

ISSN 0869-7175

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



6/2001

ЗОЛОТЫЕ САМОРОДКИ УЗБЕКИСТАНА

АЛМАЗОНОСНОСТЬ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА



Указом Президента Российской Федерации № 1303 от 08.11.2001 г.

КРИВЦОВ АНАТОЛИЙ ИВАНОВИЧ

за многолетнюю плодотворную работу
и большой вклад в укрепление дружбы
и сотрудничества между народами
награжден Орденом Почета

Редколлегия и редакция журнала от души поздравляют Анатолия Ивановича с этой высокой наградой и желают ему доброго здоровья и успехов в творческой деятельности на благо отечественной геологии

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

6/2001

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество

Центральный

научно-исследовательский

геологоразведочный институт

цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

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

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

МОСКВА

Содержание

В.Г.Мавричев, С.И.Козеев, П.А.Виноградов, С.В.Делиа, С.Ю.Штунь

Многоярусный фундамент шельфа Северного Каспия и его отражение в структуре осадочного чехла по данным крупномасштабной аэромагнитной съемки.

3

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Таранушич Ф.Ф.

Типизация морфоструктур концентраций угольных пачек

12

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ляховкин Ю.С.

Типизация проявлений золотого оруденения Воронежского кристаллического массива

16

Тимофеева Т.С., Мирталипов Д.Я., Васильев Г.А., Мансурова Л.А., Мусаева М.М., Рахимжанов А.А., Уралов Б.Х.

Золотые самородки Узбекистана, их состав и изотопия химических элементов

22

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Журавлев А.В., Соболев Д.Б.

Местная стратиграфическая схема турнейского яруса Севера Урала

29

Королева М.Н., Истомина Л.Ю.

Раннеордовикские литофации и биозоны трилобитов в Восточно-Кокчетавском синклинии Северного Казахстана

33

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Егоров К.Н.

Этапы магматизма и алмазоносность центральной части Урикско-Ийского грабена Присяня

38

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Славкин В.С., Ворошилова М.С.

Новые данные о строении нижнемеловых продуктивных отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты по данным сейсморазведки МОГТ

43

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Коротеев В.А., Язева Р.Г., Иванов К.С., Бочкарев В.В.

Палеозоны субдукции в геологической истории Урала

50

Кузовков Г.Н.

Максютовский комплекс на Южном Урале — «пробный камень» уральской геодинамики.

58

Агафонов Б.П.

Литодинамическое направление в изучении Байкальского рифта

60

ДИСКУССИИ

Блюман Б.А.

О трех НЕ — нелинейность, необратимость, неравновесность — геологических процессов

64

Зейлик Б.С.

Астролема Семейтау и ее рудоконтролирующая роль

65

Литовченко Н.И.

К проблеме происхождения железистых кварцитов

70

РЕЦЕНЗИИ

Беленицкая Г.А.

Литогеохимический анализ — научное направление нового века

76

Митрофанов Ф.П., Шаров Н.В.

Рудная сейсморазведка

78

Русинов В.Л.

Золото-серебряные месторождения

79

Ручкин Г.В.

Информационно-аналитическая система прогнозно-металлогенического анализа минерально-сырьевой базы Дальнего Востока

80

ПЕРВООТКРЫВАТЕЛИ ОТЕЧЕСТВЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Первооткрыватели месторождений алмазов

82

80-летие Александра Ивановича Жамойды

85

80-летие Александра Александровича Ковалева

86

80-летие Виктора Парфентьевича Федорчука

87

60-летие Александра Александровича Кременецкого

88

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

Подписано в печать 19.11.2001. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129б.
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@pol.ru

Отпечатано в ГУП Экспериментальная типография.
103051 Москва, Цветной бульвар, 30

Многоярусный фундамент шельфа Северного Каспия и его отражение в структуре осадочного чехла по данным крупномасштабной аэромагнитной съемки

В.Г.МАВРИЧЕВ, С.И.КОЗЕЕВ, П.А.ВИНОГРАДОВ (ФГУ НПП «Геологоразведка»), С.В.ДЕЛИА, С.Ю.ШТУНЬ (ООО «ЛУКОЙЛ-Астраханьморнефть»)

На юге Астраханской области и прилегающей северной части шельфа Каспийского моря в 2000–2001 гг. проведена аэромагнитная съемка масштаба 1:50 000 с качественно новой высокочувствительной магнитометрической аппаратурой АКМ-01 со спутниковой системой привязки измерений на площади 40 868 км². Целевое назначение работ — изучение основных особенностей геологического и тектонического строения и оценки нефтегазоносности шельфа Каспийского моря. Направление маршрутов съемки — меридиональное (0–180°), средняя высота полета — 200 м. Среднеквадратичные погрешности: съемки $\pm 0,47$ нТл (при $T_H < 50$ нТл/км), по высоте $\pm 5,78$ м, по широте $\pm 2,79$ м, по долготе $\pm 1,75$ м. По материалам съемки построены: карты аномального магнитного поля (сечение изолиний ΔT_a 2–5 нТл) масштабов 1:50 000 и 1:200 000, его трансформаций, в т.ч. остаточных аномалий, карты рельефа магнитных пород фундамента, интерпретации магнитного поля по фундаменту и осадочному чехлу в масштабе 1:200 000.

Территория работ расположена в основном в пределах Скифско-Туранской плиты эпигерцинского возраста. Только на севере участок работ захватывает часть межплатформенной переходной зоны, по погребенным краевым швам которой граничат «древняя» Русская и «молодая» Скифско-Туранская платформы (рис. 1). Традиционно принимается, что земная кора «молодых» платформ имеет в целом трехъярусное строение (снизу вверх):

палеозойский, довершнепермский, складчатый фундамент, сложенный интенсивно дислоцированными и метаморфизованными породами девонского, каменноугольного и раннепермского возрастов;

тафrogenный переходный комплекс, рассматриваемый большинством исследователей в составе фундамента (тафrogenный фундамент) и перекрывающий сплошным покровом палеозойский фундамент, заполняя изолированные грабены и прогибы. Породы комплекса представлены менее дислоцированными и метаморфизованными, по сравнению с породами палеозойского фундамента, осадочными и вулканогенно-осадочными породами, в основном триасового и раннеюрского (?) возрастов;

осадочные, начиная со среднеюрского возраста, породы платформенного чехла, залегающие, как правило, с резким угловым несогласием на размытой поверхности складчатого палеозойского или тафrogenного фундамента.

Ниже поверхности палеозойского фундамента некоторые исследователи по материалам изучения поля силы тяжести и магнитного поля в земной коре выделяют несколько поверхностей раздела, связанных, по-видимому, с сохранившимися фрагментами раздела тектонических комплексов карельского и байкальского этапов тектоногенеза.

Оценка глубины залегания пород фундамента и, соответственно, определение мощности отложений осадочного чехла по материалам аэромагнитных съемок — одна из главных задач в изучении слабоизученных закрытых территорий. Для этого по технологии СГФ НПП «Севморгео» (И.В.Беляев, А.И.Атаков) выполнен тотальный расчет глубин залегания магнитоактивных источников способами, различающимися модельными представлениями и алгоритмами расчетов. Применялись методы: деконволюции Вернера, логарифмических спектров, автоматических подборов источников различных классов, «особые точки» (Трошков и др.), моделирование в двух- и трехмерном вариантах. Основная методологическая установка данной технологии — многовариантность анализа, позволяющая

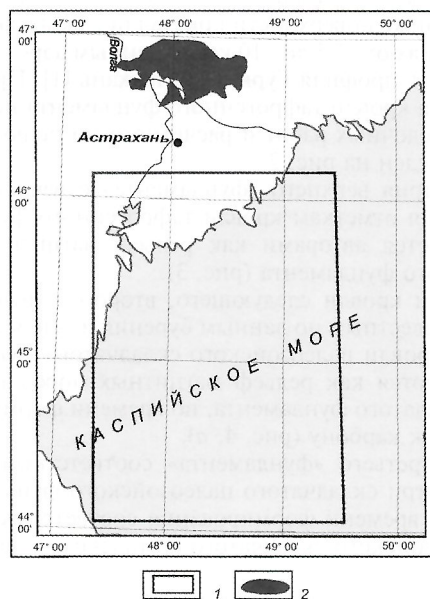


Рис. 1. Обзорная схема района:

1 — площадь аэромагнитной съемки; 2 — Астраханское газовое месторождение

охарактеризовать «пространство возможностей» и найти инвариант, т.е. устойчивые черты структуры, не зависящие от применяемых методов анализа. Для обеспечения более надежных расчетов привлечены материалы гравиметрических съемок масштаба 1:500 000. В итоге построены схемы гипсометрии отдельных слоев фундамента, различающихся магнитными характеристиками. Отметим, что отсутствие на площади съемки достаточного числа глубоких скважин, вскрывших нижние горизонты чехла и породы фундамента, не позволяют оценивать достоверность расчетов относительно предполагаемых горизонтов, составляющих фундамент в целом. По югу площади работ, например, использовались материалы региональных сейсморазведочных работ, отметивших не только структуру осадочного чехла, но и гипсометрию фундамента. Привлекались в основном как аргументация при анализе полученных расчетов данные структурных построений, бурения и предположения по смежным территориям. В итоге построенные схемы гипсометрии магнитных пород «фундамента» максимально, как доступно расчетам глубин по магнитному полю, отвечают возможным поверхностям литологически различающихся пород фундамента с предполагаемой стратиграфической привязкой, отражают блоковую структуру фундамента в целом. Многослойное строение фундамента, по-видимому, определяется отдельными тектоническими этапами его формирования. Для рассматриваемого региона такие построения выполнены впервые. В дополнение к схеме стратификации фундамента были оценены глубины залегания пород фундамента по технологии спектрально-пространственного анализа магнитного поля (СПАН) [3, 5, 6] с целью возможной стратификации всех поверхностей раздела фундамента на площади аэромагнитной съемки по системе отдельных опорных маршрутов и площади в целом. В итоге построены пять карт поверхности «фундамента», видимо, связанные

