского блока с Капчугайским грабеном или на стыке последнего с Талгинским блоком (см. рис.1).

Однако, этот же график показывает наличие за последние полвека снижения сейсмической активности по максимальным магнитудам, что может быть связано с периодичностью сильных землетрясений Восточного Кавказа ($M \approx 6,5$). В данном случае снижение активности, по-видимому, связано с периодом ее спада продолжительностью 50–60 лет. Периодичность (квазипериодичность) сильных землетрясений для территории Восточного Кавказа по данным анализа исторических событий составляет примерно 90–120 лет. Таким образом, следующее сильное землетрясение на территории региона, вероятно, следует ожидать в 2070–10 лет. Это не означает, что в ближайшее десятилетие не может случиться подобное событие. Здесь задействовано много факторов, в т.ч. не познанные глубинные и не до конца осознанные исследователями космические и нелинейность самых процессов, протекающих в вечно меняющейся геологической среде, о чем уже было сказано.

Сейсмический цикл и квазипериод близки по продолжительности. Такое соотношение между характерными временными интервалами — результат совпадения особых значений магнитуд в пространственно-временном распределении землетрясений. Это совпадение показывает, что для класса сильных землетрясений должны существовать пространственно-временные закономерности, которым подчиняется распределение их очагов.

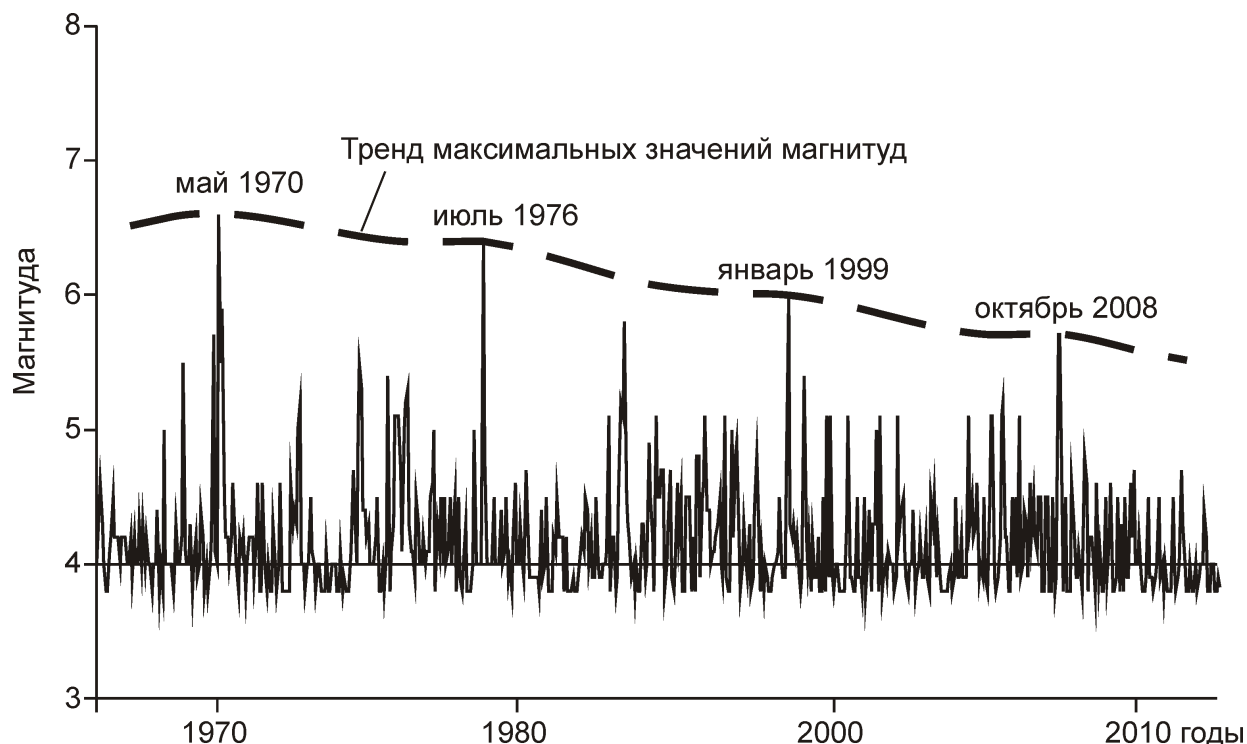


Рис. 4. Временное распределение землетрясений

Проведенные исследования позволяют сделать заключение о том, что метод простого анализа числовых совокупностей дает возможность относительно несложно проанализировать геотектонический режим и выявить ритмы сейсмоактивизации разных периодов, а применение сейсмологического метода (в частности, анализ пространственно-временной локализации очагов землетрясений) — составить общее представление об относительной современной напряженности и направленности геотектонических процессов в регионе. Территориально зоны повышенной сейсмической активности приурочены к эпицентральному зонам сильных землетрясений. Анализ данных показывает, что вероятность попадания землетрясений разных магнитуд сохраняется практически для всех блоков и систем разломов, что позволяет сделать вывод о существовании общих региональных закономерностей пространственного положения зон разрядки тектонических напряжений и об однородности их физической природы.

Из материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. Проведенные исследования позволили установить высокую современную тектоническую активность региона. Интерпретация данных геодезических измерений при существующей степени изученности показывает, что рассматриваемая территория характеризуется неоднородностью распределения современной геодинамической активности. Эта дифференциация носит блоковый характер, границы между участками современных поднятий и опусканий земной поверхности выражены высокоградиентным изменением скоростей современных вертикальных движений земной поверхности. Особенность движений состоит в том, что они сосредоточены в узких линейно-вытянутых межблоковых зонах. Возникновение этих зон обусловлено высокой геодинамической активностью разломов в фундаменте. Дагестанский выступ — участок земной коры, где происходит разрядка тектонической энергии через активные («живые») разломы. По зонам глубинных разломов происходит реализация волновых движений.

2. В результате проведенных исследований уточнено пространственное расположение разломов в области Дагестанского выступа, и на этой основе составлена схема дизъюнктивной тектоники в масштабе 1:200 000. На основе составленной схемы выполнено прогнозирование зон возникновения очагов землетрясений в области Дагестанского выступа. Современная очаговая зона землетрясений приурочена к зоне сочленения Сулакского выступа с Капчугайским грабеном. Потенциально новой очаговой зоной землетрясений является место сочленения Талгинского выдвинутого блока с Капчугайским грабеном и Губденским блоком. При изменении геодинамической обстановки в сопредельных территориях или при прохождении очередной тектонической волны эти блоки могут «сработать» первыми. Критичес-

кими являются узкие, линейно-вытянутые зоны горст-грабенов в районе Миатлов, Шамхал-Булака и Экибулака.

3. Современный и последний (30—40-летний) всплеск сейсмической активности в области Дагестанского выступа отражает естественный ход геологических процессов в регионе с «расконсервацией» генетически обретенных и накопленных в современный период геонапряжений. За последние 10—12 лет наблюдается резкий рост землетрясений представительной (среди землетрясений $M_{3,8}$) магнитуды M_4 что, по-видимому, является форшоковой активностью более сильного ближайшего будущего землетрясения. Это согласуется с выводом о росте сейсмической активности за последние 30—40 лет.

4. Механизм геотектонических процессов и особенности современного сейсмического режима Восточного Кавказа вписываются в рамки «клавишной модели».

5. Наблюдается закономерность временного распределения землетрясений $M_{5,5}$ ($M_{\max} 6,6$): квазипериодичность составляет 9,5 ± 3 года. Таким образом, на Восточном Кавказе, в ближайшие 4,5 ± 3 года велика вероятность свершения сейсмического события $M_{5,5}$.

Интегральный вывод. Разнонаправленные «квазипериодические» блоково-глыбовые «перемещения» по глубинным разломам, обусловленные механизмом «сжатие-растяжение», являющимся следствием ротационно-пульсационного режима планеты и прохождения тектонических волн разных периодов, определяют *современный сейсмический режим* (пространственно-временное и энергетическое распределения очагов землетрясений) территории Восточного Кавказа. А природа геодинамических и геотектонических процессов, возникновения самых глубинных разломов в земной коре, их простираие лежит глубже и, по-видимому, определяется тепловым режимом земных недр, формой и пространственным положением неоднородностей, в т.ч. и температурных в теле Земли и ее ротационно-пульсационным режимом как планеты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ажигрей Г.Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движения Земной коры // Изв. АН СССР. Серия геол. № 8. 1960. С. 21—36.
2. Брод И.О. Тектоника и нефтеносность Восточного Предкавказья // Советская геология. 1938. № 7. С. 3—23.
3. Буторин Г.Д., Галин В.Л. Тектоника передовой складчатой зоны Дагестанского выступа в связи с поисками залежей нефти и газа // Советская геология. 1972. № 9. С. 127—133.
4. Гутерман В.Г. Сила тяжести и тектогенез // Природа. 1992. № 9. С. 34—44.
5. Елизаров Ю.Н. Геологическое строение западной части Гудермесского хребта. 1962.
6. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Масштаб 1:2 500 000. —М.: ГУГК СССР, 1973.

7. *Карта современных вертикальных движений земной коры по геодезическим данным на территории СССР*. М 1:5 000 000. —М.: ГУГК СССР, 1989.
8. *Касьянова Н.А., Абрамова М.А., Гайрабеков И.Г.* // Геотектоника. 1994. № 4. С. 30.
9. *Кожевников А.В., Никитин М.Ю.* Антропоген долины р.Сулак на Северном Кавказе // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1977. Т. 52. Вып. 3. С. 26—44.
10. *Короновский Н.В.* Аграхан-Тбилисско-Левантийская левосдвиговая зона — важнейшая структура Кавказского региона // Докл.РАН. 1994. Т. 337. № 1. С. 83—89.
11. *Короновский Н.В.* Линеаменты Большого Кавказа и Предкавказья по изображениям на космических снимках и их геологическое истолкование // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1984. № 6. С. 7—18.
12. *Криволицкий Н.В.* Тектонические характеристики области Известнякового Дагестана // Тр. ВНИГРИ. 1954. № 4. С. 148—193.
13. *Кропоткин П.К.* Новая геодинамическая модель // Природа. 1989. № 1. С. 70—80.
14. *Левкович Р.А.* и др. Геодинамический эффект создания крупных водохранилищ в сейсмоактивных областях. —М.: Наука, 1982.
15. *Лиштенберг Д.А.* Закономерности и механизмы современной геодинамики морфоструктур Крыма, Кавказа и Каспия // Проблемы геоморфологии и геологии Кавказа и Предкавказья / Мат-лы междунар. совещ. «Геоморфология гор и равнин: взаимосвязи и взаимодействие». XXIV пленум геоморфологической комиссии РАН. —Краснодар, 1998.
16. *Лобковский Л.И., Баранов Б.В.* Клавишная модель сильных землетрясений в островных дугах и активных континентальных окраинах // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 4. С. 843—847.
17. *Магомедов Р.А.* Геодинамический режим области Дагестанского клина в альпийском цикле развития Восточного Кавказа // Мониторинг и прогнозирование природных катастроф / Тр. ИГ ДНЦ РАН. Вып. 56. —Махачкала. 2010. С. 66—80.
18. *Магомедов Р.А.* Гидрогеодинамический режим области Дагестанского клина Восточного Кавказа в связи с сейсмичностью. —Махачкала, 2003.
19. *Маркус М.А.* Долгоживущие структуры Восточного Кавказа // Советская геология. 1986. № 10. С. 63—69.
20. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. —М., 1968.
21. *Осика Д.Г., Пономарева Н.Л., Отинова А.Ю., Магомедов Ю.М.* К сейсмотектонике Кавказа // Геология и полезные ископаемые Кавказа / Тр. ИГ ДНЦ РАН. Вып. 57. —Махачкала, 2011. С. 95—98.
22. *Пейве А.В., Пуцаровский Ю.М.* Теоретические проблемы геологии океанов // Природа. 1982. № 1. С. 30—41.
23. *Периодические процессы в геологии* // Под ред. Н.В.Логвиненко. —М.: Недра, 1976.
24. *Персиков Э.С.* Вязкость магматических расплавов. —М., 1984.
25. *Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О.* Современные движения земной коры осадочных бассейнов. —М., 1989.
26. *Синягина М.И., Орленка Л.П.* Современные вертикальные движения побережья Каспийского моря // Геодезия и картография. 1959. № 8. С. 22—28.
27. *Смирнова М.Н., Яковлева Т.В., Станулис В.А.* и др. Влияние глубинного строения на формирование осадочного чехла и миграцию флюидов в связи с перспективами нефтеносности Терско-Сунженского прогиба. 1970.
28. *Соборнов К.О.* Формирование складчато-надвиговой структуры Дагестанского клина // Геотектоника. 1991. № 3. С. 34—46.
29. *Солоненко В.П.* Прогноз землетрясений — желаемое и достигнутое / Природа. 1979. № 2. С. 13—20.
30. *Сулейманов А.И., Крамынин П.И.* Обнаружение геомагнитного эффекта в разломной зоне, связанного с подготовкой землетрясения // Геодинамика и сейсмичность Восточного Кавказа / Мат-лы науч.-практич. конф., посвященные 50-летию со дня основания сейсмостанции «Махачкала». Тр. ИГ ДНЦ РАН. Вып. 48. —Махачкала, 2002.
31. *Талалаев В.Д.* Важнейшие особенности альпийской складчатости Северо-Восточного Кавказа // Тр. Сев-КавНИПИнефть. —Грозный, 1977. Вып. 12. Ч. 1. С. 179—183.
32. *Тектоническая карта мира* // Под ред. Ю.Г.Леонова, В.Е.Хаина. —М.: Изд-во Мингео СССР, 1984.
33. *Шатский Н.С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Северный Дагестан). —М.: Изд-во научнотехн. упр. ВСНХ, 1923.
34. *Шатский Н.С.* О надвигах восточной части Черных гор на Северном Кавказе // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1925. Т. 33. Вып. 3—4. С. 305—343.
35. *Шило Н.А.* Природа колебаний уровня Каспия // ДАН СССР. 1989. Т. 305. № 2. С. 412—416.
36. *Черский Н.В., Царев В.П.* О новых моделях физико-химических преобразований горных пород в высокоомбильных областях Земли // Докл. АН СССР. Т. 245. № 5. 1979. С. 1200—1203.

Геологическое строение шпору Сула и Молуккского архипелага в Азиатско-Австралийском сегменте континентальной окраины — переходной зоны Тихого океана

П.Н.КУПРИН (Московский государственный университет им.М.В.Ломоносова; 119234, г.Москва, Ленинские горы, д.1)

В переходной зоне между Азией и Австралией шпора Сула является тектонической границей между широтной частью внешней линии островов островодужной системы Малой Зондской дуги и меридионально расположенными островными линиями Молуккской квазиостроводужной системы. Шпора Сула продолжает к западу складчатые элементы о.Новая Гвинея, а Молуккская квазиостроводужная система подчиняется простиранию структурных зон Филиппинского архипелага. Шпора Сула и Молуккская квазиостроводужная система слагаются близкими по возрасту и по составу отложениями, свойственными осадочному чехлу молодых эпигерцинских платформ.

Ключевые слова: шпора Сула, квазиостроводужная система, Молуккская, эпигерцинская платформа, тектонический элемент.

Куприн Павел Николаевич, kuprin.paveln@gmail.com

Geological structure of the Sula Spur and the Molucca Archipelago in the Asia-Australia segment of the continental margin — the transition zone of the Pacific Ocean

P.N.KUPRIN

In the transitional zone between Asia and Australia, the Sula Spur is a tectonic boundary between the latitudinal part of the outer line of the island arc system (IAS) of the Lesser Sunda Islands and the meridionally positioned island lines of the Molukk quasi IAS (QIAS). The Sula Spur represents the continuation to the west of the folded elements of the New Guinea Islands; the Molukk QIAS depends on the extent of the structural zones of the Philippines Archipelago. The Sula Spur and Molukk QIAS are composed of sediments close in age and composition characteristic of the sediment cover of the young epi-Hercenian platforms.