с выходами на них большинства магнитных и гравитирующих масс, определяющих их гипсометрию. Подразумевается, что эти «фундаменты» достаточно точно повторяют рельеф поверхности пород различного литологического состава, формирующих единый фундамент в целом. Такие «фундаменты» известны в пределах Русской платформы, Московской и Прикаспийской синеклиз. Подобные «фундаменты» с намагниченностью $(150\div 190)10^{-5}$ ед.СИ выделены ниже поверхности кристаллического фундамента на глубинах от $-7,5$ до -10 км по данным аэромагнитной съемки вдоль профиля Гурьев—Астрахань [1]. Пример сопоставления кровли тафrogenного фундамента по данным сейсморазведочных работ и расчетного по полю силы тяжести приведен на рис. 2.

Гипсометрия верхнего «фундамента» отвечает по данным бурения отметкам кровли тафrogenного фундамента и принимается авторами как рельеф магнитных пород тафrogenного фундамента (рис. 3).

Изолинии кровли следующего, второго, «фундамента» отвечают известным по данным бурения и сейсморазведки отметкам кровли палеозойского складчатого фундамента, и принимаются как рельеф магнитных пород палеозойского складчатого фундамента, по времени формирования относимый к карбону (рис. 4, а).

Кровля третьего «фундамента» соответствует границе раздела внутри складчатого палеозойского фундамента и, видимо, по времени формирования соответствует ранней фазе палеозойского складчатого комплекса — девону (см. рис. 4, б).

В нижних горизонтах фундамента выделяются четвертая и пятая устойчивые границы разделов, соответствующие, по-видимому, четвертой и пятой поверхностям «фундаментов» (рис. 5). Исходя из предполагаемых глубин залегания протерозойских (байкальского и карельского циклов тектогенеза) отложений в обрамлении Северного Каспия, четвертый «фундамент» принимается как рельеф магнитных пород протерозойского кристаллического фундамента (байкальская фаза?, см. рис. 5, а). Соответственно, пятый «фундамент» (см. рис. 5, б) понимается как рельеф магнитных пород нижнепротерозойского кристаллического фундамента (карельская фаза?).

Отметим не повсеместное распространение выделяемых «фундаментов», о чем могут свидетельствовать отрицательные (следует учитывать допускаемые погрешности при вычислении глубин по магнитному полю) значения при вычислении мощностей между упомянутыми «фундаментами», что, по-видимому, означает отсутствие нижнего «фундамента» на данном участке площади, его выклинивание. Ниже приведено описание выделенных подразделений «фундамента» Северо-Каспийской площади и сопутствующих им систем разломов от более древних и глубоко залегающих к более молодым, приближающимся к земной поверхности.

Кристаллический (карельский?) «фундамент» на приподнятых участках (блоках) залегает на $-6\ldots-7$ км, в опущенных на $-12\ldots-17$ км при общем воздымании «фундамента» в северном направлении до -6 км (см. рис. 5, б). Наиболее прогнутый блок — грабенообразный (протоавлакоген?) прогиб меридионального простирания, длинная ось которого проходит по меридиану $48^{\circ}00'$, а короткая — по широте г.Каспийск ($45^{\circ}20'$). Размеры наиболее опущенной части прогиба составляют 20×100 км с погружением до -17 км. Северная и южная переклинали более круты, чем западный и восточный борта. Борта прогиба ограничены тектоническими нарушениями субширотного и субмеридионального направлений, отмечаемые в магнитном поле зонами высоких (свыше 10 нТл/км) градиентов. Второй подобный прогиб (опущенный блок) в карельском (?) «фундаменте» таких же размеров, но меньшей глубины погружения, отмечен на юго-востоке площади съемки.

Длинная ось прогиба проходит вдоль меридиана $48^{\circ}50'$. Размеры прогиба 25×100 км при глубинах до -13 км. Обе впадины (опущенные блоки, протоавлакоген?), видимо, знаковый признак раннепротерозойских субмеридиональных протогосинклинальных систем вдоль западного (восточнее г.Каспийск) и восточного (восточнее г.Мангышлак, Гурьев) бортов, окаймлявших архейский Прикаспийский массив. Протоавлакогенны сопровождались эшелонированными, в основном ортогональной, в меньшей степени косодиагональной системами разломов. По мнению некоторых исследователей, на северо-западе архейского массива в протерозое имели место процессы даламинации (мантийной эрозии), вызвавшие погружение массива. Опущенный блок в районе г.Каспийск может рассматриваться как реликт этого процесса.

Наиболее приподняты в раннепротерозойское время:

первый блок «фундамента» (координаты в центре $44^{\circ}40'$ с.ш. и $47^{\circ}50'$ в.д.) северо-восточного простирания с отметкой -6 км при размерах наиболее приподнятой части блока 5×25 км. Данный выступ, так же как и впадины, ограничен разрывной тектоникой того же направления. В аномальном магнитном поле блок отмечен аномалией напряженностью 145 нТл;

второй блок «фундамента» (координаты в центре $45^{\circ}50'$ с.ш. и $49^{\circ}00'$ в.д.) расположен на северо-востоке территории (см. рис. 1). Большая его часть расположена вне границ съемки. Вершина поднятия в рельефе «фундамента» -5 км. Данный приподнятый блок в магнитном поле отмечен, как и выше рассмотренный, аномалией напряженностью $290\text{—}330$ нТл. По аномалии, горизонтальному градиенту (более 30 нТл/км) и расчетной намагниченности (более $0,002$ А/м), здесь предполагается внедрение дайки (штока?) в толщу кристаллического (карельского?) «фундамента» пород основного—ультраосновного состава;

третий блок (на площади съемки представлен фрагментом) с координатами $44^{\circ}15'$ с.ш. и $49^{\circ}25'$ в.д. очерчивается по изолинии рельефа магнитных пород «фундамента» -4 км. Возможно, имеется связь приподнятого блока с положением Беке-Башкудукского вала, на северном склоне которого расположена скв. 1 Хвалынская.

Следующий приподнятый блок (координаты в центре $44^{\circ}15'$ с.ш. и $48^{\circ}50'$ в.д.), имеет размеры 8×8 км и отметку -11 км, расположен на юго-востоке территории, на склоне восточного протоавлакогена.

Структурный план байкальского(?) «фундамента» по сравнению с рассмотренным можно назвать инверсионным. Его формирование проходило в пределах опущенных блоков карельского «фундамента» (см. рис. 5) при определяющей роли ортогональной системы разломов. На большей части площади магнитный «фундамент» формируется на отметках $-8\ldots-6$ км. Высотные отметки на наиболее приподнятых участках достигают -4 км, при наибольших погружениях на юго-востоке и юго-западе до -11 км. В центре Северо-Каспийской площади в рельефе «фундамента» отмечено обширное плато (см. рис. 5, а), образованное отдельными поднятиями преимущественно овальной формы ($12\text{—}10\times 8$ км²), вытянутыми в меридиональном направлении, вершины которых имеют отметки -4 , -5 и -6 км при относительных превышениях $0,2\text{—}0,5$ км. Поднятия образуют сливающиеся гряды субмеридионального простирания при протяженности до 100 км и ширине до 30 км. Можно предположить, что рассматриваемое плоскогорье (среднепротерозойский массив?) на площади аэромагнитной съемки в границах с координатами $47^{\circ}30'$ и $49^{\circ}20'$ с.ш. и $44^{\circ}20'$ и $46^{\circ}10'$ в.д. — аналог древних жестких Северо-Устьюртского и Карабогаз-Среднекаспийского массивов, расположенных соответственно к северо-востоку и северо-западу от рассматриваемой площади. Предполагается, что массивы сложены интрузивами кислого и