Key words: Sula spur, quasistrategy system, Molukka, epihercynian platform, tectonic element.

На восточной окраине Азиатско-Австралийского сегмента континентальной окраины — переходной зоны Тихого океана расположены структурно обособленные, схожие по строению обширные территории шпору Сула и Молуккского архипелага. Эти части сегмента продолжают непосредственно к северу широтно ориентированные окончания островных линий островодужной системы Малой Зондской дуги. Не без их влияния структуры шпору Сула приобрели такое же широтное простирание, в то время как тектонические элементы в Молуккском архипелаге меридионально ориентированы. Различия в тектоническом положении заметны только в структуре чехла некогда существовавшей здесь молодой эпигерцинской платформы, в фундаменте которой эти различия не так заметны. Об этом можно судить по обильному фактическому материалу, собранному для всех хорошо изученных бурением и детальной сейсморазведкой площадей в пределах всего Азиатско-Австралийского сегмента.

Междугорный структурный блок — шпора Сула. К северу от трога Серам расположен морфоструктурный элемент, называемый шпорой Сула (Sula Spur) [3, 11]. Он объединяет (с запада на восток) архипелаг Бангай с главным островом Пеленг, острова Сула, в которые входят крупные острова Талиабу, Манголе и Санана, острова Оби и Мисоол, окруженные множеством атоллов и мелких островков. Все вместе они образуют достаточно широкую полосу, протягивающуюся от Восточного полуострова о.Сулавеси на западе к п-ову Чендравасих (Вогелкоп) на востоке (рис. 1).

Поверхность островов гористая, высота ее на островах Оби и Талиабу превышает 2000 м. Простирание возвышенностей и гор на всех крупных островах совпадает с простиранием самих островов. Действующие вулканы отсутствуют, но островвершинные горы похожи на постройки ранее существовавших вулканов.

С северной стороны шпора Сула ограничена широтно ориентированными локальными депрессиями

впадины Молуккского моря с глубинами 3000—4100 м. На границе с впадиной моря Хальмахера морское дно осложнено неровностями. К северу от островов Оби и Мисоол находится глубокая (800—1500 м) депрессия, внедрившаяся из моря Серам в шельфовую область между расположенными здесь крупными островами [12].

С южной стороны шпора Сула соседствует с впадиной залива Толо глубиной 2500 м, переходящей к востоку в неширокую локальную впадину (4000—5500 м) северной области моря Банда [14]. Через о.Санана эта впадина сочленяется с крутосклоновым желобом-трогом Серам (5319—4660 м).

На карте высот поверхности Тихого океана шпора Сула и смежные с ней акватории имеют положительные до 60 м отметки. Однако западная и восточная

области шпоры Сула на этой карте находятся в разных субширотно ориентированных полосах [10].

Шпора Сула в рельефе данной части Индонезийского архипелага выступает в виде высоко приподнятого над смежными морскими впадинами надводно-подводного хребта с превышением до 7—8 км наивысших отметок поверхности островов над наиболее глубокими участками донного рельефа (рис. 2).

Широтная ориентировка шпоры Сула является дискордантной по отношению к простиранию впадин Молуккского и Хальмахера морей, но параллельна северной ветви внешней островной линии Малой Зондской дуги.

Строение разрезов отложений шпоры Сула исследовано неравномерно. Породы складчатого основания обнажаются в небольшом числе мест, вскрыва-

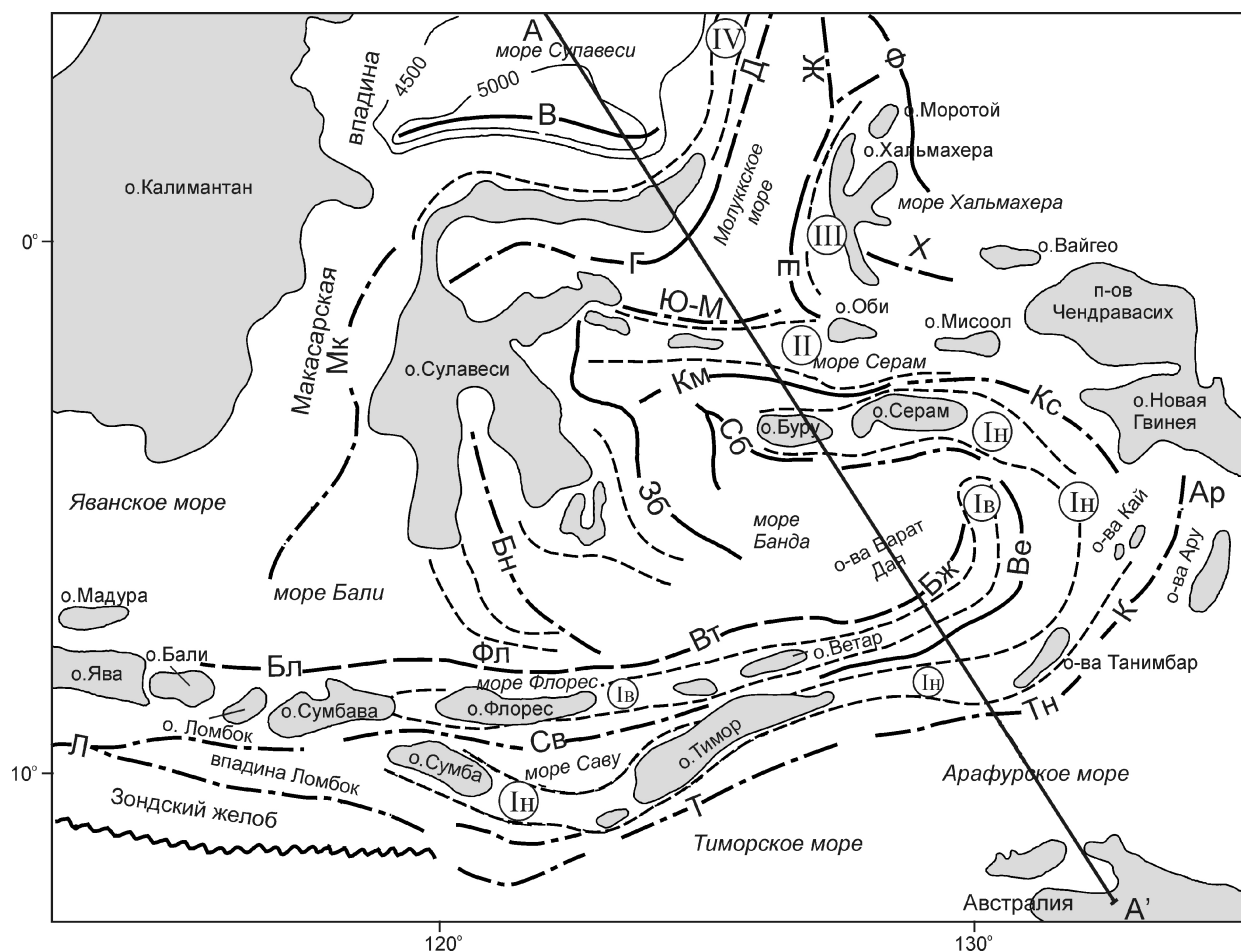


Рис. 1. Геотектоническое положение шпоры Сула и Молуккского архипелага в Азиатско-Австралийском сегменте континентальной окраины — переходной зоны Тихого океана:

оси: желобов, трогов, депрессий (В — Северо-Сулавесский, Г — Тамини, Е — Бочан-Тернаите, Км — Серам, Ве — Банда/Вебер, Зб — Западная Банда, Сб — Северная Банда, Ф — Филиппинский), суббассейна во впадине моря Банда и глубоких депрессий во впадинах морей Бали, Флорес, Ветар (Бл — Бали, Фл — Флорес, Вт — Ветар, Бж — Барат-Дая), трогов и депрессий переменной морфологии и глубины (Д — Давао, Ж — Моратай, Ю-М — Южно-Молуккский, Кс — юго-восточное продолжение желоба-трога Серам, Бн — Боне, Мк — Макасарский, Л — Ломбок, Св — Ломбок-Саву, Т — Тиморский, Тн — Танимбарский, К — Кай, Ар — Ару, Х — Хальмахера); границы архипелагов и надводно-подводных хребтов: островодужная система Малой Зондской дуги (островная линия: Ін — наружная, Ів — внутренняя), квази-островодужные системы и другие крупные геоморфолого-тектонические элементы: ІІ — структурный блок-шпора Сула, ІІІ — Молуккская, ІV — Минахаса — Сангihe; А-А' — линия гравиметрического и батиметрического разрезов

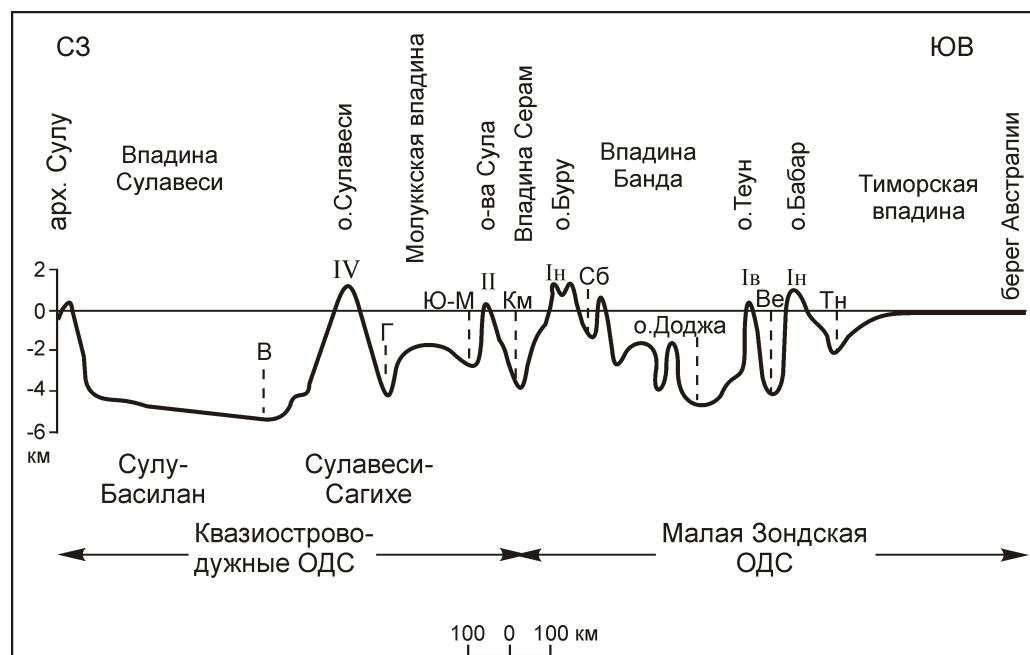


Рис. 2. Положение о.Сула (центральная часть шпory Сула) на батиметрическом профиле А-А через южную область Азиатско-Австралийского сегмента континентальной окраины — переходной зоны Тихого океана:

см. услов. обозн. к рис. 1

ются скважинами на нефтяных месторождениях п-ова Чендравасих и на восточной окраине о.Сулавеси [3, 8, 11].

На островах Сула и на о.Оби обнаружены кристаллические сланцы с интрузивами допозднетриасового возраста. Большинство исследователей относят их к верхнепалеозойским образованиям. Условно пермско-каменноугольными считаются и битуминозные известняки на ближайшем к шпоре Сула Восточном полуострове о.Сулавеси, а также на островах Таракан и Бунью. Они здесь перекрываются массивными известняками с остатками фауны верхнего триаса [3, 11]. Необходимо отметить, что Восточный полуостров о.Сулавеси все исследователи объединяют в единый блок с архипелагом Бангай. Так как описываемый полуостров изучен лучше западных островов шпory Сула, то сведения о его геологическом строении целесообразно использовать для характеристики рассматриваемого региона.

Триасовые отложения на Восточном полуострове о.Сулавеси представлены глинистыми коралловыми массивными и слоистыми мелкозернистыми известняками с линзами кремней 2—4 см, остатками брахиопод и аммонитов (рис. 3). Неотделимы от них такие же по составу известняки нижней юры, включающие еще и брекчированные разности с раннеюрскими аммонитами. Выходы среднеюрских отложений неизвестны. В это время проявилась фаза интенсивного орогенеза и складчатости. Кое-где выявлены породы верхней юры, среди которых главную роль играют пестроцветные известняки и мергели с кремнями,

ными породами на о.Буру [3, 20].

На самом востоке Восточного полуострова о.Сулавеси, то есть на близком расстоянии от о.Пеленг, обнажается толща пестроцветных алевролитов, глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников (0,3—3 м) с фораминиферами мелового возраста; ее мощность около 210 м. Контакты этой толщи различные: нижний, как правило, интрузивный, верхний — эрозионный. На размытой поверхности меловых отложений с угловым несогласием залегают породы палеогенового возраста. В основании разреза палеогеновой толщи расположен тонкий слой базальных конгломератов. Дислоцированность подстилающих, особенно меловых отложений невысокая. Это указывает на то, что проявилась предпалеогеновая фаза складчатости, которая была слабоинтенсивной, но достаточно продолжительной. Основные и ультраосновные породы на Восточном полуострове о.Сулавеси и на некоторых островах шпory Сула представлены габбро и перидотитами, редко — серпентинитами. Наиболее ранние из них относятся к позднему мелу—эоцену. Однако имеются данные и о раннемезозойском—триасовом эпизоде внедрения основных интрузий. Во всех местах, где такие породы выходят на дневную поверхность, их взаимоотношения с вмещающими осадочными образованиями остались до конца не раскрытыми.

Вышележащая толща эоцена-олигоцена начинается, как уже отмечалось, тонким слоем конгломератов и пестро окрашенных брекчированных известняков с остатками кораллов и фораминифер. Мощность па-

остатками белемнитов, глобигерин и радиолярий. Нередко известняки перемежаются с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, содержат 2—10 см слойки конгломератов; в составе галек преобладают граниты и кварциты. Суммарная мощность этой мелководноморской толщи триаса и юры колеблется от 2 до 3 км. Породы смяты в пологие складки, нарушены разрывами. Нижняя граница триасово-юрского комплекса наблюдалась в виде тектонических контактов с изверженными породами основного состава. Отмечается значительное сходство этого комплекса с разновозраст-

А		
Возраст	Литология	Примерная мощность, м
Q-N ₂		200-600
N ₁ ³		~1220
N ₁ ³		~260
N ₁ ³		250
N ₁ ²		1200
P ₃		230
P ₂		250
K		70-210
J ₃		2000-3000
T ₃ -J ₁		
P-C		
PZ ₃		S

Б		
Возраст	Литология	Примерная мощность, м
Q-N ₂		150
N ₁ ³		100-120
N ₁ -N ₂		100
P ₃		600-800
P ₂		>1000
K ₁ -K ₂ cm		350
J ₁ -J ₃		50
T ₃		>2000
PZ ₃		S

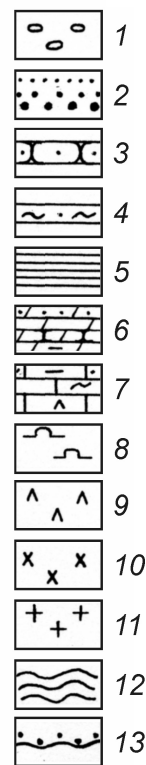


Рис. 3. Схематические сводные литолого-стратиграфические разрезы, составил П.Н.Куприн по работам [3, 8, 9, 11 и др.]:

отложения: А — западной части шпоры Сула (острова Пеленг, Таракан и Бунью, Восточный полуостров о.Сулавеси), Б — восточной части шпоры Сула и южных островов Молуккского архипелага; 1 — валуны, гравий, галька; 2 — конгломераты, брекчия, галька, крупный песок; 3 — песчаники разнотермические; 4 — алевроиты; 5 — глины; 6 — мергели, в т.ч. сильно глинистые, известняки, в т.ч. глинистые, коралловые, брекчиевидные, песчаные; 7 — радиоларии в породах разного состава; 8 — вулканы, в т.ч. туфы, туффиты, лавы разного состава; интрузивы: 9 — основных пород, 10 — гранитоидов, в т.ч. граниты, гранодиориты и др.; 11 — сланцы кристаллические, глаукофановые, амфиболовые, глинистые и др.; 12 — поверхности размытия, несогласия, перерывов в накоплении осадков

леогена достигает 480 м. В контактовых зонах наблюдается развитие глаукофановых сланцев, редкие тонкие слои вулканогенных пород, а в олигоценовой части разрезов — и терригенных образований.

Без перерыва палеогеновые отложения на Восточном полуострове о.Сулавеси и о.Пеленг сменяются мощной (1200—1260 м) толщей слоистых, а иногда и массивных известняков с остатками моллюсков, кораллов и фораминифер раннего миоцена. В известняках иногда встречаются тонкие слои и линзы алевролитов, песчаников и мергелей. Их количество особенно заметным становится в верхах нижнемиоценовой толщи. На о.Пеленг нижнемиоценовые известняки с слабым угловым несогласием перекрывают также мезозойские или более древние отложения.

К среднему миоцену на Восточном полуострове о.Сулавеси относятся интрузии основного состава, потоки и дайки мелкозернистых базальтов и агломераты. На этих породах обычно залегает мощная толща молассовых пород позднего миоцена. Ее разрез образован существенно терригенными отложениями. Внизу расположена полосчатая толща конгломератов, брекчий, гравелитов, известковистых песчаников с прослоями туфов и туфопесчаников общей мощностью от первых десятков до 510 м. Постепенным переходом она связана с еще большей по мощности толщей чередующихся глин, алевролитов и песчаников, местами сильно обогащенных известковым материалом. Разрез миоцена венчается более чем 1220 метровой в целом слоистой толщей конгломератов и песчаников с остатками фораминифер, кораллов, моллюсков, эхиноидей и других организмов позднего миоцена. Вся толща миоценовых отложений смята в пологие складки, нарушена разрывами и на ней несогласно, с разрывом залегают породы плиоцен-плейстоценового возраста.

На о.Пеленг и Восточном полуострове о.Сулавеси главную роль в строении плиоцен-плейстоценового разреза играют рифовые известняки, местами брекчированные, местами биогермного вида, с небольшой примесью вулканогенного материала. Мощность толщи изменяется от 200 до 600 м. Породы этого возраста участвуют в строении плоских вершин, располагающихся на о.Пеленг на высоте около 1000 м, на Восточном полуострове о.Сулавеси — на высоте около 400 м над уровнем моря.

Завершается разрез на описываемом полуострове и о.Пеленг четвертичными аллювиальными песками, алевролитами и глинами, залегающими на подстилающих породах с угловым несогласием. Их мощность обычно не превышает 5 м.

Р.Ван Беммелен отмечает, что на ряде островов архипелага Бангай (за исключением самого крупного о.Пеленг), на островах Сула и Оби палеогеновые отложения не были обнаружены. Высказывается предположение о том, что в это время эта часть шпоры Сула не была покрыта морем и служила источником

обломочного материала, поставляемого в соседние узкие морские бассейны геосинклинального типа.

В восточной части шпоры Сула разрез осадочной толщи несколько отличается от описанного (см. рис. 3). Самыми древними здесь являются различные сланцы, филлиты позднего палеозоя, участвующие в строении складчатого основания о.Оби. Более определенно о возрасте этих пород сказать нечего, они лишены остатков ископаемых фауны. Эти породы несогласно перекрываются мезозойско-кайнозойскими отложениями. Их разрез начинается флишеподобной терригенной серией пород ладинского и раннекарнийского возрастов. На этой толще также с разрывом и небольшим угловым несогласием залегают массивные рифовые известняки средне-поздненорийского времени (около 50 м), венчающие разрез верхнего триаса. Суммарная мощность верхнего триаса превышает на о.Мисоол 2000 м, а на ближайшем к нему нефтяном месторождении Кламоно на п-ове Чендравасих по данным бурения не установлены перерывы или другие нарушения в условиях залегания между триасовыми и позднепалеозойскими отложениями [8, 9].

Юрские отложения трансгрессивно перекрывают триасовую флишеподобную толщу. На размытой ее поверхности расположены базальные грубозернистые песчаники, сменяемые сверху мощной пачкой переслаивающихся известковистых аргиллитов с прослоями песчаников и алевролитов, содержащих остатки организмов от позднего лейаса до киммериджа и титона включительно. Общая мощность юрских отложений достигает 340—350 м.

Отложения мелового возраста без перерыва продолжают разрез юрской толщи. Это известняки без кремней, пестроцветные глинистые известняки и мергели с кремнями и обильной ископаемой фауной баррема-сеномана. Огромная 1000 м толща мергелей с иноцерамами позднего мела завершает мезозойский разрез о.Мисоол.

Кайнозойский разрез на о.Мисоол начинается среднеэоценовыми брекчированными известняками с прослоями песчанистых, глинистых известняков и известковистых песчаников с окремнелым растительным детритом, с слоями оолитов. Мощность нижней части эоценовой толщи изменяется от 600 до 800 м. Выше без видимого перерыва залегают известняки верхнего эоцена мощностью до 450 м. Такие же по составу известняки олигоценного возраста (100 м) завершают разрез палеогеновых отложений.

На размытой поверхности палеогеновых отложений на о.Мисоол залегают песчанистые мергели нижнего (?) миоцена мощностью до 700 м. По мере продвижения на запад эта толща мергелей значительно сокращается за счет выпадения своей нижней части и верхи нижнего миоцена перекрывают здесь породы баррем-сеноманского возраста. Верхний (?) миоцен на востоке о.Мисоол сложен закарстованными известняками с крупными фораминиферами; его мощность около

1200 м. Здесь перерыв между нижней и верхней частями миоценового разреза не зафиксирован. Однако в западном направлении происходит выпадение из разреза низов известняковой толщи, ее мощность убывает до 100 м и повсеместно обнаруживается несогласный контакт между верхним (?) и нижним (?) миоценом. Более того, миоценовая толща при движении от восточной к западной оконечности о.Мисоол с размывом ложится последовательно на миоценовые, эоценовые и верхне-меловые отложения.

В восточной части о.Мисоол на породах миоценового возраста расположена мощная до 600 м толща плиоцен-плейстоценовых пелитоморфных, местами глинистых известняков, содержащих в некоторых местах тонкие пропластки лигнита. На западной оконечности о.Мисоол ее мощность составляет около 150 м, и здесь она с размывом и неясно выраженным угловым несогласием перекрывает отложения миоценового возраста.

Явление прогрессивного сокращения с востока на запад о.Мисоол мощностей, целый ряд локальных размывов и последовательное трансгрессивное налегание плиоцен-плейстоценовых и верхне-нижнемиоценовых отложений друг на друга и на породы олигоцен, эоцена и верхнего мела по времени совпадают с перерывами и размывами одновозрастных отложений на соседнем п-ове Чендравасих. Это свидетельствует о том, что в течение кайнозойского времени режимы развития морских бассейнов и процессы формирования их осадочного выполнения на о.Мисоол и п-ове Чендравасих, положение источников сноса обломочного материала были адекватными и тесно связанными между собой. Современный облик шпора Сула приобрела в четвертичное время.

Структура разрезов и литолого-петрографический состав мезозойско-кайнозойских отложений шпору Сула однозначно указывают на их мелководноморской генезис. Накапливались осадки этого возраста в условиях непрерывного погружения дна сменявших друг друга морских бассейнов. Этот режим нарушался эпизодическими проявлениями частых колебательных движений, сопровождавшихся появлением терригенных пород разного состава и толщины. При господстве стабильных тектонических условий формировались известковистые осадки. И для тех, и для других типов осадков и пород характерны признаки накопления их в мелководных шельфовых морях. Доля батинальных осадков незначительна, а осадки с признаками формирования в абиссальных областях вообще отсутствуют.

Геотектоническая позиция и структура шпору Сула оценивается по-разному, да и сам термин «шпора Сула» не является общепризнанным. Одни исследователи включают в шпору Сула архипелаг Бангай, острова Сула и Мисоол, но не включают о.Оби, и в таком составе относят ее к континентальному блоку, отделившемуся от Австралии. По мнению других

связь о.Мисоол с островами Сула отчетливо не просматривается, и они вместе с о.Оби и западной частью п-ова Бомбераи на о.Новая Гвинея входят в так называемый «пояс форланда». Есть точка зрения, согласно которой о.Мисоол и часть п-ова Бомбераи относятся к дугам Банда [2, 3, 11]. С.Rangin объединяет шпору Сула с структурными элементами впадин Молуккского и Хальмахера морей и вместе с Филиппинским архипелагом рассматривает в качестве экзотического террейна. Поэтому размеры шпору Сула колеблются в больших пределах [11, 16].

В настоящей статье шпора Сула рассматривается в составе архипелага Бангай, островов Сула, Оби и Мисоол. В качестве единого морфоструктурного и тектонического элемента шпора Сула развивалась в виде широко ориентированного обособленного блока коры континентального типа в течение всего мезозоя и кайнозоя и в настоящее время разделяет островодужную систему Малой Зондской дуги и Молуккскую квазиостроводужную систему [7].

В пределах шпору Сула неоднократно проявлялись различного рода дислокации, обусловившие тектоническую расслоенность слагающих ее комплексов пород. Верхнепалеозойские кристаллические сланцы и внедрившиеся в них интрузивы основных пород образуют обособленные литолого-петрографические комплексы в виде блоков обширных складок допозднетриасового возраста. В течение раннего и среднего триаса тектонические формы были частично разрушены, и в настоящее время они наблюдаются неполными складками линейного типа. Кроме позднеэоценовой складчатости, отложения на шпоре Сула подвергались воздействию тектономагматических процессов невысокой интенсивности в раннеюрское, позднеюрское-раннемеловое, в предпозднемеловое, предэоценовое, олигоценное и раннемиоценовое время. Тектонические движения разных режимов проявлялись и в более позднее время, вплоть до плиоцен-плейстоценового включительно. Процессы складкообразования в конце мела—начале палеогена и в среднем (?) миоцене охватывали весь блок шпору Сула, были наиболее интенсивными, сопровождались вулканизмом, внедрением интрузий основного, а местами и кислого (гранодиориты) составов и достаточно высоким орогенезом. После этих эпох тектогенеза происходило активное разрушение и изменение облика ранее образовавшихся морфоструктурных и тектонических элементов, формировались соответствующие структурно-формационные комплексы. Одновременно со складчатостью в ряде мест продолжалось осадконакопление, характер которого указывает на длительность совместного проявления этих процессов, вплоть до плиоцен-плейстоценового возраста.

Центральная область шпору Сула в течение палеогена испытывала по сравнению с другими ее областями более интенсивное воздымание, лишившее ее осадочных отложений этого возраста. Складчатость и

орогенез сопровождался разномасштабным разрывообразованием. Кроме большого числа малоамплитудных разрывов, в формировании структуры шпоры Сула активно участвовали и региональные глубинные разломы. Особенно важную роль играл разлом Соронг, простирающийся от п-ова Чендравасих по северной периферии шпоры Сула до Восточного полуострова о.Сулавеси. В западной части этот разлом раздвигается и ограничивает с севера и юга часть островов Сула и архипелаг Бангай. Именно разлом Соронг является главной причиной образования на п-ове Чендравасих и на некоторых островах шпоры Сула рельефных, осложненных надвигами и сбросами локальных складок [8, 9, 11]. За пределами зоны влияния разлома Соронг дислокации мезозойско-кайнозойских отложений более спокойные, скорее всего германотипного облика.

В естественных геофизических полях шпора Сула представлена в виде обособленных блоков с отличающимися формами и внутренней структурой.

Аномальное гравитационное поле в свободном воздухе состоит из западной и восточной положительных (40... 80 мГал) и разделяющей их отрицательной (0... 80 мГал) аномалий. Последняя совпадает с проливом между островами Манголе и Оби, но наибольшие ее размеры приурочены к широтно ориентированной локальной депрессии в южной части Молуккского моря [6].

На карте аномалий силы тяжести по данным спутниковой альтиметрии просматривается связь архипелага Бангай с островами Сула, Оби и Мисоол. Шпоре Сула соответствует высоко положительная аномалия с значениями выше 150 мГал. Форма аномалии округло-вытянутая в направлении общего простираения шпоры Сула. С северной стороны прослеживается полоса интенсивных отрицательных (50...

150 мГал) аномалий, объемлющая южную депрессию впадины Молуккского моря. С противоположной стороны расположена такая же отрицательная, но только совсем узкая аномалия (30... 150 мГал). Через серию мелких локальных низкой интенсивности отрицательных и положительных аномалий она соединяется с аномалиями в смежном желобе-троге Серам.

Гравитационное поле шпоры Сула в редукции Буге ($-2,67 \text{ г/см}^3$) выражено узкой широтно ориентированной полосой положительных аномалий не выше 80 мГал. Локальные аномалии не проявились. Через шпору Сула проходит ось интенсивной положительной изостатической аномалии [4, 11].

Магнитное поле охарактеризовано на небольших участках редкими профилями в южной депрессии впадины Молуккского моря. Выявленная здесь отрицательная аномалия частично захватывает и северный склон цоколя шпоры Сула.

Тепловые потоки должным образом не исследованы. Есть данные о их величине в месте сочленения

островов Манголе и Санана: тепловой поток здесь достигает 1,41 ЕТП. К северу от о.Мисоол его величина равна 1,40 ЕТП. В обоих случаях эти показатели оказываются выше пределов значений, свойственных структурам с корой континентального типа [6].

Эпицентры землетрясений были зафиксированы в месте сочленения островов Манголе и Санана, они мелкофокусные и малоинтенсивные. Относительно глубокие и интенсивные ($M > 7$), но редкие очаги землетрясений проявились на локальном участке в поперечной депрессии между островами Оби и Мисоол [13].

Приведенные данные позволяют с достаточной определенностью отнести шпору Сула и прилегающее к ней мелководье к тектонически активизированному блоку молодой эпигерцинской платформы. Причиной тому служит наличие эпигерцинского-позднепалеозойского складчатого основания, являющегося фундаментом этой платформы. Сохранившийся до настоящего времени чехол платформы представлен разнообразными по литолого-петрографическому составу, мощностям и условиям залегания толщами осадочных пород мелководноморского происхождения. Пестрота состава и различия в мощностях отдельных комплексов пород обусловлены главным образом пространственной разобщенностью и обликом бассейнов осадконакопления. Указанные качества этих бассейнов полностью зависели от тектонических движений, среди которых важную роль играли процессы, контролировавшие конседиментационное развитие новообразованных складок, унаследовавших структурную форму, знак и режим развития погребенных под ними тектонических структур фундамента платформы. Наибольшей интенсивностью при этом обладали структурные элементы в зонах активного орогенеза, вызванного вертикальными дифференцированными движениями. У подножий высоко поднятых блоков формировались глубокие прогибы, заполнявшиеся мощной молассовой толщей осадков. Наряду со складчатыми, проявлялись разрывные движения и магматические процессы в виде редких интрузий основных и кислых пород и взрывной вулканической деятельности.

Таким образом, в современной структуре шпоры Сула сохранились характерные для молодых платформ особенности строения и развития фундамента и платформенного чехла. В то же время отчетливо проявляются новообразованные тектонические и морфоструктурные элементы, отражающие положение шпоры Сула внутри области активно формирующихся квазиостроводужных систем. Наиболее выраженными новообразованиями следует считать приобретенную шпорой Сула линейную форму, четко проявляющуюся вертикальную дифференциацию составляющих ее локальных морфоструктур, образование у подножий единого цоколя линейно вытянутых узких и глубоких прогибов.