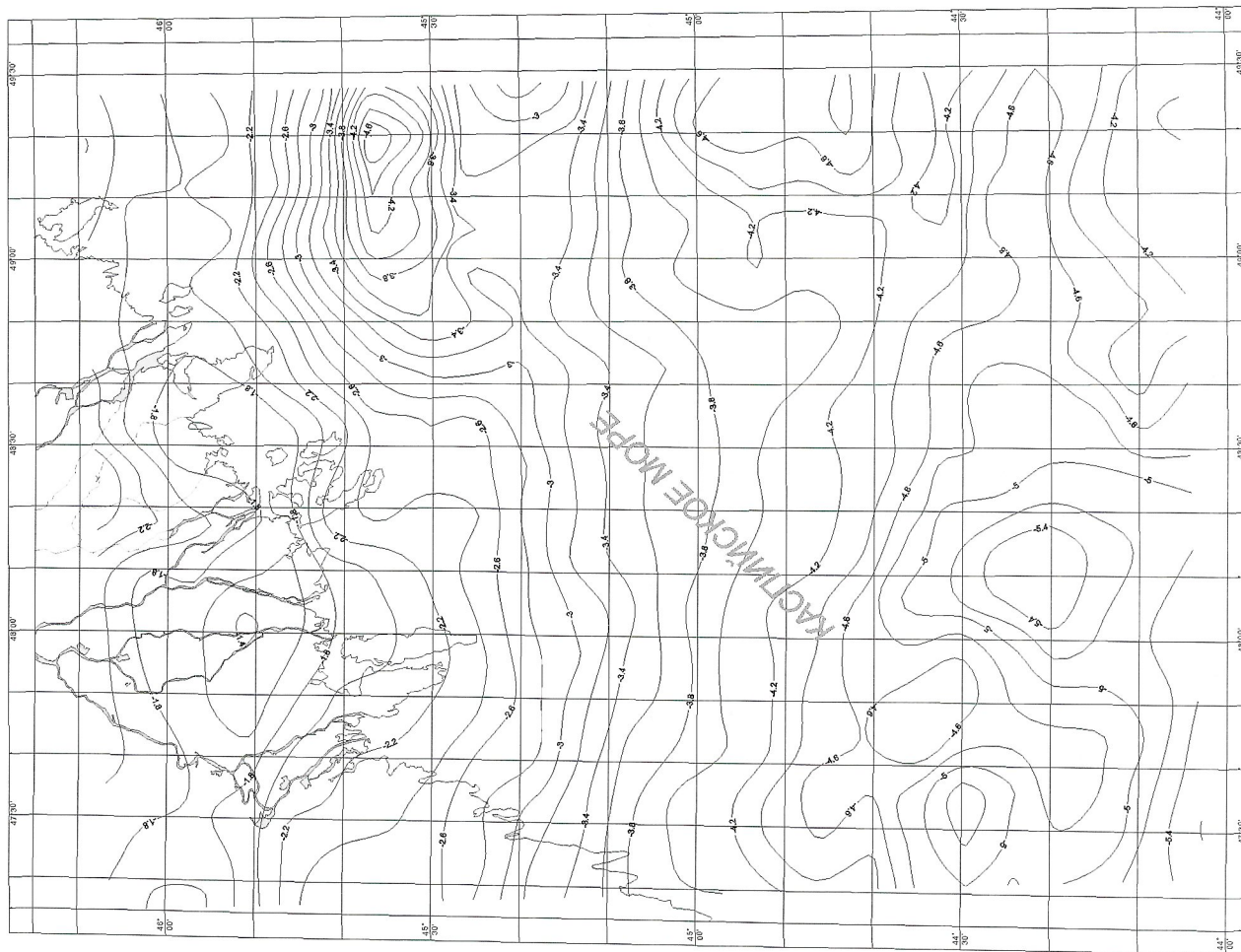
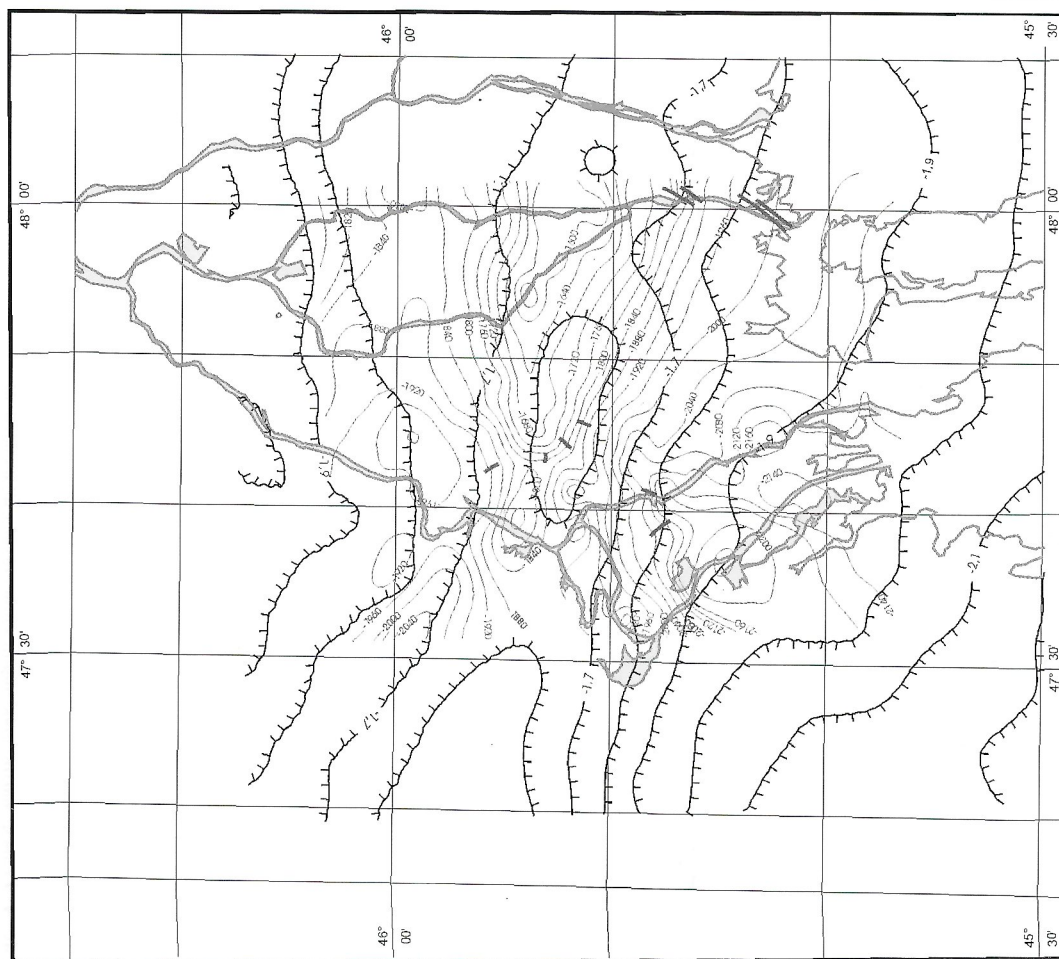


Рис. 3. Рельеф магнитных пород тафrogenного фундамента (пермь—триас—юра)



1 2

Рис. 2. Сопоствавление кровли тафrogenного фундамента по сейсмо- и гравитационным данным: изолинии кровли, км: 1 — по гравитационным данным, 2 — J—T по данным сейсморазведки