Молуккская квазиостроводужная система. На северо-востоке центральной области Индонезийского архипелага расположена небольшая по размерам и состоящая из двух линий островов Молуккская квазиостроводужная система. Составными частями ее являются Молуккский желоб-трог, острова Моратай и Хальмахера, группа более мелких островов и впадина задугового моря Хальмахера, в совокупности образующие слабовыпуклую к западу дугу. Радиус ее кривизны достигает примерно 300 км и совпадает с линией, соединяющей маленький о.Саянг на северо-востоке с о.Мандиоли на юго-западе. Последовательность в расположении желоба-трога, внешней и внутренней островных линий, впадины задугового моря является даже по этим признакам свидетельством принадлежности упомянутых морфоструктурных элементов к островодужной системе. Однако ориентировка вершины дуги к западу, в сторону от океана, позиция желоба-трога не с океанской стороны, а внутри впадины Молуккского моря, ограниченные размеры и другие специфические характеристики некоторых частей этой дуги, подчеркивают отличие ее от классических ОДС и, наоборот, однозначно указывают на адекватность ее структуры с квазиостроводужным типом [7].

Основную информацию о строении Молуккской квазиостроводужной системы несут острова, входящие как во внутреннюю, так и во внешнюю островные линии.

Внутренняя линия начинается островом Моратай. Его северная оконечность срезается склоном южной центриклинали Филиппинского глубоководного желоба. Противоположное окончание о.Моратай через неглубокий пролив близко подходит к о.Хальмахера, который представляет собой субмеридианально вытянутую горную гряду дугообразной формы. От средней части этого острова в сторону Тихого океана отходят два полуострова. Между северным окончанием о.Хальмахера и северо-восточным полуостровом находится залив Кау (2500—3000 м), а между этим и юго-восточным полуостровом — залив Були (155—2500 м). Морское продолжение северо-восточного полуострова доходит до южного конца центриклинали Филиппинского глубоководного желоба [1].

От юго-восточного полуострова в направлении к п-ову Чендравасих простираются две короткие линии надводно-подводных островов и атоллов. С океанской стороны в островную линию входят острова и атоллы шельфовой зоны этого полуострова. Через неглубокий пролив они сочленяются с группой островов Саянг-Вайгео. Более южная линия включает вытянутые в цепь острова Гебе, Гаг и Батанга. Вместе с океанской линией эта цепь островов служит северо-восточным обрамлением впадины моря Хальмахера. Острова Вайгео и Батанга находятся недалеко от п-ова Чендравасих. Орографически связь всех островов настолько тесная, что можно говорить о

единстве морфоструктурного плана и близком генетическом родстве тектонических элементов внутренней линии Молуккской квазиостроводужной системы и п-ова Чендравасих.

Южная оконечность о.Хальмахера сразу же за экватором также начинает изгибаться в направлении к п-ову Чендравасих. Острова, соединяющие эти морфоструктуры, представлены группой островов Боо, Кофиалу и Салавати. Между этой линией, юго-восточным полуостровом о.Хальмахера и продолжающими его в море островами находится главная впадина моря Хальмахера (2072 м). Примыкающая к о.Хальмахера часть этой впадины носит название залива Веда.

Южная оконечность о.Хальмахера и связанные с ней острова отделяются от шпоры Сула также широтно ориентированной впадиной (800—870 м), ось которой проходит севернее групп островов Оби и Мисоол. Данная впадина является связующим звеном между южным окончанием Молуккского желоба-трога и впадиной моря Хальмахера. В то же время она служит естественной границей между смежными морфоструктурными элементами Молуккской квазиостроводужной системы и шпорой Сула [14].

К западу от о.Хальмахера, уже во впадине Молуккского моря прослеживается внешняя, вулканическая линия разноразмерных островов. На юге она включает острова Бочан, Мандиоли и Касирута. Дальше к северу их продолжает короткая островная линия с относительно большими островами Макиан и Тернаите. Эти линии островов отделены от о.Хальмахера неглубокими четковидно сочленяющимися депрессиями, которые при подходе к северной оконечности о.Хальмахера выклиниваются. По своему структурному положению они соответствуют межлинейноостровному трог. Продолжают внешнюю линию мелкие надводные и подводные островки на западном шельфе северной оконечности о.Хальмахера. Это означает, что внешняя островная линия Молуккской квазиостроводужной системы превращается из самостоятельного морфоструктурного элемента в локальное осложнение подводной окраины о.Хальмахера.

Надо отметить, что размеры внутренней, главной островной линии (острова Моратай, Хальмахера и др.) уменьшаются к югу, а размеры внешней вулканической островной линии уменьшаются в обратном направлении, к северу.

Поверхность всех островов и полуостровов гористая, причем нередко господствующие формы рельефа — вулканические постройки. Современные вулканы приурочены к линейной полосе с островами Макиан и Тернаите и находятся также на западной прибрежной полосе северной оконечности о.Хальмахера. Всего на внешней островной линии известно шесть действующих наземных вулканов и два источника сольфаторных газов. Наибольшую активность проявляет вулкан на о.Тернаите, а самым высоким

(1935 м) является вулкан Гамкуноре на о.Хальмахера [1, 5, 11].

Молуккский желоб-трог обрамляет внешнюю островную линию с запада. На севере он изгибается более энергично, чем в других местах и почти под прямым углом подходит к склону Филиппинского глубоководного желоба. Сочленяются желоба через неглубокую меридианально ориентированную перемычку. Вследствие ундуляции шарнира на дне Молуккского желоба-трога образовались три локальные впадины. Северная из них называется впадиной Моратай, имеет максимальную глубину 3680 м, находится вблизи о.Моратай и северной оконечности о.Хальмахера. Ось впадины Моратай ориентирована почти субширотно и образует изгиб в соответствии с простираанием островов [1].

Центральная и южная впадины пространственно стоят друг к другу ближе и поэтому объединяются в желобоподобный трог Бочан-Тернаите. Центральная впадина узкая и длинная, крутосклоновая, сравнительно неглубокая (3500 м), имеет щелевидную форму. Южная впадина крупнее и глубже (4970 м) ранее описанных впадин, в поперечном сечении обладает корытообразной формой. На самом юге ось этой впадины поворачивает к востоку и ее центриклиналь проходит между островами Бочан и Оби. В целом для Молуккского желоба-трога характерны дугообразная форма, с выступающей к западу вершиной, достаточно крутой и более прямолинейный восточный и пологий, распывчатого облика сравнительно невысокий западный склон. Превышение бровки этого склона над днищем желоба на значительном его пространстве менее 1000 м, тогда как на восточном склоне оно колеблется в пределах 3000—3500 м.

Особенности структуры и положение Молуккского желоба-трога не позволяют отнести его к типу глубоководных океанских желобов, свойственных классическим островодужным системам. В то же время он является неотъемлемой частью системы депрессий и островных линий, которая по ряду морфоструктурных и тектонических показателей похожа на структуру классических островодужных систем. Наиболее близкими аналогами Молуккского желоба-трога являются Тиморский, Кайский и Серамский желоба-троги, входящие в Малую Зондскую дугу.

На карте высот поверхности Тихого океана Молуккское море выражено на севере субмеридианальной депрессией с уменьшающимися значениями высот от периферии к ее центру от 60 до 55 м вблизи о.Талауд. Центр депрессии находится на широте о.Моратай. В южной области поверхность моря имеет форму широтной депрессии с ответвлением на север в направлении к о.Талауд. В широтной части этой депрессии значения высот и с запада, и с востока понижаются к ее центру от 60 до 40 м, а в северном направлении возрастают от центра к периферии от 40 до 59 м. Максимальные высоты поверхности Молуккского моря при-

урочены на западе к цоколю хр.Сангixe, а на востоке — к цоколю островов Моратай и Хальмахера.

Рельеф поверхности моря Хальмахера образован сменяющимися в плане формами неровностей с колебаниями высот от 70 м вблизи залива Кау до 76 м у юго-восточного полуострова и залива Були.

Высоты поверхности Молуккского и Хальмахера морей имеют близкий план расположения и тот же знак неровностей этой поверхности, что и в аномалиях силы тяжести [10].

Сведений о геологическом строении островов Молуккской квазиостроводужной системы опубликовано мало. Большей частью они относятся к соседним островам и морским впадинам, а в их содержании преобладают данные о тектонике, геофизических полях и нефтеносности. Предлагаемый далее краткий обзор составлен в основном по этим материалам.

Конкретные сведения о геологическом разрезе отложений имеются только для о.Бочан, входящем во внешнюю, вулканическую островную линию. В единичных выходах здесь в горах Сибелла обнажаются глинистые сланцы, филлиты, туфогенные сланцы, относящиеся к верхнему палеозою или к нижнему мезозою. Наряду с сланцами встречаются гнейсы и граниты, очень редко — диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. Эти породы осложнены более поздними по времени внедрения интрузиями габбро, норитов и серпентинизированных перидотитов (см. рис. 3). Большинство исследователей относят эти породы к комплексу складчатого основания. Достоверно мезозойскими являются продукты подводного андезитового вулканизма мелового возраста [3].

Данных о породах осадочного происхождения крайне мало. Известно лишь, что на некоторых островах обнаружены разобщенные выходы туфогенных песчаников андезитового и дацитового состава, глины и мергели с линзами и тонкими слоями известняков и конгломератов, с остатками фауны эоценового возраста. Вместе с подстилающими их меловыми отложениями эти породы смяты в складки. На недалеко расположенном о.Вайгео в основании эоценовой толщи обнаружены прослои брекчий.

Неогеновые отложения известны на соседних островах. Так, на о.Талауд, осложняющем далекий западный борт Молуккского желоба-трога, они сложены толщей песчаников и мергелей предположительно раннемиоценового возраста. На подстилающих породах они залегают с угловым несогласием, причем в основании разрезов присутствуют породы вулканического происхождения.

На п-ове Чендравасих, в частности, на прибрежном нефтяном месторождении Кламоно нефтепоисковыми скважинами вскрыты дислоцированные пермско-каменноугольные терригенно-карбонатные породы с прослоями углей и, вероятно, триасовые обломочные породы суммарной мощностью около 2500—2700 м. Трансгрессивно перекрывающие их такого же состава

отложения мощностью до 500 м имеют юрско-меловой возраст. Интервал от верхнего мела до нижнего миоцена представлен здесь толщей известняков и мергелей мощностью более 1000 м. Кверху эти отложения сменяются еще более мощной и сложнопостроенной толщей мелководноморских известняков, мергелей и мергелистых глин (3000 м). Эти породы перекрываются несогласно залегающими на них слоями чередующихся глин, алевролитов и песчаников (3000—4000 м) плиоцен-плейстоценового возраста. Отмечается закономерное изменение мощностей как отдельных маломощных пластов, так и целых пачек и серий палеогеновых, неогеновых и плиоцен-плейстоценовых отложений в региональном направлении в сторону смежных морских впадин, а в локальном плане — от сводов на присводовые участки и далекие крылья складок. Отложения мезозойского и кайнозойского возрастов подверглись складчатости, образуют зоны антиклинальных и синклиналиных складок, нарушены сбросами и взбросами [8, 9].

Формирование осадочных и вулканогенно-осадочных отложений происходило в мелководноморских бассейнах, развивавшихся после эпох складчатости, магматизма и орогенеза. Наиболее выраженной по интенсивности, длительности и распространению является эпоха складкообразования, последовавшая после накопления отложений, образующих складчатое основание. Скорее всего, это был конец позднего палеозоя и(или) начало мезозоя. Обломки пород этого комплекса обнаружены в конгломератах и брекчии, в базальных слоях вышележащих отложений. Тогда же, очевидно, произошло внедрение интрузий габбро, норитов, перидотитов. Данных о предюрских, юрских и предмеловых эпох тектонической активности для данного региона не имеется. Отмечаются эпохи интенсивного вулканизма в эоцене—позднем олигоцене, в среднем миоцене и особенно в плиоцен-плейстоценовое время, когда складкообразование, вулканизм и орогенез были достаточно активными. Повсеместно зафиксировано трансгрессивное налегание четвертичных отложений на все более древние породы, причем появление несогласий совпадает со временем развития вулканизма. На островах Молуккской квазиостроводужной системы эпохи вулканической деятельности коррелируют с неотектоническими движениями и вулканизмом на Филиппинах, Новой Гвинее, смежных территориях Индонезийского архипелага. Следует отметить наиболее интенсивные фазы тектогенеза, оказавшие существенное влияние на условия залегания определенных комплексов пород. Самой ранней из таких фаз является позднепалеозойская или раннемезозойская эпоха складчатости, следы которой найдены на о.Бочан. Несколько отличающейся по масштабу проявления может оказаться предмеловая-эоценовая эпоха складкообразования, отмечаемая по изменению состава отложений и наличию в них основных пород, главным образом, андезитового и дацитового составов.

Достоверно установленными могут считаться эпохи среднемиоценового и предплейстоценового тектогенеза, обусловившие главные черты современной структуры Молуккской квазиостроводужной системы. Особенно интенсивный вулканизм проявился в последние 2,5 млн. лет [17]. С этим временем связано завершение формирования современного морфоструктурного и тектонического блока Молуккской квазиостроводужной системы.

Структура естественных геофизических полей в значительной своей части согласуется с морфоструктурными характеристиками ранее названных элементов.

Аномалии силы тяжести, выявленные по данным спутниковой альтиметрии, имеют положительные величины от 30 до 100 мГал для Молуккского желоба-трога, внешней и внутренней островных линий. Полоса локальных положительных аномалий на островах Хальмахера и Моратай почти под прямым углом утыкается в зону отрицательных аномалий 50 мГал на южной центриклинали Филиппинского глубоководного желоба.

В аномальном гравитационном поле в свободном воздухе внешняя и внутренняя островные линии выражены единой серповидной формы меридианально ориентированной аномалией более 150... 280 мГал. Молуккский желоб-трог, впадина моря Хальмахера и о.Моратай находятся в спокойном поле положительных аномалий до 50 мГал. Цепь островов, отходящая от юго-восточного полуострова к п-ову Чендравасих, представлена короткими округлыми положительными четковидно сочленяющимися аномалиями 75... 50 мГал.

Высокого значения до 320 мГал аномалии силы тяжести в редукции Буге ($2,67 \text{ г/см}^3$) определены для юго-восточного полуострова о.Хальмахера и для полосы продолжающих его островов к п-ову Чендравасих. Остальной части Молуккской квазиостроводужной системы свойственно менее интенсивное (80... 200 мГал), спокойное, практически безаномальное поле.

Магнитное аномальное поле изучено слабо, по редкой сетке профилей. Во впадине Молуккского моря обнаружены две крупные отрицательные аномалии с амплитудой до 150 гамм. Северная из них ориентирована меридианально, а южная широтно, то есть их простирание согласуется с простиранием морфоструктурных элементов. Островным линиям свойственна единая овальной формы положительная аномалия 50 гамм, под углом подходящая к седловине между отрицательными аномалиями. Ее простирание несогласно с простиранием островных линий.

Данные о тепловом поле отсутствуют. На смежной акватории они редко превышают 1,2 ЕТП, в основном не выходят за пределы 0,6—0,8 ЕТП.

Очаги землетрясений группируются по периферии Молуккской квазиостроводужной системы. Их много в центральной зоне впадины Молуккского моря, на о.Та-

лауд и к северу от него. Глубина очагов здесь 34—300 км, а их интенсивность обычно 4,5 магнитуды.

В заключение отметим, что включенные в Молуккскую квазиостроводужную систему морфоструктурные элементы образуют крупный дугообразной формы блок земной коры с четко обозначенными структурными границами. В орографическом и геоморфологическом плане этот блок является самостоятельной единицей, близкой по своему облику морфоструктурам о.Вайгео и п-ова Чендравасих. В то же время не просматриваются прямые связи для подтверждения выводов некоторых исследователей о генетическом родстве с морфоструктурами Филиппинского архипелага [15, 19].

Неравномерная и слабая изученность геологического строения ограничивает возможность раскрытия структуры главных элементов Молуккской квазиостроводужной системы. Доступные для анализа данные не противоречат предположению о том, что входящие в нее крупные острова — остатки-блоки молодой эпигерцинской платформы. Как и на соседних крупных островах и полуостровах, здесь выявлены верхнепалеозойские дислоцированные породы складчатого основания (о.Бочан), которые можно рассматривать как фундамент этой платформы. Несогласно, с размывом перекрывающая это складчатое основание мощная толща осадочных отложений имеет мелководноморское происхождение, содержит поверхности размыва и угловые несогласия, слои базальных конгломератов и брекчий, редкие прослои вулканогенных пород. Толща платформенного чехла умеренно и слабо дислоцирована, среди складок отмечаются структуры конседиментационного и унаследованного развития.