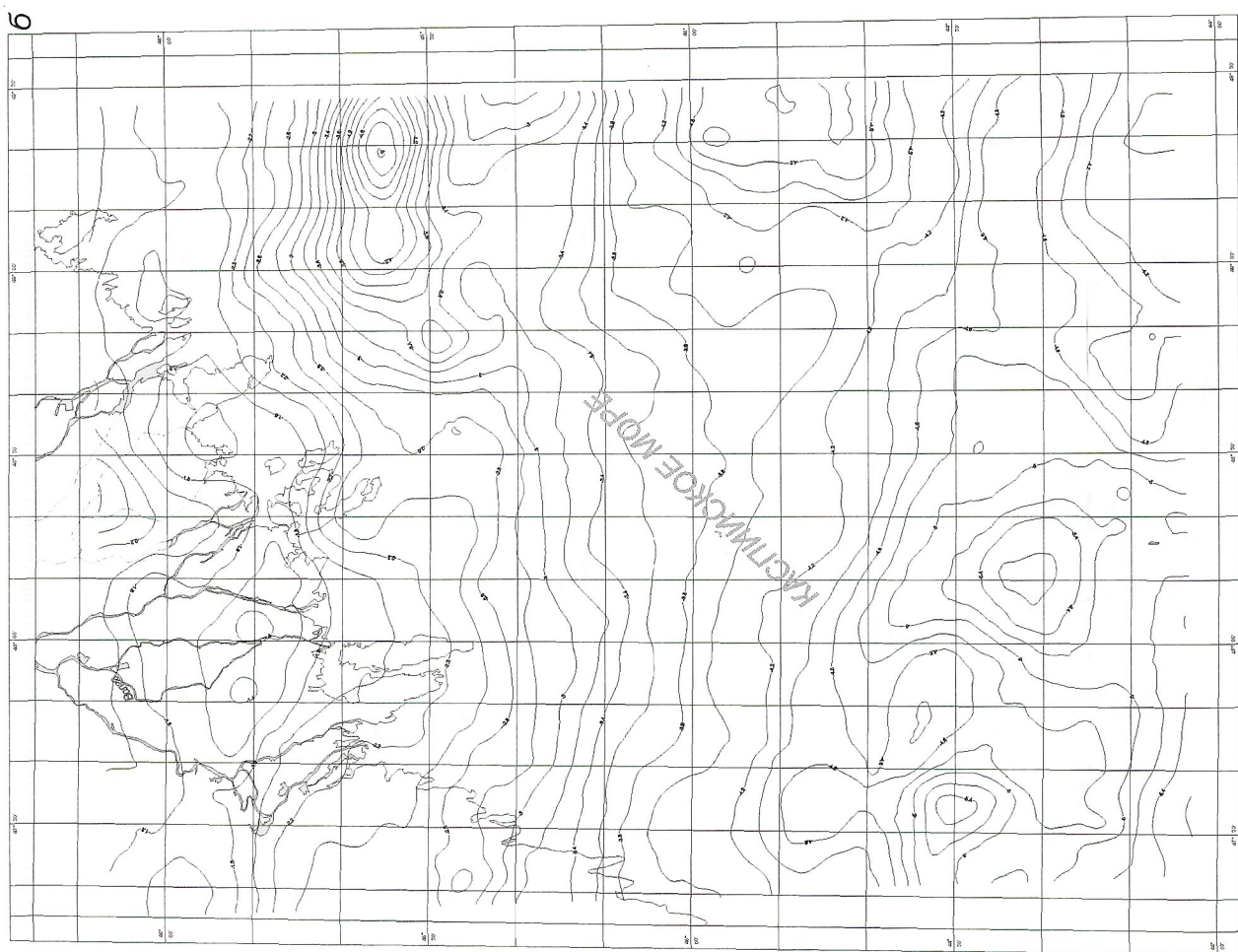
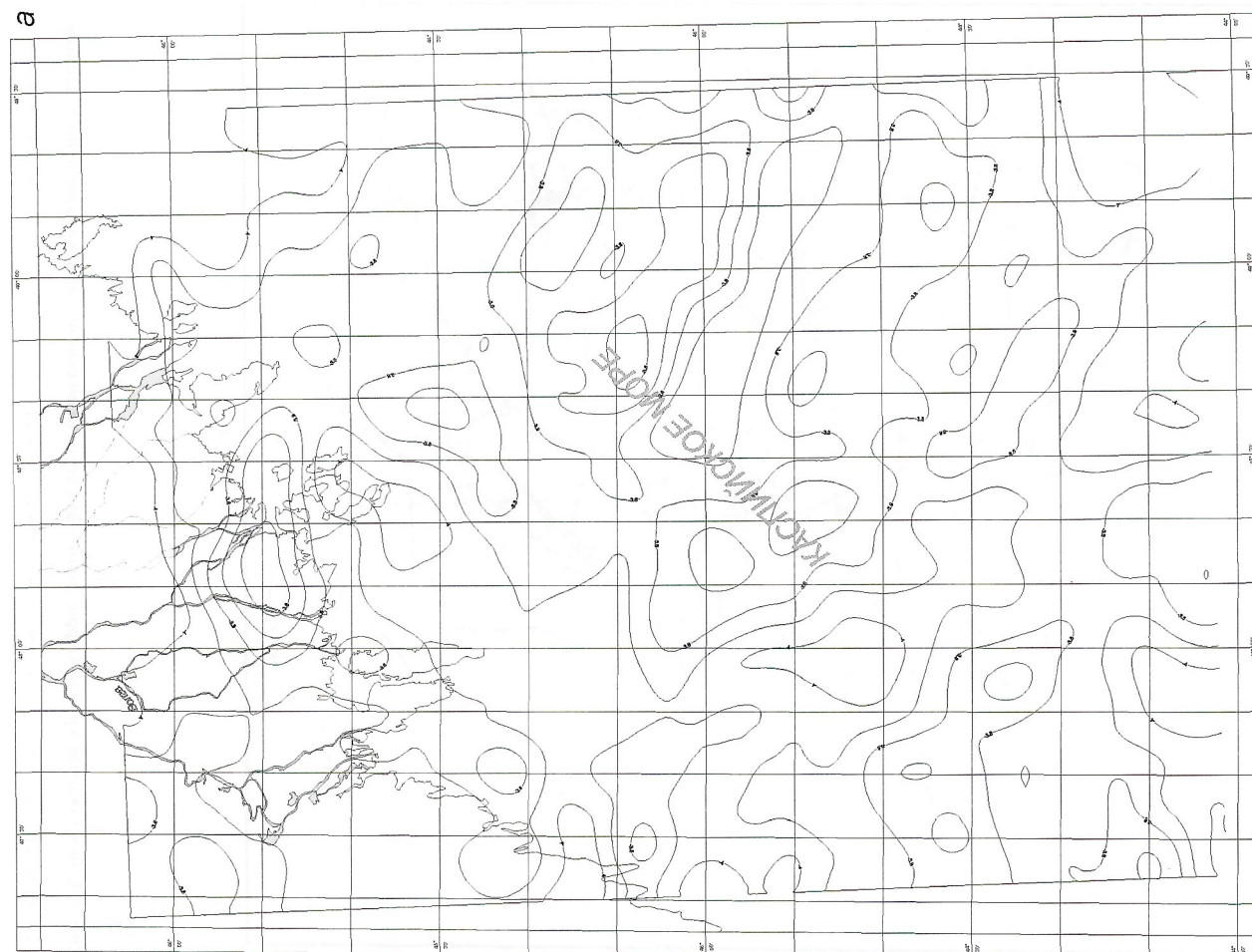


Рис. 4. Рельеф магнитных пород складчатого фундамента:

а — карбон?; б — девон?

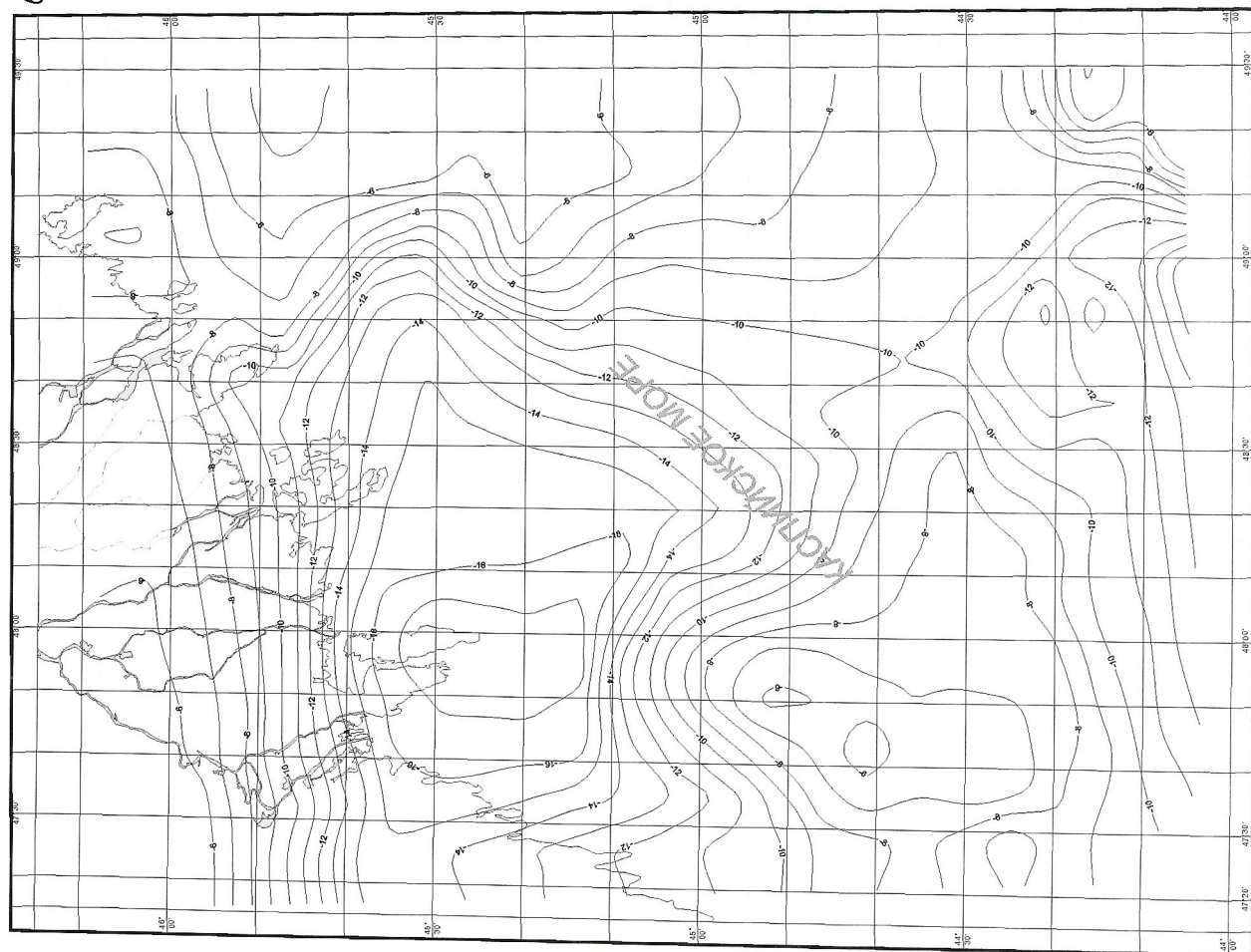
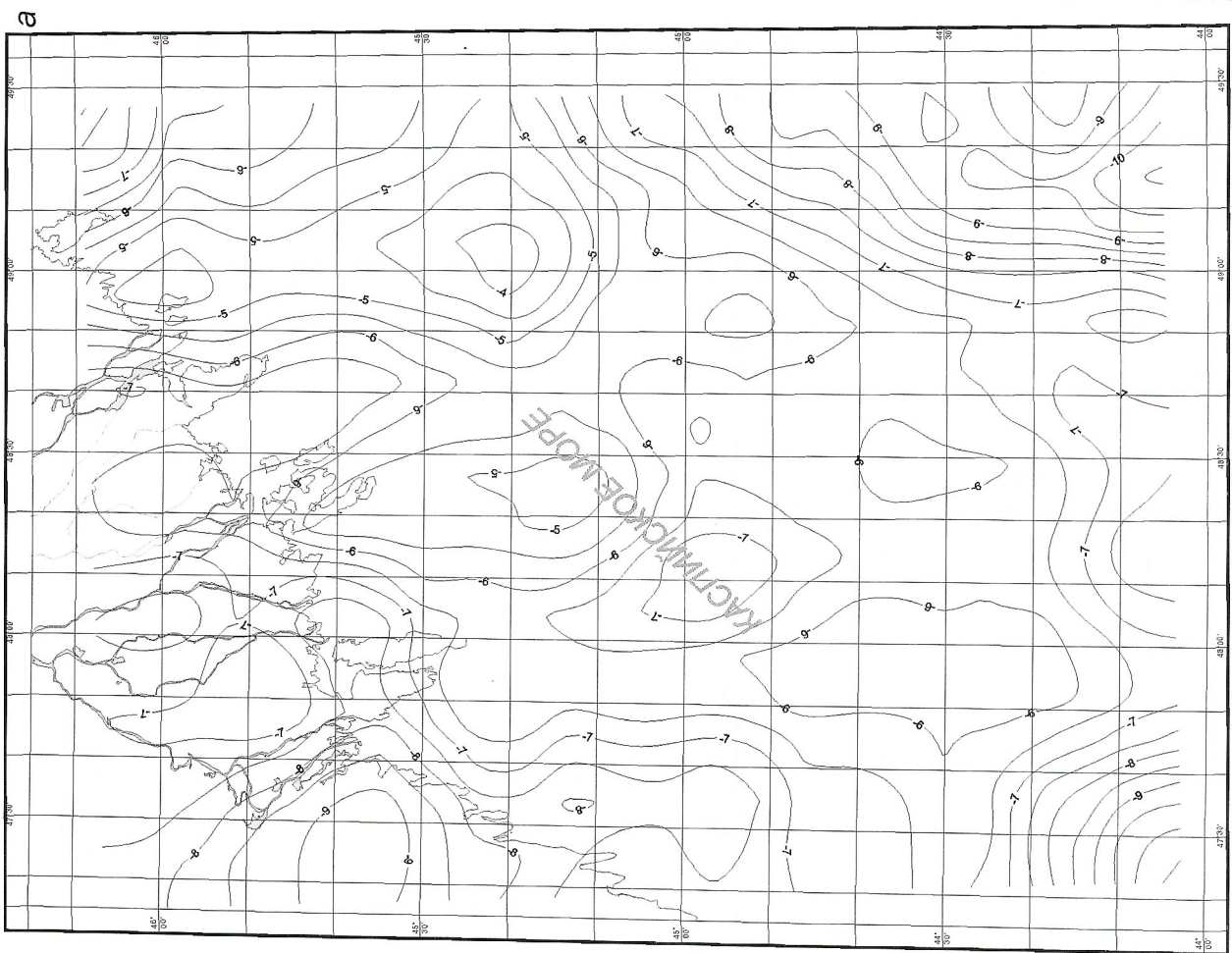