Вместе с тем следует еще раз указать на своеобразие сочетаний морфоструктурных элементов. Молуккский желоб-трог и внешняя островная линия находятся на противоположной от океана стороне, а внутренняя линия и впадина задугового моря — со стороны океана. Вулканы приурочены не к внутренней, а к внешней островной линии. Сами островные линии короткие, а разделяющий их трог просматривается только на юге этих морфоструктур. Все это свидетельствует об особой тектонической выраженности Молуккской квазиостроводужной системы, структурном положении и развитии ее в новейшее геологическое время не по платформенному типу, а в режиме начальной стадии формирования островодужной системы. И это заставляет рассматривать Молуккский желоб-трог, островные линии и впадину задугового моря в качестве особого блока, генетически однотипного с квазиостроводужными системами.

Итак, в структурном плане и шпора Сула и Молуккский архипелаг выражены оригинальными гетерогенными тектоническими элементами. Территория этих морфоструктур — часть совсем недавно распавшейся (и продолжающей распадаться) молодой эпи-

герцинской платформы. Об этом свидетельствуют особенности соотношения структур под и над повсеместно резко проявленным региональным несогласием между сильно дислоцированными верхнепалеозойскими и гораздо слабее складчатыми верхнетриасовыми и более молодыми отложениями. Верхнепалеозойские отложения относятся к фундаменту, а несогласно перекрывающие их мезозойско-кайнозойские толщи — к чехлу молодой эпигерцинской платформы. Нигде не обнаружены отложения, которые можно было бы отнести к коре океанского типа. А это означает, что рассмотренные структурные элементы сформировались на блоках с корой континентального типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас океанов. Проливы Мирового океана* // Под ред. В.Н.Чернавина. — Минск: Главное управление навигации и океанографии ВМФ, 1993.
2. *Ван Беммелен Р. Горообразование*. — М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1956.
3. *Ван Беммелен Р. Геология Индонезии*. — М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
4. *Венинг-Мейнес Ф.А. Гравиметрические наблюдения на море. Теория и практика*. — М.: Госгеодезиздат, 1940.
5. *Влодавец В.И. Вулканы Земли*. — М.: Наука, 1973.
6. *Гравиметрические карты Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса (Аномалии в свободном воздухе; аномалии Буге). Масштаб 1:30 000 000* // Под ред. Л.И.Красного, В.В.Федынского. — М.: Аэрогеология, 1978.
7. *Куприн П.Н. Континентальная окраина (переходная зона) островодужного и альтернативного типов* // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 88. Вып. 4. 2013. С. 36—54.
8. *Кучапин А.В. Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Индонезии. Геология и нефтегазоносность зарубежных стран* / Тр. ВНИГНИ. Вып. XLII. 1964. С. 16—48.
9. *Кучапин А.В. Индонезия. Геология нефти. Справочник. Т. 2. Кн. 2. Нефтяные месторождения зарубежных стран* // Под ред. И.В.Высоцкого. — М.: Недра, 1968. С. 390—403.
10. *Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана* // Под ред. Г.Б.Удинцева. МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПКО «Картография», ГУН и О. — М.: С-Пб, 2003.
11. *Одли-Чарлз М. Дж. Сулавеси. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1*. — М.: Мир, 1977. С. 437—452.
12. *Хермес Я. Западный Ириан. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 2*. — М.: Мир, 1977. С. 108—124.
13. *Espinosa A., Rinehart W., Tharp M. Seismicity of the Earth, 1960—1980* // United States Navy Through the Office of Naval Research (Horizontal Scale 1: 46 460 600). 1981.
14. *General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO)* // Publ. by the Canadian Hydrographic Service. Ottawa, Canada, 1984.
15. *Hartono H.M.S. Implantation of Marine Technology (geology and geophysics) in Indonesia* // Acquisition of Marine Surveying Technologies. New York, United Nations. 1987. Pp. 148—159.
16. *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins* / Eds. M. Talwani and W.C. Pitman // Maurice Ewing Series 1, American Geophysical Union, Washington, D.C. 1977. Pp. 99—114.
17. *Pubellier M., Spadea P., Pouclet A. et al. Correlations of tephra in Celebes and Sulu sea basins: constraints on Geodynamics*. Proc. ODP / Scientific Results. Vol. 124. 1991. Pp. 459—465.
18. *Rangin C. The Sulu Sea, a back arc basin setting within a Neogene collision zone* // Tectonophysics. Vol. 161. 1989. Pp. 119—141.
19. *Silver E.A., Rangin C. Development of the Celebes basin in the context of Western Pacific marginal basin history*. Proc. ODP / Scientific Results. Vol. 124. 1991. Pp. 39—49.
20. *Umbgrove J.H.F. Structural History of the East Indies*, Cambridge Univ. Press. London. 76. 1949.

Планеты земной группы как твердые остатки (ядра) обычных преимущественно газовых планет, потерявших газовую составляющую при первоначальной вспышке Солнца

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

Показано, что планеты земной группы являются твердыми остатками (ядрами) обычных преимущественно газовых планет, потерявших первичную газовую составляющую под воздействием ударной волны, возникшей во время первоначальной вспышки Солнца. Без этих событий не могло осуществляться формирование планет земного типа, проявление геологических (в т.ч. рудообразующих) процессов, возникновение, существование и развитие жизни. Приводятся сведения, указывающие на снижение количества свободного кислорода в атмосфере Земли, вызывающее смену и уменьшение числа органических видов, а также грозящее исчезновением живой материи.

Ключевые слова: газопылевые облака, звезды, Солнце, ударная волна первичной вспышки Солнца, образование и эволюция планет земной группы, кислород, органический мир.

Лихачёв Александр Петрович, alexanderlikhachev@rambler.ru

Terrestrial planets as solid cores of conventional predominantly gas planets, lost the primary gas component under the influence of the shock wave produced during the initial outbreak of the Sun

A.P.LIKHACHEV

It is shown that the terrestrial planets are solid cores of primarily conventional gas planets, lost the primary gas component under the influence of the shock wave produced during the initial outbreak of the Sun. Without these events could not have carried out the formation of the terrestrial planets, the manifestation of geological (including ore-forming) processes, the emergence of the existence and development of life. Provides information indicating the reduction in the amount of free oxygen in Earth's atmosphere, causing the shift and decrease in the number of organic species, as well as threatening the disappearance of living matter.

Key words: gas and dust clouds, stars, the Sun, the shock wave of a primary outbreak of the Sun, the formation and evolution of the terrestrial planets, oxygen, organic world.

Выполненный автором анализ известных в научной литературе и интернете материалов, касающихся формирования и эволюции планет солнечной системы, и результаты собственных исследований позволили сделать ряд новых выводов, важных в теоретическом и практическом отношении. Главный из них состоит в том, что планеты земной группы — твердые остатки (ядра) обычных преимущественно газовых планет, потерявших первичную газовую составляющую под воздействием ударной волны, возникшей во время первоначальной вспышки Солнца (рис. 1). Без этих событий не могло осуществляться формирование планет земного типа, проявление геологических (в т.ч. рудообразующих) процессов, возникновение, существование и развитие живой материи. Имеются сведения, указывающие на постоянное снижение количества свободного кислорода в атмосфере Земли, вызывающее смену и уменьшение числа

органических видов, а также грозящее в дальнейшем гибелью животного мира.

Основополагающими являются следующие факты: 1) данные о полном плавлении планет земной группы при отсутствии (недостаточности) нужной для этого их массы; 2) неизбежность первоначального преобладания газовой составляющей (водорода и гелия) в во всех формирующихся в газопылевом облаке космических телах, которые остаются в таком состоянии (непригодном для проявления геологических и биологических процессов) навсегда, если не подвергаются воздействию внешних сил и удалению большей части газовой фракции; 3) непереносимое проявление мощной ударной волны при первичной вспышке («загорании») новых звезд, сопровождающейся сбросом и переносом собственного вещества и материала окружающих планет; 4) признаки уменьшения количества свободного кислорода в атмосфере Земли,

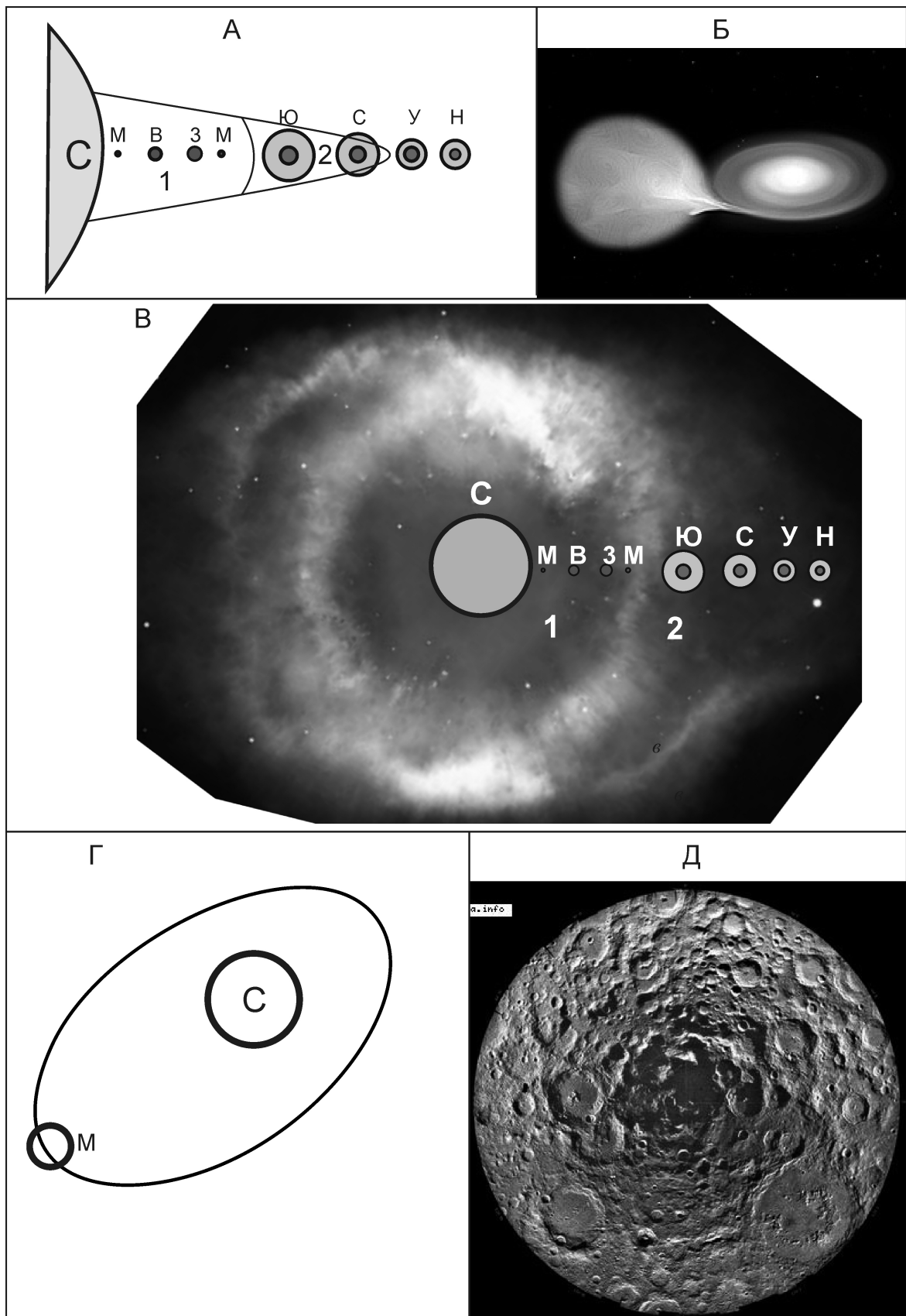


Рис. 1. Схемы расположения и снимки космических тел:

А — расположение планет солнечной системы; Б — перетекание водорода и гелия с красного гиганта на белый карлик; В — планеты солнечной системы на фото распределения веществ при реальной вспышке новой звезды; Г — орбита вращения Меркурия вокруг Солнца; Д — снимок поверхности Луны (данные из сайтов Интернета и Википедии); зоны: 1 — выноса, 2 — отложения веществ

определяющего существование и вызывающего изменение органического мира с угрозой его полного исчезновения.

В современных генетических концепциях доминируют представления, согласно которым планеты солнечной системы сформированы из окружающего Солнце холодного газопылевого материала в результате действия собственных и внешних гравитационных сил [3, 4, 11, 12 и др.]. Не до конца ясными остаются вопросы наблюдаемого различия существующих планет по составу, размеру, размещению на орбитах, направлению и скорости вращения, ориентации в пространстве. При их объяснении нередко допускаются во многом неоднозначные предположения и случайные события: гетерогенность исходного материала, участие инородных масс, удары и падение космических тел и др. Особенно проблемными и практически важными являются условия и причины образования планет земной группы.

Состав и строение планет земной группы свидетельствуют о том, что каждая из них, в т.ч. и Луна, подверглись полному плавлению. Этот факт имеет принципиальное значение, так как при сравнительно небольших массах полное плавление тел за счет собственных возможностей неосуществимо из-за недостатка сил самогравитации, способных создавать всеобъемлющий нагрев и поддерживать температуру всеобщего плавления.

Известно, что самогравитация происходит в том случае, если объем вещества имеет достаточную массу для того, чтобы превосходить внутренние силы сопротивления и тело могло принять гидростатически равновесную, близкую к сферической, форму. В применении к модели горячей Земли В.В.Кузнецов [3, 4] это определение выразил следующим образом: если объем вещества имеет массу M такую, что

$$GM/R > U,$$

где G — постоянная тяготения, R — радиус, U — теплота плавления, то планета (спутник) в процессе образования за счет самогравитации пройдет фазу плавления и примет сферическую форму.

Вещество в этих условиях будет нагрето до температуры $M^{2/3}$.

Соотношение между самогравитацией и внутренним (газокинетическим) давлением определяется критерием Джинса, требующим, чтобы концентрация вещества была больше некоторой критической плотности ρ_c , при которой гравитационные силы и внутреннее давление сбалансированы.

Критическая Джинсова плотность определяется формулой:

$$\rho_c = M_n / R_n^3,$$

где λ — Джинсова длина волны, R_n — радиус, а Критическая масса Джинса M_n , при которой может начаться гравитационное сжатие:

$$M_n = 2 M_n (R_n / R_{n-1})^2 / (R_n^2 / R_{n-1}^2).$$

Как показано в работах [3, 4], условие самогравитации выполняется для Юпитера, Сатурна, Урана и Нептуна, но не для планет земной группы. Их масса значительно меньше критической Джинсовой. M_n/M_n для Меркурия, Венеры, Земли и Марса составляет, соответственно: 10^6 ; 10^4 ; 10^4 ; 10^5 , тогда как для Юпитера, Сатурна, Урана и Нептуна: 0,3; 0,3; 0,33; 0,23.

Реальная причина недостающих масс и полное плавление планет земной группы могла быть связана с потерей ими преобладающей газовой составляющей в результате действия ударной волны при первоначальной вспышке Солнца (см. рис. 1, А, В).

Процесс вспышки звезд в ходе их формирования в результате коллапса холодного вещества обычно не рассматривается, так как предполагается постепенный разогрев исходного материала. Однако есть все основания полагать, что резкое продвижение высокотемпературного плазменного фронта от внутренней части к холодной поверхности звезды непременно приводит к взрывному процессу, сопровождающемуся возникновением мощной ударной волны и сбросом внешних слоев нового светила.

Подобный процесс часто проявляется и наблюдается при возникновении так называемых новых звезд в двойных системах, связанном с перетеканием вещества (в основном водорода) с одного тела (красного гиганта) на другое — белый карлик (см. рис. 1, Б).

По мере накопления вещества на принимающем теле и достижения в этом веществе критической температуры для проявления ядерной реакции происходит его вспышка, сопровождаемая мощной ударной волной и сбросом внешнего материала, которые распространяются со скоростью от сотен до тысяч километров в секунду (см.рис. 1, В).

В условиях солнечной системы события могли осуществляться следующим образом.

Формирование Солнца и окружающих его планет происходило почти одновременно, в основном до начала термоядерной реакции превращения водорода в гелий и вспышки звезды. На этой стадии каждая из уже обособившихся протопланет (планетезималей) разделилась на твердую (обогащенную твердым веществом) внутреннюю и мощную внешнюю газовую части.

В последующем, в ходе прогрессирующего развития реакции превращения водорода в гелий, произошла вспышка Солнца. Она вызвала сброс его внешних слоев и возникновение мощной ударной волны, распространение которых снесло газовые оболочки протопланет земной группы, переместив их вместе с выброшенным веществом Солнца в сторону внешнего края солнечной системы.

У самой близкой к Солнцу протопланеты (Меркурий) была снесена не только газовая, но и значительная (массовая доля до 50%) силикатная часть, кото-

рая затем аккумулировалась Венерой. Удар волны был настолько велик, что более чем на 10 млн. километров сместил основное тело Меркурия, вследствие чего орбита его вращения вокруг Солнца приобрела наблюдаемую в настоящее время сильно вытянутую форму (в млн.км): афелий 57,8, перигелий 45,9 (см. рис. 1, Г).

Потеря Меркурием значительной части силикатного вещества подтверждается избыточным количеством в нем тяжелой составляющей («железного» ядра), а приобретение Венерой сброшенного с Меркурия сравнительно легкого материала — недостатком в ней железной массы, слабым магнитным полем и специфическим составом и состоянием ее современной атмосферы.

Ударная волна вспышки Солнца могла сместить (изменить) положение и ориентацию планет солнечной системы, в т.ч. стать причиной необъяснимых ранее вращения планет вокруг своих осей, различного их наклона и направления вращения.

Большая часть сброшенного с Солнца и планет земной группы газа разместилась в области орбит Юпитера и Сатурна. Поэтому здесь сформировались наиболее крупные преимущественно газовые планеты.

Планеты Уран и Нептун по качеству и количеству слагающих их веществ, вероятнее всего, соответствуют первичному материалу той части облака, в которой они образовались. До них практически не достигало сброшенное с Солнца и планет земной группы газовое вещество. Оно потратилось на образование Юпитера и Сатурна, первичные размеры и массы которых могли соответствовать Урану или Нептуну: $1,0243 \cdot 10^{26}$ кг или 17,15 масс Земли.

Количество сброшенного с планет земной группы и Солнца газового вещества в удаленную часть солнечной системы (область Юпитера и Сатурна) приблизительно можно оценить путем допущения того, что в среднем каждая протопланета земной группы (Меркурий, Венера, Земля и Марс), как и Юпитер с Сатурном, изначально приближалась по составу и массе к Нептуну, твердое ядро которого оценивается в 1,2 массы Земли.

При этом допущении расчеты показывают, что величина сброшенного с планет земной группы газового материала, вошедшего в состав Юпитера и Сатурна, составляет 63,8 масс современной Земли, имеющей массу $59742 \cdot 10^{24}$ кг, а доля сброшенного с Солнца вещества — 377,8 масс Земли.

Резкая (почти мгновенная) потеря планетами земной группы преобладающей газовой составляющей под воздействием ударной волны вспышки Солнца привела к декомпрессии и проявлению различных преобразований в твердых остатках.

Состояние и поведение оставшегося вещества в этих условиях во многом определяются величиной массы тела, а именно рассмотренным выше критерием Джинса. Если масса тела, оставшегося после уда-

ления газовой составляющей, обладает гравитационной силой, превышающей или равной силе внутреннего давления тела, то оно остается практически неразрушенным, но подвергается полному плавлению. В случаях же превышения внутренних сил тело испытывает разрушения, зависящие от величины превышения этой силы и, соответственно, от массы тела, начиная от частичных выбросов расплавленных фрагментов до полного разрушения внутренним взрывом как расплавленных, так и не подвергавшихся плавлению исходных твердых материалов.

Можно допускать, что при величине массы остаточного тела близкой к массе Земли происходит декомпрессионное плавление (переход в расплав) большей части вещества с некоторым выбросом расплава и твердых фрагментов в окружающее космическое пространство. В случаях меньших масс, например, приближающихся к массе Луны, осуществляется полное плавление со взрывом и выбросом значительной части расплавленного материала, а при еще меньших происходят взрывы, плавление и полное разрушение с образованием тел астероидного и метеоритного размеров.

Именно небольшие планетезимали при своем разрушении произвели наблюдаемое разнообразие астероидов, комет и метеоритов, принадлежащих различным частям исходных тел и отражающих разную степень их преобразования. Например, к ним относятся тела пояса астероидов, находящегося между орбитами Марса и Юпитера, и метеориты хондритового типа, во многом представляющие собой застывшие выбросы силикатных расплавов.

Вполне возможно, что существующие в настоящее время многочисленные ударные кратеры на планетах земной группы и Луне образованы не случайно проходящими чуждыми телами, а в основном собственным материалом, выброшенным при декомпрессионном взрыве и возвращаемым путем притяжения исходным телом. Подтверждением тому могут служить изометричная форма ударных кратеров, увеличение их количества с уменьшением размера и массы материнского тела (Земля Венера Марс Меркурий Луна), способствующим проявлению взрывного эффекта, и сравнительно равномерное распределение кратеров по поверхности тел (см. рис. 1, Д). Проявляется также тот факт, что большие по размеру кратеры, образованные падением и ударом наиболее крупных тел, имеют признаки более раннего образования, чем относительно мелкие, сформированные телами, выброшенными на большее удаление и возвращающимися позднее.

Земля и другие планеты земной группы, перейдя в расплавленное состояние, в дальнейшем, после длительного нахождения в нем, подверглись охлаждению и кристаллизации с проявлением кристаллизационно-гравитационной дифференциации. Кристаллизация началась сверху и перемещалась вниз [7].

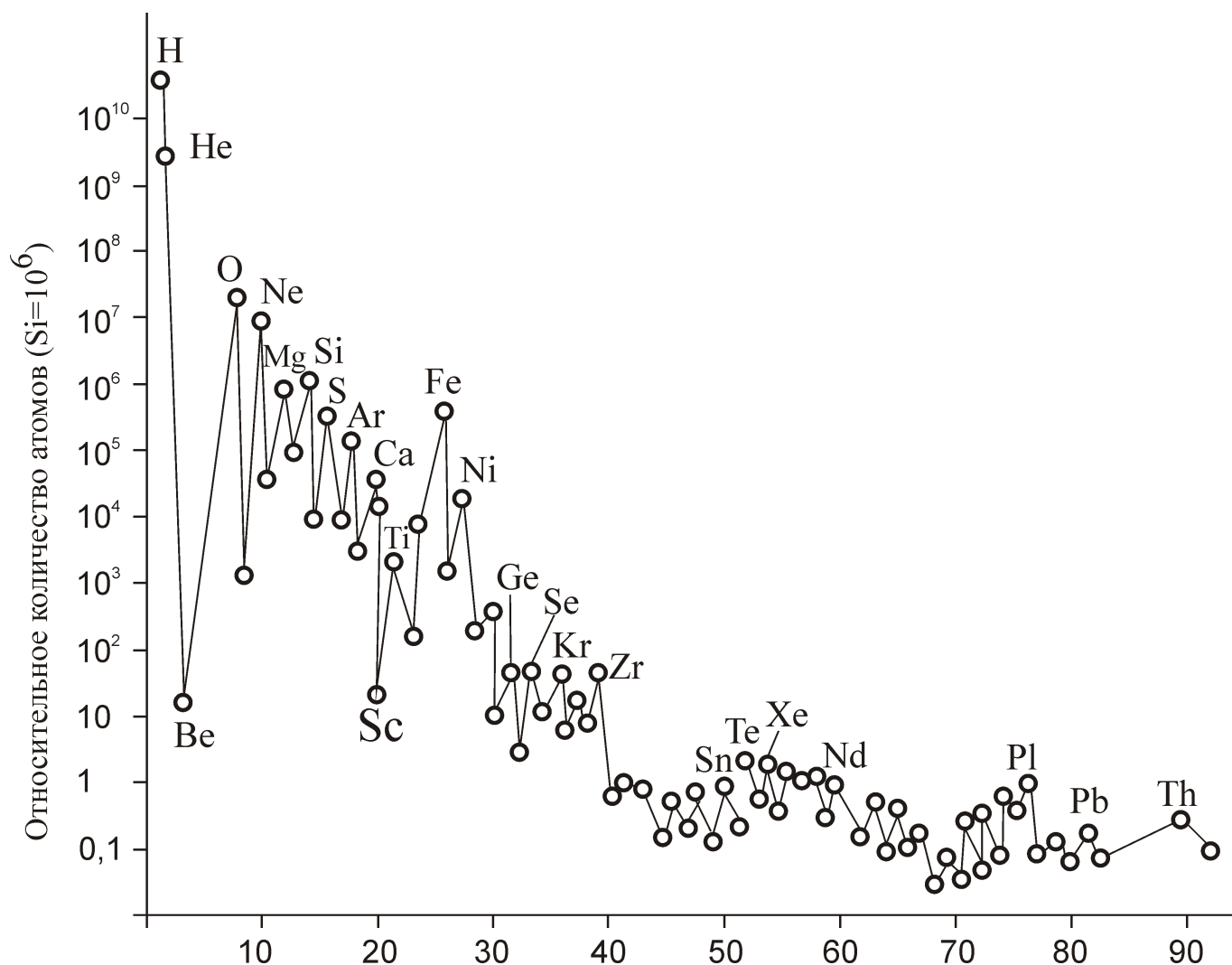


Рис. 2. Распространенность химических элементов в газопылевых облаках, по А.Камерону и др.

Чтобы лучше понять, как происходили рассматриваемые процессы, надо определиться с исходным составом и состоянием вещества планет земной группы, а для этого необходимо обратиться к исходному составу газопылевого облака, сформировавшего Солнце и его планеты.

Общепризнанно, что исходное вещество планет и звезд солнечного типа представляет собой материал межзвездных ионизированных облаков, сформированных преимущественно при взрывах сверхновых. Имеющиеся в литературе определения состава межзвездного вещества, материала сверхновых звезд и Солнца показывают, что они однотипны. В каждом из них, за исключением преобладающих водорода и гелия, резко доминирует кислород (рис. 2, табл. 1), являющийся главным связующим (минерало- и пороодообразующим) элементом. Среди основных петро- и рудогенных элементов массовая доля ¹⁶O составляет 74,4%.

После синтеза химических элементов в коллапсирующих звездах и при взрыве сверхновых, практически все они оказываются в окружении кислорода,

размещающ на больших расстояниях один от другого, препятствующих их соприкосновению и реакции между собой. Поэтому первоначально частицы разрозненных элементов реагируют в основном с окружающим их кислородом с образованием стабильных оксидных и гидроокисных соединений, которые связывают кислород и предохраняют его от диссипации и других потерь. Именно эти обстоятельства и такие соединения, сохраняя кислород в устойчивом твердом состоянии, делают возможным в дальнейшем образование большей части сложных минеральных форм, горных пород и месторождений полезных ископаемых. Значительная доля кислорода реагирует также с водородом, образуя воду. Но и с учетом этого, не менее 30% массовой доли его исходного количества остается в свободном состоянии в протопланетном материале.

Создание сложных соединений химических элементов и минералов происходит на стадии сжатия и уплотнения исходного газопылевого вещества, приводящих к повышению температуры среды, соприкосновению и взаимодействию газовых и твердых

1. Продуктивность нуклеосинтеза сверхновой SN 1987A [14]

Элементы	Масса ($M_{\odot}$)	Элементы	Масса ($M_{\odot}$)
^{12}C	0,114	^{45}Sc	$2,80 \cdot 10^{-7}$
^{13}C	$1,15 \cdot 10^{-10}$	^{46}Ti	$8,20 \cdot 10^{-6}$
^{14}N	0,00272	^{47}Ti	$3,55 \cdot 10^{-6}$
^{15}N	$6,48 \cdot 10^{-10}$	^{48}Ti	$2,20 \cdot 10^{-4}$
^{16}O	1,48	^{49}Ti	$6,17 \cdot 10^{-6}$
^{17}O	$9,86 \cdot 10^{-9}$	^{50}Ti	$1,12 \cdot 10^{-10}$
^{18}O	$8,68 \cdot 10^{-3}$	^{50}V	$2,15 \cdot 10^{-10}$
^{19}F	$7,84 \cdot 10^{-11}$	^{51}V	$6,82 \cdot 10^{-6}$
^{20}Ne	0,229	^{50}Cr	$3,56 \cdot 10^{-5}$
^{21}Ne	$3,03 \cdot 10^{-4}$	^{52}Cr	$9,09 \cdot 10^{-4}$
^{22}Ne	0,0293	^{53}Cr	$7,41 \cdot 10^{-5}$
^{23}Na	0,00115	^{54}Cr	$6,26 \cdot 10^{-9}$
^{24}Mg	0,147	^{55}Mn	$2,27 \cdot 10^{-4}$
^{25}Mg	0,0185	^{54}Fe	0,00252
^{26}Mg	0,0174	^{56}Fe	0,0760
^{29}Si	0,00980	^{59}Co	$2,55 \cdot 10^{-4}$
^{30}Si	0,00719	^{58}Ni	0,0140
^{31}P	0,00105	^{60}Ni	0,00227
^{32}S	0,0229	^{61}Ni	$2,55 \cdot 10^{-4}$
^{33}S	$8,84 \cdot 10^{-5}$	^{62}Ni	0,00290
^{34}S	0,00126	^{64}Ni	$9,91 \cdot 10^{-14}$
^{36}S	$4,23 \cdot 10^{-7}$	^{63}Cu	$2,01 \cdot 10^{-5}$
^{35}Cl	$6,08 \cdot 10^{-5}$	^{65}Cu	$1,37 \cdot 10^{-6}$
^{37}Cl	$4,99 \cdot 10^{-6}$	^{64}Zn	$1,73 \cdot 10^{-5}$
^{36}Ar	0,00377	^{66}Zn	$8,50 \cdot 10^{-5}$
^{38}Ar	$3,30 \cdot 10^{-4}$	^{67}Zn	$5,46 \cdot 10^{-7}$
^{40}Ar	$4,77 \cdot 10^{-9}$	^{68}Zn	$1,17 \cdot 10^{-7}$
^{39}K	$3,76 \cdot 10^{-5}$	^{70}Zn	$7,91 \cdot 10^{-19}$
^{41}K	$1,59 \cdot 10^{-6}$	^{69}Ga	$1,11 \cdot 10^{-10}$
^{40}Ca	0,00326	^{71}Ga	$4,52 \cdot 10^{-16}$
^{42}Ca	$1,46 \cdot 10^{-5}$	^{70}Ge	$2,09 \cdot 10^{-12}$
^{27}Al	0,0155	^{57}Fe	0,00429
^{28}Si	0,0850	^{58}Fe	$4,30 \cdot 10^{-9}$
^{43}Ca	$5,12 \cdot 10^{-6}$	^{72}Ge	$6,25 \cdot 10^{-19}$
^{44}Ca	$1,15 \cdot 10^{-4}$	^{73}Ge	$3,95 \cdot 10^{-23}$
^{46}Ca	$1,12 \cdot 10^{-11}$	^{74}Ge	$9,85 \cdot 10^{-23}$

частиц между собой: при формировании околозвездных поясов, планетезималей, образовании и эволюции планет.