Рис. 5. Рельеф магнитных пород кристаллического фундамента:

фазы складчатости: а — байкальская, б — карельская

среднего составов, залегающими среди метаморфогенных комплексов докембрия(?). В герцинский этап тектогенеза массив, возможно, подвергся дроблению на отдельные блоки по системе субширотных, субмеридиональных и в меньшей степени диагональных разломов. К отдельным приподнятым блокам байкальского(?) «фундамента» приурочены структуры Полдневского (скв. 1, 2, 3, 4 Полдневские) вала, Широкая структура (скв. 1, 2 Широкие). К структурным носам (террасам) тяготеют Ракушечная и Сарматская структуры. На склонах поднятий расположены Хвалынская (скв. 1 Хвалынская), Бударинская, Семеновская структуры. Связь среднепротерозойских структур с современным структурным планом осадочного чехла отчетливо видна на востоке площади, где в основании Северо- и Западно-Кулалинских поднятий лежит приподнятый блок «фундамента» с отметками кровли –4...–5 км (рис. 6). В основании Беке-Башкудукского вала отмечено поднятие по «фундаменту» с отметкой кровли –8 км. Структурные террасы расположены в основании Западно-Толенского поднятия, Гограйского и Северо-Маньчжурского валов. Подобные факты могут свидетельствовать, что основа современных крупных поднятий в осадочном чехле заложилась еще до герцинской фазы тектогенеза в виде жестких массивов (отдельных блоков), сохранивших структуру в общей толще фундамента.

Расчеты между отметками двух фундаментов выделяют два центра формирования наибольшей мощности (до 11 км) байкальского(?) «фундамента». Первая наибольшая мощность расположена в пределах карельского(?) протомассива на участке с координатами 45°20' с.ш. и 48°10' в.д. Другой центр формирования среднепротерозойского фундамента находится (см. рис. 5, а) к юго-востоку от площади работ, где расположен Карабогаз-Среднекаспийский протерозойский жесткий массив.

Структурный план магнитных пород палеозойского складчатого «фундамента» (девон?) имеет наиболее сложное строение из всех «фундаментов», выделенных по аэромагнитным данным (см. рис. 4, б). На севере площади, в межплатформенной зоне, наблюдается общее повышение отметок рельефа до –3,5–4,5 км. Здесь отмечена система небольших выступов (Западный, Трехизбенный и т.д.). Наиболее четко выделяется поднятие, над которым в чехле сформирован Полдневской вал. На западе выступ «фундамента» имеет отметки кровли –3,9 км. На склонах локального выступа «фундамента» расположены Новогеоргиевская и Марсанская структуры осадочного чехла. Полдневской вал по «фундаменту» (как и по осадочному чехлу) разделен на две части. Восточная, видимо, постепенно уклоняясь к северу, уходит за пределы границы съемки, юго-восточная постепенно погружается в юго-восточном направлении.

Наиболее перспективное на восточной «ветви» Полдневского вала по «фундаменту» — видимо, крупное локальное поднятие с координатами 45°55' с.ш., 48°35' в.д., вершина которого площадью около 30 км² оконтурена по изолинии рельефа магнитных пород «фундамента» с отметкой –3,7 км. Далее на восток выступы «фундамента» имеют отметки около –4,4 км. В целом, восточной части Полдневского вала по «фундаменту» в осадочном чехле соответствует Восточно-Полдневский мегавал.

Наиболее перспективно на юго-восточной «ветви» Полдневского вала по «фундаменту», видимо, крупное локальное поднятие (координаты 45°38' с.ш., 48°22' в.д.), вершина которого оконтурена изолинией –5,7 км. Локальное поднятие, как и вся юго-восточная ветвь Полдневского вала по фундаменту, представлено в осадочном чехле Южно-Полдневском мегавалом.

Поверхность палеозойского складчатого «фундамента» (девон?) обычно связывается с кровлей вулканогенных пород девона Донецко-Каспийской складчатой системы.

Кровля пород девона образует достаточно условно выделяемый по поверхности «фундамента» Промысловско-Цубукский вал. На западе, за пределами площади съемки, в осевой части Промысловско-Цубукского вала кристаллические породы докаменноугольного (девонского?) возраста залегают на глубине –4 км, а на крыльях, вблизи краевого шва Русской платформы и Маньчжурского разлома, на глубине до –10 км. На рассматриваемой территории глубина залегания девонского «фундамента» в осевой части вала составляет примерно –6 км, на крыльях до –9 км. Причем Промысловско-Цубукский вал по поверхности «фундамента», относимый обычно к сводовой части кряжа Карпинского, и Камышано-Каспийский, приуроченный к южному склону кряжа, прослеживаются по поверхности палеозойского складчатого «фундамента» (девон?) только до меридиана 47°30' в.д., вновь появляясь на меридиане 49°00' в.д. — продолжение Промысловско-Цубукского вала — Западно-Кулалинское поднятие, на меридиане 48°40' с.ш., с выходом на Тюб-Карагапский вал.

В центральной части акватории Северного Каспия на месте среднепротерозойского кристаллического массива можно говорить только о некоторых тенденциях, тектонических линиях, прослеживаемых с западного на восточный берег Северного Каспия, с отдельными фрагментами(?) Промысловско-Цубукского и Камышано-Каспийского валов. Здесь по палеозойскому «фундаменту» (девон?) выделяется складчатая система без четко выраженных линейных структур с отметками кровли –5...–6 км. Гипсометрические отметки валов по поверхности палеозойского складчатого «фундамента» (девон?) в Скифской и Туранской подзонах кряжа Карпинского совпадают с отметками Промысловско-Цубукского вала на западе –4 км и Западно-Кулалинского поднятия на востоке –4,2 км, Камышано-Каспийского вала на западе –5,9 км и Тюб-Караганского вала на востоке –6,3 км.