Формирование твердой части Земли и других планет земной группы изначально происходило за счет сравнительно примитивных оксидных частиц протопланетного вещества. Из всего набора оксидных соединений преобладающих химических элементов наиболее тяжелыми и легкоплавкими являются оксиды железа, имеющие и наиболее слабые связи с другими элементами, в т.ч. и с кислородом (табл. 2). Поэтому при дорасплавной концентрации и гравитационной дифференциации исходного материала в планетезималах осуществлялось накопление тяжелых оксидов железа в их центральных частях.

2. Молекулярная масса и свободная энергия образования оксидов главных элементов вещества планет земной группы [9]

Оксидные соединения	Молекулярная масса	Свободная энергия образования $G_{298,15}^0$, ккал/моль
FeO	69,05	58,59
CaO	56,08	144,34
MgO	40,31	136,9
SiO ₂	60,08	204,71
Fe ₂ O ₃	159,69	177,41
Al ₂ O ₃	101,96	378,2
Fe ₃ O ₄	231,55	272,47

Таким образом, еще до стадии плавления твердое вещество планет земной группы приобрело дифференцированное строение с концентрацией значительной части железа в их центре. В остальной вышележащей части, кроме оставшихся оксидов железа, находились оксиды магния, алюминия, кальция, натрия и других элементов. Значительная доля среди них принадлежала воде, углекислому, сернистому и другим газам, а также свободному кислороду. Являясь более тяжелыми, чем преобладающий водород и гелий, они опускались из газовой оболочки и накапливались в твердой, но еще рыхлой, нижележащей толще протопланет.

Резкая декомпрессия твердого вещества планет, обусловленная потерей ими газовой (гелиево-водородной) составляющей при первоначальной вспышке Солнца, вызвала выброс из него межзвездной летучей фракции на поверхность твердого тела и затем быстрое плавление всего твердого материала вследствие того что, состав системы оказывался в объеме ее ликвидуса.

Летучие компоненты, выброшенные декомпресси-ей на вакуумированную поверхность оставшихся твердых тел, формировали атмосферы и гидросферы планет земной группы. К ним также добавлялись летучие, которые растворялись в расплаве и выделялись при его кристаллизации. В целом в состав летучих компонентов входили присутствующие в исходном веществе (см. табл. 1) кислород, азот, водород, углерод, сера и другие элементы, находившиеся в основном в виде соединений O_2 , N_2 , H_2O , CO_2 , SO_2 . Их сохранность в атмосфере и гидросфере планет зависела от собственного атомного и молекулярного веса и от массы (силы притяжения) планет.

По молекулярному весу эти соединения располагаются в следующем порядке: H_2O (18), N_2 (28), O_2 (32), CO_2 (44), SO_2 (64), тогда как планеты по массе размещаются в очередности: Меркурий, Марс, Венера, Земля. Самыми легкими из перечисленных летучих компонентов являются вода и молекулярный азот, а самыми тяжелыми CO_2 и SO_2 . Молекулярный кислород занимает промежуточное положение.

Современный состав атмосфер планет земной группы показан в табл. 3. Видно, что в атмосферах Венеры и Марса преобладает кислород (массовая доля 76%), но он практически весь связан с углеродом, преимущественно в виде тяжелого углекислого газа, составляющего, соответственно, 96,5 и 95,32% их массы. В атмосфере Земли, наоборот, доминирует относительно легкий молекулярный азот (массовая доля 75,5%). В ней же содержится и большое количество свободного кислорода (массовая доля 23,1%), а также паров воды, основная часть которой составляет гидросферу планеты. Атмосфера Меркурия чрезвычайно разрежена. В ее состав входят (в массовых долях %): кислород 42 и наиболее легкие газы — водород 22 и гелий 6, возможно являющиеся реликтами материала ударной волны — сброшенного с Солнца вещества.

Таким образом, можно считать, что массы Венеры и Марса способны были удерживать в своих атмосферах только тяжелые газы, в то время как изначально содержащиеся в них более легкие летучие подверглись диссипации. Земля же обладала массой, обеспечившей сохранность в своей атмосфере азота, кислорода и паров воды, но не достаточной для удержания водорода и гелия.

Кислород в больших количествах первоначально мог присутствовать в атмосферах всех планет земной группы, так как в исходном веществе (см. табл. 1) его было достаточно не только для того, чтобы связать практически все другие элементы в твердых, жидких и газообразных соединениях, но и чтобы остаться в значительных количествах в свободном состоянии. Следы свободного кислорода имеются даже на небольших планетах — Меркурии и Марсе. На Меркурии он составляет большую часть (массовая доля 42%) его разреженной атмосферы, а на Марсе про-

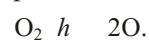
3. Состав атмосферы планет земной группы (в массовых долях %)

Газ	Земля	Марс	Вене- ра	Мер- курий
Азот, N_2	75,5	2,7	3,5	
Кислород, O_2	23,1	0,13		42,0
Аргон, Ar	1,286	1,6	70**	
Углекислый газ, CO_2	$3,95 \cdot 10^{-2*}$	95,32	96,5	
Неон, Ne	$1,3 \cdot 10^{-5}$	0,00025	7**	
Гелий, He	$7,2 \cdot 10^{-5}$		12**	6,0
Метан, CH_4	$4,6 \cdot 10^{-4*}$			
Криптон, Kr	$2,9 \cdot 10^{-4}$	0,00003		
Водород, H_2	$7,6 \cdot 10^{-5}$			22,0
Ксенон, Xe	$8,7 \cdot 10^{-6*}$	0,000008		
Оксид азота, N_2O	$7,7 \cdot 10^{-5}$	0,013		
Оксид угле- рода, CO	до 0,0397	0,07	17**	
Водяной пар, H_2O	до 2,5*	0,03	20**	
Озон, O_3	до 0,001	0,000003		

Примечание. * — объемные доли %; ** — ppm

явлен в виде повсеместно распространенных и придающих Марсу бурый («красный») цвет оксидов железа, массовое образование которых в основном происходит за счет свободного кислорода [8]. Причем важно отметить, что в процессах образования оксидных соединений кислород выполняет не только минералообразующую роль (составляет значительную часть образующегося минерала), но и является главным и наиболее активным агентом экстракции, транспортировки и концентрации (отложения) железа и других элементов. Это видно из данных, характеризующих величины свободных энергий образования ионов и нейтральных молекул в водных растворах, показывающих, что кислород создает наиболее прочные и устойчивые соединения [6, 9].

В атмосфере Земли первоначально (после декомпрессионного выброса летучих на ее поверхность) кислород также мог преобладать над другими газами, в т.ч. и над азотом. Но по ходу своей эволюции Земля постепенно теряла кислород, продолжая его терять и в настоящее время. Возможно, что утечка кислорода происходит в верхних слоях атмосферы при преобразовании молекулярного кислорода в атомарный под воздействием ультрафиолетового излучения Солнца:



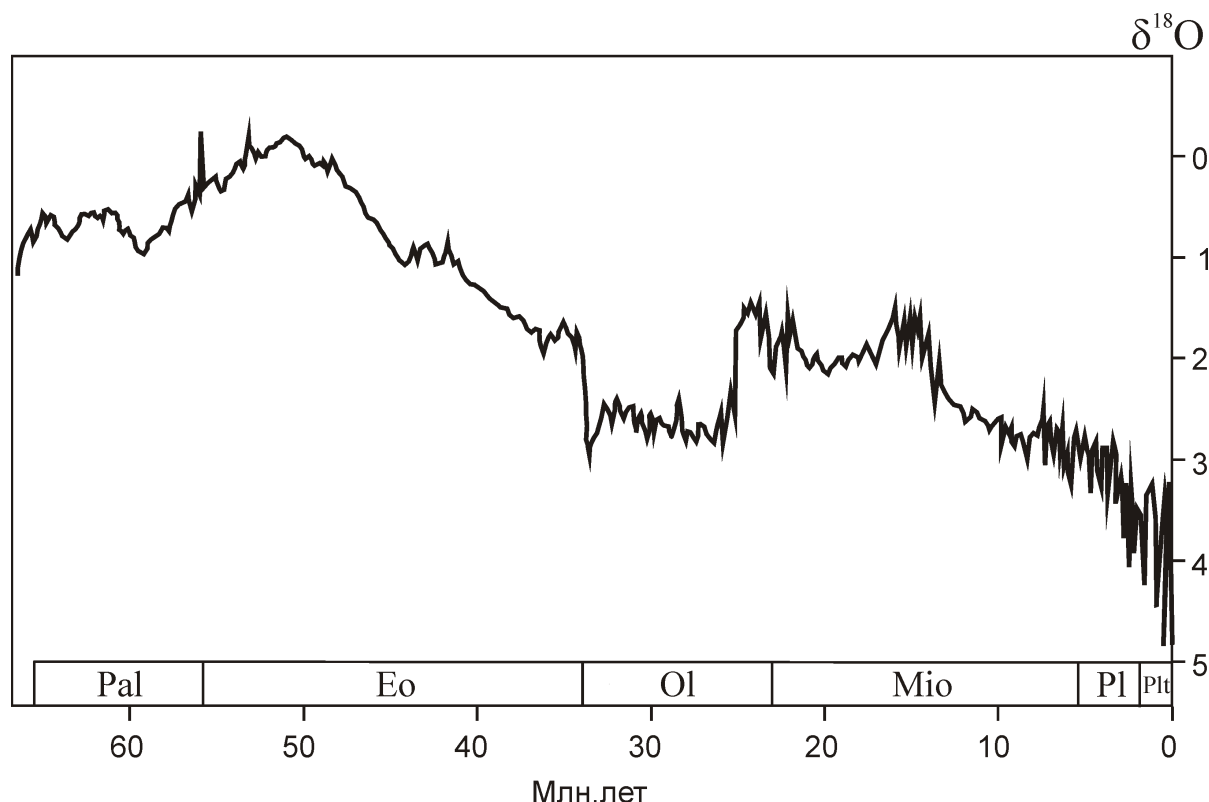


Рис. 3. Изменение изотопного состава кислорода в раковинах фораминифер, по работе [14]

Свидетельством существования свободного кислорода в ранней атмосфере Земли являются широко распространенные в докембрии оксидные образования железорудных формаций [2], которые могли формироваться только при наличии свободного кислорода [8]. К самым древним из них относятся образования района Исуа в Западной Гренландии возрастом 3760 млн.лет [1]. Подтверждением же утечки и понижения количества кислорода в земной атмосфере служит факт сначала уменьшения, а затем и прекращения образования железорудных формаций в конце докембрия и в постдокембрийское время. В дальнейшем они сменились образованием красноцветных толщ, длившимся вплоть до начала неогена (23,03 млн.лет назад). В последующее время массовых отложение оксидов железа не происходило, вероятнее всего, из-за снижения содержания и парциального давления кислорода в земной атмосфере.

На снижение содержания кислорода в атмосфере Земли могут указывать и другие данные. Возможно к ним относятся данные изменения изотопного состава кислорода со временем в отмерших фораминиферах (рис. 3). Наблюдаемое здесь общее повышение тяжелого изотопа ^{18}O во времени может быть причиной преобладающей утечки (диссипации) легкого изотопа ^{16}O и накопления ^{18}O в атмосфере и в океанической воде в растворенном виде. Имеются также сведения, указывающие на повышенное содержание кислорода во включениях воздуха керна льда и в воде оз.Восток в Антарктиде, время образования которого

оценивается в 15 млн.лет [10]. В воде оз.Восток количество кислорода по приблизительным оценкам в 50 раз превышает его содержание в современных водоемах. Объясняется этот феномен накоплением кислорода за счет включений воздуха тающего льда. Но в закрытой системе, каковым является озеро, при общем давлении 30 МПа и соответствии состава включений современной атмосферы, в которой преобладает молекулярный азот (массовая доля 75,5%), это маловероятно. В такой ситуации неизбежно будет существовать над водой газовый объем, который не был обнаружен при вскрытии озера скважиной 5-Г.

В связи с возможным уменьшением количества кислорода в атмосфере Земли, требуются неотложные меры по изучению этого вопроса, снижению потерь и сохранению живой материи. Вполне вероятно, что известные периоды массового вымирания живых организмов обуславливались не разовыми катастрофами, как предполагается в настоящее время, а постепенным уменьшением содержания кислорода в процессе эволюции атмосферы.

Кислород, получаемый при фотосинтезе, по-видимому, не компенсирует его общих потерь: в ходе космической диссипации и в индустриально-бытовом потреблении. Диссипацию предотвратить и регулировать практически невозможно, тогда как индустриально-бытовые нужды могут и должны быть сокращены.

Таким образом, можно сделать следующие основные выводы:

1. Планеты земной группы являются твердыми остатками (ядрами) обычных преимущественно газовых планет, потерявших газовую составляющую под воздействием ударной волны, возникшей во время первоначальной вспышки Солнца.

2. Без этих событий невозможно формирование планет земного типа, проявление геологических (в т.ч. рудообразующих) процессов, возникновение, существование и развитие живой материи.

3. Основная причина всему этому заключается в том, что изначально все планеты, как и их звезды, состоят преимущественно из газов (водород и гелий) и остаются таковыми навсегда (непригодными для проявления геологических и жизненных процессов), если не подвергаются воздействию внешних сил и удалению большей части газовой составляющей.

4. Окончательное формирование планет произошло после плавления остатков твердого материала, осуществленного в результате его декомпрессии, вызванной сбросом преобладающей газовой оболочки под воздействием ударной волны первичной вспышки Солнца. При этом ближайшая к Солнцу планета Меркурий потеряла не только газовую, но и значительную силикатную часть, которая аккумулировалась впоследствии Венерой.

5. Атмосферы планет земной группы создавались за счет летучих компонентов межзвездных пространств сравнительно рыхлого твердого исходного материала и изначально растворенных в расплаве флюидов в ходе их миграции к поверхности планетных тел. Состав атмосфер во многом определялся гравитационной силой (массой) планет: менее массивные (Венера и Марс) удерживали в основном относительно тяжелые газы (преимущественно CO_2), тогда как более массивная Земля наряду с тяжелыми — сравнительно легкие N_2 , O_2 , H_2O .

6. В первичном составе газовой фракции планет, формировавшей их атмосферу, преобладал свободный кислород. На Венере и Марсе он подвергся почти полной диссипации, хотя в соединениях с другими элементами и составляет большую часть атмосфер этих планет.

7. В атмосфере Земли свободный кислород, изначально доминируя, подвергается постепенной диссипации и в настоящее время его массовая доля составляет 23,1%.

8. По мере изменения количества свободного кислорода в атмосфере Земли менялись условия для возникновения, существования и эволюции жизни на ее поверхности. При высоких содержаниях она была полностью невозможной. С понижением содержания O_2 возможно до 50—30% появлялись примитивные органические особи, которые в дальнейшем (с последующим понижением содержания кислорода) развились до проявленной на Земле сложной живой материи.

9. Сначала благоприятное для проявления и развития живой материи снижение количества сводного кислорода в атмосфере со временем стало отрицательно влиять на ранее возникшие организмы, вызывая их исчезновение. Возможно, именно с этим связаны известные на Земле периоды массовой гибели старого животного мира и возникновение нового, приспособившегося к изменившимся (более пониженным) содержаниям кислорода.

10. Дальнейшее убывание количества свободного кислорода в земной атмосфере приведет к последующим преобразованиям живой материи с уменьшением ее разнообразия и, в конечном счете, к полному исчезновению жизни на Земле.