В пределах Туранской подзоны кряжа Карпинского поднятия «фундамента», прослеживаемые из Скифской подзоны, разделены глубокими прогибами (впадинами) с отметками –8...–9 км. По морфологии магнитного поля в пределах крупной впадины (координаты в центре 45°35' с.ш., 49°20' в.д.) в рельефе магнитных пород «фундамента» можно предположить внедрение магматического тела. Подобные же признаки позволяют подозревать в зоне Маньчжурских прогибов осадочного чехла, на юго-западе площади съемки, наличие двух гипабиссальных магматических тел.

В направлении южной границы площади наблюдается общее плавное погружение «фундамента» до отметок –8,5 км. Лишь на юго-востоке (44°10' с.ш., 49°20' в.д.) наблюдается фрагмент локального поднятия (до отметки –6,7 км), на склонах которого в осадочном чехле заложены скв. 1, 3 Хвалынские.

Оценка толщины палеозойского «фундамента» (девон?) свидетельствует о закономерном увеличении его мощности на запад в Скифскую подзону до 6 км и на восток в Туранскую подзону кряжа Карпинского до 4–5 км. Наименьшие мощности 1–2 км наблюдаются в пределах складчатой области в центральной части акватории Северного Каспия. Интересно, что скв. 1, 2 Широкие, проектируемые скв. 1, 2 Ракушечные и Сарматская расположены в зонах наименьшей мощности девонского «фундамента».

Система разломов палеозойской активизации (девон?) — диагональная, при преимуществе северо-западных простираний и лишь в зоне современных Маньчжурских прогибов встречаются меридиональные простирания. Протяженность разломов небольшая. Из именных разломов в палеозойскую активизацию проявляются Северо-Каспийский, Маньчжурский и элементы Аграхано-Эмбинского.

Породы палеозойского складчатого «фундамента» (карбон?) (см. рис. 4, а) вскрыты в скв. Джанай западнее пло-

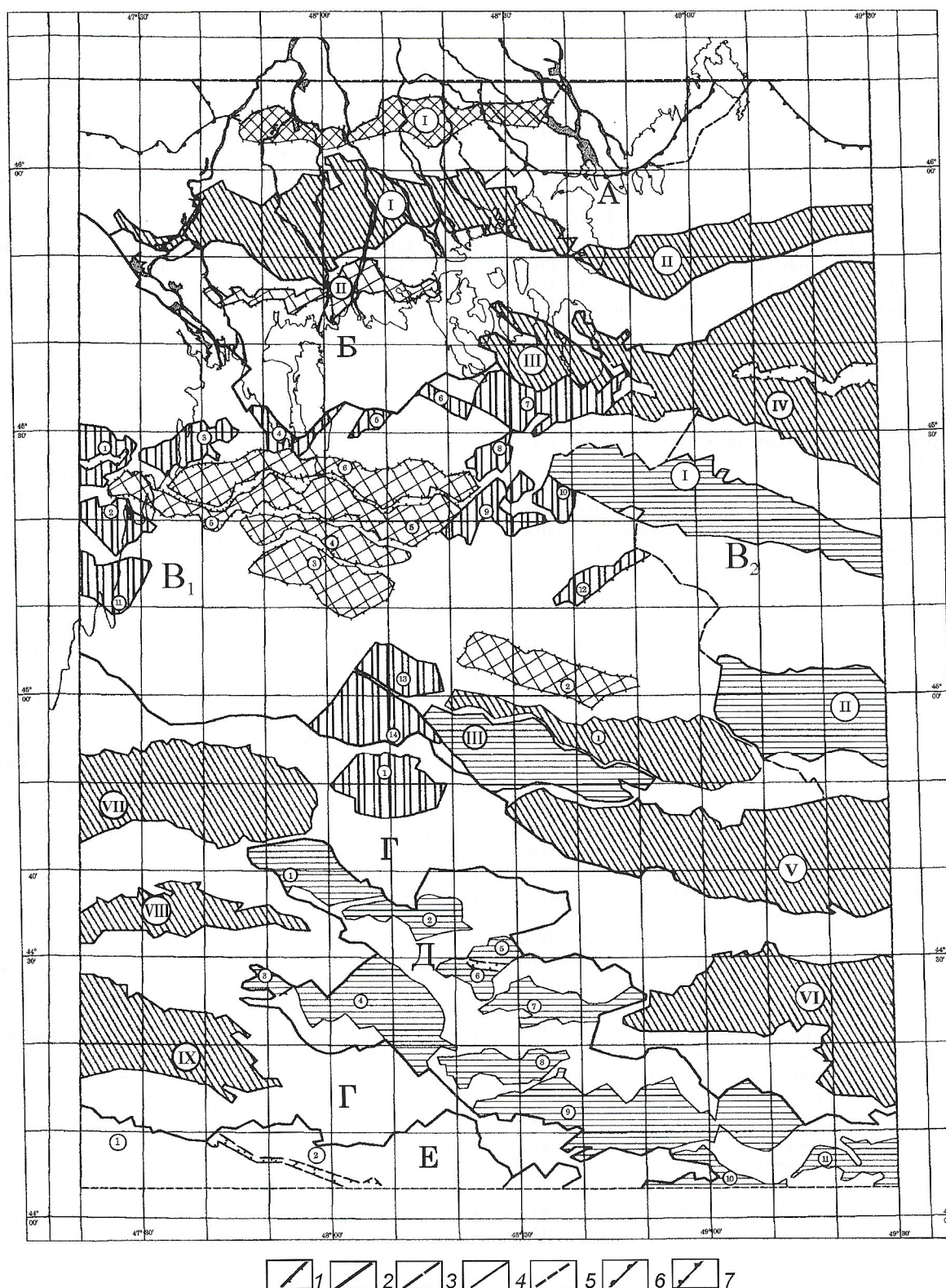


Рис. 6. Тектоническая схема строения осадочного чехла:

границы: 1 — сбросы, 2 — тектонических зон, 4 — мегавалов, мегавалообразных и локальных поднятий, 5 — зон дислокаций, 6 — поднятия над выступами, 7 — соляных куполов; мегавалы: I — Полдневской, II — Восточно-Полдневской, III — Южно-Полдневской, IV — Северо-Кулалинский, V — Тюб-Караганский, VI — Беке-Башкудукский, VII — Северо-Манычский, VIII — Чограйский, IX — Дадынский; мегавалообразные поднятия: I — Западно-Кулалинское, II — Западно-Тюленевское, III — Безымянное; локальные поднятия: 1—14 — номера использованы в качестве названий; валообразные поднятия: I — Камызякское, II — Южное, 1 — Широтное, 2 — Ракушечное, 3—6 — номера использованы в качестве названий; структурно-формационные зоны: А — Межплатформенная переходная зона, Б — зона Северо-Каспийских прогибов, В — зона края Карпинского, В₁ — подзона Туранской плиты, В₂ — подзона Скифской плиты, Г — зона Манычских прогибов, Д — Сарматско-Хвалынская зона дислокаций, Е — Прикумская зона поднятий

щади съемки и в Горном Мангышлаке. Породы сильно дислоцированы, метаморфизованы, угленосны, приурочены к осевой части грабенов Донецко-Мангышлакской системы. Мощность складчатых пород Мангышлака исчисляется километрами. Каменноугольные породы в районе Джанай образуют останец малой мощности — результат интенсивного размытия в западной части Скифско-Туранской платформы. Мощности каменноугольного «фундамента» (см. рис. 4, а) весьма невелики и составляют 0,2—2,45 км. Наибольшие мощности наблюдаются на севере вдоль границы с Русской платформой. Наибольшие «раздувы» мощностей отмечены на площади Полдневского мегавала, в синклинальных складках на юге территории. Наименьшие мощности вплоть до полного выклинивания наблюдаются на южной периклинали сводовой части кряжа Карпинского.

Система разломов каменноугольной(?) активизации — преимущественно широтного простирания и лишь некоторые имеют северо-западное направление, фиксируя Донецко-Мангышлакскую грабенообразную(?) структуру. Они формируют разломно-блоковую структуру палеозойского «фундамента» (карбон?):

блок I; вдоль северной границы территории наблюдается система выступов, наследующая систему таких же выступов «девонского» фундамента: Трехизбенный, Западный и т.д. Гипсометрические отметки кровли «фундамента» составляют —3,7...—4,1 км. Отражение этой системы выступов в осадочном чехле, видимо, — Камызякское валообразное поднятие;

блок II; включает Новогеоргиевское и Полдневское поднятия, вершины выступов которых оконтурены изолиниями рельефа магнитных пород фундамента —3,7 км и —3,6 км соответственно. Их отражения в осадочном чехле — соответственно, Новогеоргиевское поднятие и Полдневской мегавал;

блок III; включает систему относительно небольших изометричных впадин с гипсометрической отметкой дна до —4,1 км при относительной глубине до 300 м. Прогибание «каменноугольного» фундамента — основание для формирования в осадочном чехле Северо-Каспийских прогибов;

блок IV; имеет форму треугольника, расширяющегося на восток. Его вершина расположена на западе, в районе Бударинской площади. Блок совпадает с тектонической линией Промысловско-Цубукского вала, уходящего на восток в направлении Западно-Кулалинского поднятия. По осадочному чехлу, это — структура облекания выступа «фундамента» с отметкой —3,6 км. Северо-Кулалинское поднятие также сформировано на поднятии с отметкой —3,8 км;