11. Необходимо более детальное изучение баланса свободного кислорода в земной атмосфере и принятие кардинальных мер по снижению его потерь.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аллорт Я. Древние супракрустальные породы с возрастом свыше 3760 млн. лет и ассоциирующиеся с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть западной Гренландии / Ранняя история Земли. — М.: Мир, 1980. С. 188—201.
2. Докембрийские железорудные формации Мира. — М.: Мир, 1975.
3. Кузнецов В.В. Физика Земли и Солнечной системы. — Новосибирск, 1990.
4. Кузнецов В.В. Физика горячей Земли. — Новосибирск, 2000.
5. Липенков В.Я., Полякова Е.В., Екайкин А.А. Закономерности формирования конгеляционного льда над подледниковым озером Восток // Лед и снег. 2012. № 4.
6. Лихачев А.П. О переотложении рудогенных и петрогенных компонентов водными растворами // Геохимия. 1975. № 10. С. 1459—1474.
7. Лихачев А.П. Формирование континентальной коры и образование в ней месторождений полезных ископаемых // Отечественная геология. 2011. № 4. С. 55—63.
8. Лихачев А.П. Причины и условия существования магнитных и немагнитных полей земной коры, определяющих формирование и размещение месторождений золота, алмазов, нефти, газа и других полезных ископаемых // Отечественная геология. 2013. № 6. С. 40—50.
9. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. — М.: Атомиздат, 1971.
10. Попов С.В., Масолов В.Н., Лукин В.В. Озеро Восток, Восточная Антарктида: мощность ледника, глубина озера, подледный и коренной рельеф // Лед и снег. 2014. № 5.
11. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. — М.: Изд-во МГУ, 2002.
12. Шило Н.А. Четыре космопланетарных проблем от Солнечной системы до Каспия. — М.: Изд-во «Новое тысячелетие», 1997.
13. Hashimoto M., Nomoto K., Shigeyama T. Explosive nucleosynthesis in Supernova 1987A // Institut D'Astrophysique De Paris. Pre-publication. № 254. November 1988. Pp. 1—14.
14. Lisiecki L.E., Raymo M.E. Correction to «A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records» // Paleoceanography. 2005. PA2007.

Факты, запечатленные в каменной летописи Заонежья, и их геологическая интерпретация

С.В.ВОРОБЬЁВА

Воробьева Светлана Васильевна

Геологический разрез раннепротерозойских пород карельской формации, вовлеченных в процесс длительных и сложных деформаций, в связи с устойчивыми восходящими глыбовыми движениями кристаллического фундамента в фанерозое, в Заонежье венчает суйсарская свита людиковийского надгоризонта. В составе этой свиты выделяются туфобрекчии, граувакки с обломками интрузивных и эффузивных основных пород и мандельштейны. В.М.Тимофеев в 1935 г. на островах Суисари выделил Суйсарский комплекс и описал в составе суйсарской толщи авгитовые диабазы.

Авгитовые диабазы представляют собой термально-метаморфизованные базальтоидные породы с разросшимися бластопорфировыми вкрапленниками закалочного пироксена. В современной глыбово-сложенчатой структуре угловато-линзовидные тела базальтоидных пород приурочены к зонам глубинных зеленокаменных рвов, служивших для диссипации мощного глубинного теплового потока. Угловато-линзовидные формы этих тел в геологическом разрезе указывают на обстановку всестороннего ориентированного сжатия и сокращения земной коры в связи с глыбовыми поднятиями континента и взбросо-сдвиговыми перемещениями. Крупномасштабные глыбово-блоковые перемещения в профиле глубинных разломов северо-западного направления вполне логично увязываются с вытеснением глубинных разломов в профиле инкратонной Лапландско-Беломорской зоны. Глыбовые выступы кристаллического фундамента в Карелии и на Кольском полуострове составляют борта ступенчатого трога. Признаки расщепления горных пород на литопластины указывают на обстановку тектонического расслоения земной коры, а скользящие перемещения литопластин в межблоковых линейных швах вызваны силами гравитационной тектоники. Зеленокаменные базальтоидные породы с закалочным пироксеном в обстановке локализованного термального отжига и стресса насыщались скоплениями переотложенного силлиманита.

Сильный термальный отжиг уместно связать с внедрением оливинсодержащих базальтоидных пород, сопутствующих интрузивным телам и силлообразным залежам траппов, возникших в зонах локализованного термоаномального влияния на габбро-нориты.

Локализованный термоаномальный центр порожден очагом термоядерного распада. Прямыми свидетелями этого события являются расплавленные краснокаменные песчано-глинистые породы ятулия с крупными кристаллами торита. Псаммитовые граувакковые породы суйсари приобрели в термоаномальном эпицентре облик кристаллически зернистых гранитоидных пород, которые выделяются крупными кристаллами оранжита. В эпицентре подземного термоядерного взрыва произошел выброс дезинтегрированных обломков алмазоносного пиролита — корневой зоны рифейского вулканоплутонического центра, а выплавленная при образовании пиролита базальтоидная лава вынесла не только оплавленные оливиновые вкрапленники, но и глыбы, и обломки глубинных автолитов. Ксенокристаллы оливина, подверженного серпентинизации, по периферии обрастают кварцем. Светлый, почти белый, чуть зеленоватый прозрачный оливин с трудом распознается среди прозрачного кварца. В шлифах контуры оливина неровные, извилистые. Именно эти изверженные горные породы В.М.Тимофеев назвал мандельштейны. Ассоциация оливина и кварца в базальтоидных лавах характерна для о.Фаяль. Кварц в миндалевидных порах накопился позднее ксенокристаллов оливина, так как совместно с кальцитом заполняет газовые поры в базальтоидных породах, но наблюдаются и пустые газовые поры. Следовательно сквозь эти базальтоидные породы, выплавленные под влиянием сухого термального прогрева из пиролита — глубинного корня вулканоплутона, при выплавлении базальтоидного расплава проникали глубинные газы. Мощный подземный газовый взрыв проявился выбросом обломков глубинных пород, среди которых различаются базальтические андезиты с метакристаллами малинового пироп-андрадита.

Гранатсодержащие базальтические андезиты фиксируют зону перехода к «инфракоре» и образовались в результате сухого термального влияния на эклогитизированные габбро. Выходы эклогитизированных основных горных пород фиксируют зону гигантского срыва на границе низов «инфракоры», возникшей как ядро вулканоплутона и корневой части термальной колонны дифференцированных в результате вулканоплутонизма мафических пород протокры, подобной лунным габбро-анортозитам. Обособление и отрыв гранитоидной части термоколонны на уровне «инфракоры» под-

тверждается образованием зоны гигантского сбросо-сдвига. В этой зоне крупного межблокового шва оказались зажаты в виде «пакетов» из литопластин гранатосодержащие базальтоидные породы. Такая тектоническая зона имеет вид ступенчатых уступов с отвесными склонами и протягивается на 25 км при ширине 5—6 км по восточной части Заонежского полуострова и подтверждает процесс тектонического расслаивания земной коры, что характерно для глыбовых сооружений островных дуг. Находки в профиле большого тектонического шва крупных агрегатов дистена в виде уплощенных, но разросшихся по длине и ширине кристаллов, свидетельствуют о колоссальных тектонических напряжениях, связанных с вытеснением кристаллического фундамента. Дистеновые агрегаты представляют собой альпийские жилы, разросшиеся в зонах стресс-метаморфизма.

Оливинсодержащие базальтоиды не перекрыли глубокоэродированной коры, а локализовались у ее основания на уровне калевийского надгоризонта, следовательно, их покровы теперь размыты, и вторжение этих пород, несомненно, вызвано напряженной геодинамической обстановкой, связанной с оживлением глубинных разломов в профиле инкратонной зоны. Оливинсодержащие базальтоиды фиксируют очаговую зону, приуроченную к району Ким-озера.

Кимозерская структура находится в центральной части Заонежского полуострова, к югу от перешейка между озерами Ким-озеро и Хмель-озеро. Этот участок привлек внимание геологов, так как в одной из шлиховых проб, отобранных из ручья, впадающего в Ким-озеро, были установлены сотни зерен хромита. В 1992 г. в шлиховых пробах четвертичных отложений были найдены алмазы. По геофизическим данным указанная территория отличается наименьшими показателями теплового потока для северо-запада России.

Кимозерская структура изучалась сотрудниками АК «АЛРОСА» и австралийской компании «Rio Tinto Mining and Exploration» с целью поиска источников промышленных скоплений алмазов. Результаты этих работ были опубликованы в журнале «Геология и геофизика» № 9 в 2000 г. Авторский коллектив опубликованной статьи склонился к выводу о сходстве геологической обстановки в районе Ким-озера с некоторыми алмазоносными африканскими (конголезскими) объектами и объектами канадской провинции Соскачеван. Эти объекты нельзя причислить к настоящим кимберлитам, так как алмазоносные породы в указанных провинциях представлены грибовидными в разрезе телами. Ширина подводящих каналов этих объектов не превышает 50—100 м, а над каналами — блюдцеобразные впадины погружения. На всю глубину подводящие каналы сложены обломочными породами с пузырчатой и стекловатой структурой, а в блюдцеобразных впадинах проявлены признаки фреатоматматических взрывов, благодаря чему, воронкообразные сужающиеся книзу каналы вблизи поверхности окружены валами обломков, среди которых только изредка встречаются об-

ломки вмещающих пород. По-видимому, конголезские и канадские объекты, а также Кимозерскую структуру нельзя связать с кимберлитовым вулканизмом.

В районе Ким-озера проявлены следы мощного газового взрыва, который мог произойти только в момент наивысшей тектонической активности, вызванной расслоением земной коры. Следы неотектонических движений в районе Ким-озера указывают на то, что вторжение пиролита произошло в момент крайне напряженных тектонических движений, вызванных обособлением гранитоидов Водлинского тектонического блока.

Эродированная алмазоносная брекчиевидная порода в районе Ким-озера с признаками ремобилизации обломочного материала богата концентрациями хромита и содержит низкохромистые и эклогитовые пиропы. Из брекчированной массы весом около 815 кг, составленной из объединенных групповых проб, австралийская компания «Rio Tinto Mining and Exploration» путем термального расплавления добыла 100 алмазов, представляющих собой пластически деформированные и корродированные мелкие до 2 мм алмазы с каналами травления и признаками радиационной пигментации. Это безазотистые алмазы, в основном бесцветные резорбированные октаэдры, реже комбинационные формы типа октаэдр-додекаэдр и шпинелевые двойники с включениями высокомагнезиального ортопироксена и пентландита.

Основываясь на этих фактах, можно считать, что канал Кимозерской структуры фиксирует воронку вторжения ремобилизованных пород низов коры и мантии.

Согласно опубликованным АК «АЛРОСА» совместно с австралийскими геологами данным, *алмазоносные породы Ким-озера не отвечают по составу ни базальтовому, ни слюдяному типам кимберлита, но близки составу ультрабазитов. Ильмениты подобны ильменитам в трапповых силлах.* Следовательно, оливинсодержащие базальтоиды были выплавлены из глубинных пород в контуре термоядерного очага, возникшего в конечный этап жизни огнедышащего вулканоплутона. Интенсивный сухой прогрев глубинных плутонических тел габбро-норитов привел к образованию габбро-долеритов и долеритов, представляющих собой трапповые интрузии. Габбро-долериты и долериты широко развиты в районе Ким-озера. Гранатосодержащие разности базальтоидных пород — производные эклогитизированных пород.

Гранатосодержащие разности базальтоидных пород фиксируют зону перехода к инфракоре и являются индикаторами аномального очень мощного сухого термального прогрева эклогитизированных габбро. Из опубликованных Рингвудом и Грином экспериментальных опытов следует, что эклогитизация габбро возможна при температуре около 1200 °С и давлении 3300—4400 МПа, следовательно, эклогитизация произошла в разросшейся благодаря вулканоплутонизму зрелой коре континента.

Характер регионального метаморфизма в Заонежье напоминает зональный термоградиентный метаморфизм Шотландского нагорья. Центр термоградиентного контактового метаморфизма — Водлинское купольное поднятие. Так как зональный термальный метаморфизм распространяется в виде широкого ореола и на территорию Заонежского полуострова, следовательно, инициирующим событием были процессы окончательного плавления остатков докембрийского фундамента в эпицентре радиогенного очага и других пород сиала. Появление термоядерного очагового центра привело не только к зональному метаморфизму, но и способствовало образованию трапповых тел, открывших дорогу базальтоидным расплавам, вынесшим помимо ксенокристаллов оливина еще и обломки автолитов, дезинтегрированных взрывом трапповых тел и ксенокристаллы глубинных кристаллических пород.

О длительном ориентированном сжатии базальтоидных пород в профиле тектонических швов в обстановке нарастающего гидростатического давления прямо свидетельствуют литопластины пронизанных насквозь дистеном сланцев-тектонитов. Их расщепление на литопластины, разобщенные между собой полосами силлиманита, наблюдаемого среди базальтоидных пород с закалочным пироксеном, испытавших термальный отжиг, а затем зеленокаменные изменения, — все это факты каменной летописи, свидетельствующие о геодинамической обстановке.

С термоаномальным очаговым центром в районе Ким-озера взаимосвязана и отгонка радиоактивных компонентов из древних пород докембрийского фундамента.

Концентраторы первичных урановых минералов — черносланцевые отложения со слойками и конкрециями диагенетического пирита, образовавшегося в насыщенных органическим веществом илистых отложениях, которые отличаются от шунгитсодержащих пород людиковия и перекрываются флишоидными породами с градиационной ритмичной слоистостью, свидетельствующей о действии мутьевых потоков, сносивших терригенные осадки с сейсмоактивных поднятий.

Термоядерный очаг способствовал возгонке шунгита — особой формы углерода и насыщению им габбро-долеритов, выходы которых и шунгитизированные, и нешунгитизированные выделяются своей столбчатой отдельностью. Поэтому караваяобразные выходы шунгитов в современном рельефе — это эрозионно-тектонические останцы. Шунгитизированные осадочные породы алевропелитового и пелитового составов значительно легче по весу и не дают столбчатой отдельности.

Светло-малиновые гранаты района Ким-озера подобны гранатам алмазности пород, которые прослеживаются в виде плитообразных дайкоподобных

тел в архей-раннепротерозойском основании зоны сочленения Урала и Русской платформы.

Согласно опубликованным данным Н.К.Румянцевой и Н.П.Старкова, на Урале базальтоидные породы связаны с мощной активизацией фундамента в рифее, проявившейся в зоне перехода от Урала к Русской платформе. С этого момента началось погружение фундамента и накопление флишоидных терригенно-карбонатных отложений.

Территория Южной Карелии, также как и Урал, тяготеет в зоне перехода к Русской платформе. Учитывая эродированность лавовых потоков платобазальтов, вынесших ксенокристаллы оливина, логично связать мощную активизацию с рифеем. В местах эрозионного среза платобазальты покрыты сверху, в местах эрозионного среза корками ожелезнения. Но в отличие от зоны сочленения Среднего Урала с Русской платформой, территория Заонежья имеет более глубокий эрозионный срез. Поэтому мало надежды на поиск промышленных скоплений некимберлитовых россыпных алмазов «вишерского типа». Это доказывается свертыванием поисково-оценочных работ на алмазы австралийской горной компанией в Южной Карелии.

Свидетельства каменной летописи Заонежья помогают осознать, что причина появления локализованных термоаномальных центров в земной коре — очаги термоядерного распада. Эти очаговые центры логично сопоставить с горячими точками Вильсона. Именно с появлением термоаномальных центров радиогенного тепла и начались сложные геодинамические события, обусловленные постепенной перегонкой радиоактивных компонентов в более верхние уровни наращиваемой в палеозое по своей мощности осадочной оболочки земной коры. В Заонежье концентрация уранинита зафиксирована автором на уровне черносланцевых пород, отличающихся от шунгитизированной толщи. От пламени черные сланцы дают сильный коптящий дым и издают запах жженой резины. Это весьма характерно для горючих сланцев, а шунгитизированные породы со столбчатой отдельностью при воздействии пламени не дают коптящего дыма и издают запах тлеющего обугленного дерева. Концентрация уранинита отмечается на уровне диагенетических скоплений пирита и его желваков. Ураниниту сопутствует урановая чернь в виде бархатно-черных скоплений на плоскостях сланцеватости черносланцевых пород.

Вторичные соединения урана, урана и свинца, урана и меди гидрогенного типа концентрируются в зонах интенсивного катаклаза краснокаменных пород туломозерской свиты и связаны с реоморфическими телами, сопутствующими лейкократовым гранитам, и сопровождаются реоморфизованными телами полосчатых риолитов, которые являются спутниками палинггенных гранитов. Индикаторными признаками на оруденение гидрогенного типа служат зоны лимонитизированных пород и скопления урановой черни.