блок V; представляет собой узкую грабенообразную зону прогибов, разделяющих по поверхности каменноугольного «фундамента» Промыслово-Цубукскую и Камышанско-Каспийскую тектонические зоны поднятий. Широтное валообразное поднятие по осадочному чехлу (скв. 1, 2 Широные) расположено вдоль грабенообразной зоны;

блок VI; представляет Камышанско-Каспийскую тектоническую зону выступов в каменноугольном «фундаменте» северо-западного простирания длиной до 40 км при ширине до 10 км. Вершины выступов оконтурены по изолинии рельефа «фундамента» с отметкой —3,7...—3,8 км при относительном превышении 200—250 м;

блок VII; представляет собой в каменноугольном «фундаменте» зону прогибов северо-западного простирания, отражение которых в осадочном чехле — северная часть Манычских прогибов. Отметка дна впадин в «каменноугольном» фундаменте составляют —4...—4,1 км и глубже, относительное превышение 200 м. Внутри зоны расположена Сарматская гряда (44°25' с.ш., 48°45' в.д.) с отметкой вершины —3,8 км. В осадочном чехле ей отвечает Хвалыньско-Сарматская зона дислокаций. Вблизи центральной части гряды предполагается пробурить скв. 1 Сарматская;

блок VIII занимает юго-западную часть площади съемки, по осадочному чехлу отвечает южной части Манычских прогибов. Положительные структуры (оконтурены изолинией рельефа с отметкой —3,7 км) в «каменноугольном» фундаменте соответствуют Чограйскому валу, поднятиям в Манычской или Хвалыньско-Сарматской зоне дислокаций по осадочному чехлу. Отдельно отметим поднятие магнитных пород «фундамента» (44°07' с.ш., 48°57' в.д.) с отметкой —3,85 км, над которым в осадочном чехле пробурена скв. 1 Хвалынская.

Отложения тафrogenного комплекса (см. рис. 3) несут квазиплатформенный характер. Наибольшие его мощности наблюдаются в линейно-вытянутых структурах (прогибы, рифтоподобные впадины, инверсионные валы) или специфических тектонических формах брахитафrogenах, т.е. структурах овально-удлиненной конфигурации. На остальной территории (в т.ч. Северного Каспия) характер залегания «плащевидный», обволакивающий структуры нижележащих структурно-тектонических комплексов, отчего рельеф подошвы тафrogenного комплекса всегда более выразителен, чем кровли. Верхняя граница тафrogenного фундамента и нижеюрских образований осадочного чехла, видимо, достаточно плавная, трудноразличимая.

Разломная сеть тафrogenного фундамента в северной части в пределах Межплатформенной переходной зоны унаследована от предыдущего этапа тектогенеза (карбон?) и имеет широтное простирание. Южнее Межплатформенной переходной зоны, к югу от южной ветви Донецко-Астраханского разлома вплоть до Манычского, в пределах кряжа Карпинского, выделяющегося как по палеозойскому фундаменту, так и в осадочном чехле, разломная сеть тафrogenного фундамента носит косодиагональный характер (север—северо-западное простирание).

Южнее кряжа Карпинского отложения тафrogenного фундамента нивелируют структуру грабена каменноугольного «фундамента». Разломы принимают строго ориентированное северо-западное простирание. Далее к югу, в зоне Манычских прогибов по осадочному чехлу разломная сеть косодиагональная, хотя на площадь заходят и восточные окончания Чограйского и Восточно-Манычского широтных грабенов.

Распределение мощностей платформенного фундамента в основном напоминает таковое палеозойского складчатого фундамента (карбон?). Наибольшие мощности наблюдаются в основании Полдневского (его центральной части) мегавала по осадочному чехлу на севере территории, в восточных окончаниях Чограйского и Северо-Манычского грабенов, во фрагментах впадин на юге территории; наименьшие — на сводовой части кряжа Карпинского.

По результатам анализа материалов аэромагнитной съемки можно утверждать, что на Северо-Каспийской площади развита многопорядковая разломно-трещинно-блоковая структура каждого подразделения фундамента, но структуру и состав осадочного чехла лучше всего отражает разломно-трещинно-блоковая тектоника палеозойского складчатого (карбон?) и тафrogenного фундамента. Поэтому магнитное районирование фундамента описывается поблочно как непосредственно подстилающий осадочный чехол.

Блок I; в современном структурно-тектоническом плане входит во внутреннюю часть Межплатформенной переходной зоны. Тафrogenный фундамент испытывает здесь подъем к северу до отметок —2...—2,6 км, сохраняя систему выступов, унаследованную от каменноугольного «фундамента». В аномальном магнитном поле блок расположен в зоне положительного поля (часть Яшкульско-Астраханско-Бузачинского пояса повышенных значений магнитного поля), отмечая переходную зону между Русской и Скифско-Туранской платформами, зону крупнейшего глубинного Донецко-Астраханского разлома. Подразумевается, что

разлом трассируется гипабиссальными телами преимущественно ультраосновного (непосредственно вблизи центральных зон разломов), реже, в центральной части Межплатформенной переходной зоны, среднекислого состава. Гипабиссальные тела отмечены положительными линейно-вытянутыми аномалиями поля ΔT интенсивностью 260—325 нТл на востоке и 475 нТл на западе территории.

Блок II расположен во внешней части Межплатформенной переходной зоны. В осадочном чехле выражен в виде Полдневского мегавала. По тафрогенному «фундаменту» в пределах блока последовательно с запада на восток выделяются: Новогеоргиевское поднятие, Полдневской вал — структуры, унаследованные от палеозойского складчатого фундамента (карбон?) при относительно поднятии вала 200—250 м, структурная терраса с предполагаемым в осадочном чехле Восточным соляным куполом. В аномальном магнитном поле блок отнесен к зоне Яшкульско-Астраханско-Бузачинского пояса повышенных значений поля ΔT .

Блок III приурочен к зоне Северо-Каспийских прогибов. По кровле тафрогенного «фундамента» западная часть его представляет собой моноклинал с падением на юг до отметок -2,4...-2,6 км. Восточная часть занята грабеном корытообразной формы восточного простираения с отметкой дна -4,9 км.

Блок IV приурочен к тектонической линии Промысловско-Цубукского вала (северной периклинали кряжа Карпинского). По тафрогенному «фундаменту» в западной части площади представляет собой моноклинал с падением на юг с отметки -2,6 до -3,6 км. В восточной части блока породы тафрогенного «фундамента» образуют поднятие с отметкой -2,7 км, над которым в осадочном чехле сформировалось Северо-Кулалинское поднятие. На площади Западно-Кулалинского поднятия по тафрогенному «фундаменту» отмечен грабен широтного простираения, аналогичный вышеописанному в блоке III. Дно грабена оконтурено по изолинии рельефа -4,7 км, относительная глубина 600 м.

Аномальное магнитное поле над блоком представлено зоной градиентов поля ΔT . Напряженность магнитного поля изменяется от 130 до -260 нТл.

Блок V приурочен в осадочном чехле к зоне грабенов, разделяющих Промысловско-Цубукскую и Камышанско-Каспийскую тектонические линии кряжа Карпинского. В рельефе магнитных пород тафрогенного «фундамента» блок V представляет собой моноклинал с падением на юг с отметки -3,6 до -4,1 км, постепенно переходящую в восточной части блока в грабен, рассмотренный выше, в блоке IV. Структура Ракушечная расположена на структурном раздвиге, Широтная — на структурной террасе. В аномальном магнитном поле блок отмечен зоной градиентов поля ΔT .

Блок VI совмещен с Камышанско-Каспийской тектонической линией. В западной части карты рельефа тафрогенного «фундамента» он представляет собой моноклинал с падением на юг с отметки -4,1 до -4,8 км. На востоке блок переходит в поднятие с отметкой -4,1 км, представляющее собой основание для Тюб-Караганского вала в осадочном чехле. В аномальном магнитном поле западная часть блока отмечена положительным полем интенсивности 0—65 нТл, Центральная часть — зоной пониженных значений поля ΔT 0...-130 нТл. На востоке — отрицательными значениями поля ΔT -130...-325 нТл.

Блок VII охватывает северную зону Манычских прогибов, включая центральную часть Хвалынско-Сарматской зоны дислокаций. По тафрогенному «фундаменту» блок входит в зону небольших впадин и слабодислоцированных моноклиналей. В восточной части блока фиксируется крупное поднятие с отметкой -4,5 км, послужившее основанием для Беке-Башкудукского вала в осадочном чехле. Другое поднятие по «фундаменту» с отметкой -4 км рас-

положено в юго-восточном углу площади. Аномальное магнитное поле в пределах блока изменяется с запада на восток от положительного до пониженного поля умеренной интенсивности.

Блок VIII расположен в южной части Манычских прогибов, частично захватывает и Прикумскую зону дислокаций. По тафрогенному «фундаменту» блок представляет собой полого падающую в южном направлении моноклинал, осложненную фрагментами Северо-Манычского и Чограйского тафрогенных грабенов с отметками дна до -5,6 км. Над западной частью блока (мегавалы Дадынский, Чограйский и т.д. в осадочном чехле) отмечено поле ΔT положительного знака напряженностью до 155 нТл. Прикумская зона поднятий отмечена в магнитном поле градиентной зоной. Центральная часть блока (Хвалынско-Сарматская система дислокаций по осадочному чехлу) в магнитном поле отражена преимущественно пониженным полем ΔT -100...-300 нТл.

Подводя итог вышесказанному, можно сделать некоторые выводы:

аномальное магнитное поле, по-видимому, обусловлено в основном внутренней структурой, составом и рельефом поверхности ранне- и среднепротерозойского фундамента;

зоны высоких градиентов магнитного поля, возможно, отражают линии раскола единого протерозойского фундамента на момент формирования Скифско-Туранской платформы. Они хорошо совпадают с разделами в структурно-формационных зонах по палеозойскому складчатому, тафрогенному «фундаменту» и осадочному чехлу;

анализ рассмотренных «фундаментов», подстилающих осадочный чехол Северного Каспия, свидетельствует о двух структурных подзонах (Скифской и Туранской) единой Скифско-Туранской платформы;

в аномальном магнитном поле отчетливо картируются разломы регматической сети. Отмечены известные: южная ветвь Астраханско-Донецкого разлома, фиксирующего границу Межплатформенной переходной зоны (зоны надвига более молодой платформы на древнюю), Северо-Каспийский, Северо-Манычский и Средне-Каспийский разломы. Аграханско-Эмбинский разлом просматривается фрагментарно;

все пять тектономагматических комплексов «фундамента» характеризуются своей системой разломов, отраженных в той или иной степени в осадочном чехле;

впервые выделены контуры гипабиссальных ультраосновных тел, наличие которых в регионе лишь подразумевалось. Гипабиссальные тела ультраосновного состава фиксируют южную ветвь Донецко-Астраханского разлома (глубинный шов между древней и молодой платформами) и положение раннепротерозойских блоков кристаллического фундамента;

широтной зональности магнитного поля соответствует широтная зональность по складчатому палеозойскому (карбон?), тафрогенному фундаментам;

широтная зональность осадочного чехла определяется широтной зональностью палеозойского складчатого и тафрогенного фундаментов;

структура Полдневского мегавала входит в Межплатформенную переходную зону и не принадлежит структуре кряжа Карпинского;

региональные разломы в осадочном чехле, как правило, — проекция глубинных разломов фундамента. Из четырех систем разломов в осадочном чехле самая молодая — северо-восточная, далее по времени проявления: северо-западная, широтная, меридиональная;

по материалам аэромагнитной съемки намечены 15 тектонических структур II ранга (надзональные); 47 тектонических структур III ранга (поднятия, валы и валообразные поднятия); 320 локальных поднятий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Карасик А.М., Петрова А.А. Статистическая зависимость спектральной структуры магнитного поля от рельефа магнитного фундамента на примере Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Океанология. Т. XIX. Вып. 3. 1979.
2. Керимов В.Б., Мамедов Т.А., Авербух Б.М. и др. Глубинное строение зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Северо-Туранской плиты // Геотектоника. 1990. № 5. С. 33—34.
3. Мавричев В.Г. Выявление нефтегазоносных структур по материалам крупномасштабных аэромагнитных съемок слабоизученных территорий. — Киров: КИР по Кировской области, 2000.
4. Мавричев В.Г., Петрова А.А. Крупномасштабная аэромагнитная съемка осадочных бассейнов // РОН. 2001. № 9. С. 14—18.
5. Мавричев В.Г., Степанов И.В. Новые технологии в обработке аэрогеофизических данных при работах на нефть и газ // Докл. юбил. конф. Тр. ВНИГРИ. 1999. Т. 1. С. 347—352.
6. Петрова А.А. О влиянии рельефа фундамента на спектральную структуру аномального магнитного поля континентальных и океанических регионов. Геомагнитное поле и внутреннее строение Земли. — М.: ИЗМИРАН, 1980.

Энергетические минерально-сырьевые ресурсы

УДК 553.93

© Ф.Ф.Таранушич, 2001

Типизация морфоструктур концентраций угольных пачек

Ф.Ф.ТАРАНУШИЧ (ВНИГРИУголь)

Изменения в структуре деятельности федеральной геологической службы России изменили задачи научных организаций, обслуживающих эту отрасль. Приоритетной становится задача повышения эффективности геологических исследований на ранних стадиях, достигаемая совершенствованием технологии этих работ. Совершенствование геологоразведочных работ на уголь на ранних стадиях предполагает создание надежных методов прогнозирования основных горно-геологических условий угольных месторождений, один из элементов которых — морфоструктура угольных залежей. Конкретная постановка и решение такой задачи возможны с учетом последних достижений угольной геологии.

Новые теоретические представления отражены, прежде всего, в понятийно-терминологической базе. В рассматриваемой предметной области представляют интерес новые понятия и термины, относящиеся к концентрированным формам $C_{орг}$; парагенезам пород разного ранга, включающим эти формы; связям естественных тел, образованных $C_{орг}$, или их групп с вмещающими породами. Эти понятия и термины следующие: антраколит, антраколитовый слой, угольная пачка, концентрация угольных пачек, угольная залежь, ореол рассеяния концентрации угольных пачек, региональное и локальное расхождение угольных пачек.

Антраколит — горная порода, образуемая смесью органического вещества растительного происхождения и минерального вещества, находящихся в количественно различных пороодообразующих соотношениях [10]. Граница между антраколитами и неантраколитами проведена условно по 20%-ному массовому содержанию органического вещества в горной породе (Т.А.Ягубянец, 1998).

Антраколитовый слой — геологическое монопородное тело линзоподобной формы, слагаемое антраколитом. Это тело однородно по вещественному составу (смесь органического и минеральных веществ), но не по количественному соотношению составляющих его компонентов в различных его частях.

Угольная пачка (УПЧ) — естественное геологическое тело, образуемое антраколитовыми слоями с разделяющими их породными прослойками или без них.

Концентрация угольных пачек (КУПЧ) — группа (две и более) угольных пачек, сближенных до состояния соприкосновения друг с другом.

Рассеяние УПЧ — группа (две и более) угольных пачек, разделенных между собой породными прослойками, мощность которых исключает всякую возможность их сближения и соприкосновения.

Ореол рассеяния концентрации угольных пачек — часть пространства угленосной формации, окружающего или сопровождающего по меньшей мере с какой-либо одной стороны концентрацию угольных пачек, в котором происходит рассеяние концентрации УПЧ вследствие возрастания мощности породных прослоев, разделяющих УПЧ или их группы.

Расхождение угольных пачек региональное — разделение в разрезе концентрации угольных пачек на две равные или неравные по мощности части, открытое в одном направлении.

Расхождение угольных пачек локальное — разделение в разрезе концентрации угольных пачек на две равные или неравные по мощности части с последующим их новым сближением и соприкосновением.

Угольная залежь (УЗ) — концентрация угольных пачек и разделяющих их породных слоев, рассматриваемая при разведке как единый объект геолого-промышленной оценки. Это такое геологическое тело, при выделении которого принцип стратиграфического тождества и непрерывности ограничивающих его снизу и сверху геологических поверхностей не выдерживается.

В отличие от угольной залежи угольный пласт (УП) — часть концентрации угольных пачек, удовлетворяющая требованиям тождества стратиграфического объема на всем протяжении с той или иной степенью точности и зависимости от целей исследования.

Постановка проблем прогноза морфологии УЗ на ранних стадиях геологических исследований вызывает необходимость корректно решить вопрос, какие формы из вышеперечисленных скоплений $C_{орг}$ реально можно прогнозировать на названных стадиях исследований. В публикациях, посвященных концентрированным формам нахождения $C_{орг}$, речь идет только об УЗ и УП. Существуют многочисленные типизации и классификации этих объектов. Чаще они построены на увязке каких-либо отдельных характеристик УП и УЗ с одним геологическим фактором, да и то не непосредственно, а опосредованно через формацию, бассейн, месторождение.

В классификации К.В.Миронова [8] количество, мощность и строение УП связаны с различными типами угольных бассейнов и месторождений, отнесенных к трем геотектоническим группам: геосинклинальной, эпигеосинклинальной и платформенной. В.Н.Волков [1] характеризует УП семи подтипов трех основных геотектонических типов: 1) месторождения бассейнов складчатых областей; 2) платформенных областей; 3) атектонических впадин.

И.В.Дорохин [3] выделил следующие морфологические типы: 1) пласт (в межгорных прогибах, окраинных синеклизах и крупных унаследованных мульдах); 2) пластообразные залежи (в межгорных впадинах) с угонениями и выклиниваниями, связанными с положительными формами доугленосного рельефа; 3) расщепляющиеся залежи (конский хвост); 4) каравасеобразные (линзовидные) залежи небольших блюдцеобразных унаследованных мульд; 5) пластообразные и линзовидные залежи (эрозионно-тектонических впадин) со сложной конфигурацией контуров в плане и сложной гипсометрией почвы.

Р.Ч.Селли [9] типизировал УЗ по условиям образования: 1) в мертвых дельтовых лопастях; 2) в брошенных ложбинах-прорывах руслового вала; 3) в сходящихся (речных) и расходящихся (дельтовых) руслах; 4) в старичных озерах; 5) в затопляемых речных поймах с локальной русловой эрозией; 6) в прибрежных соленых маршах (солончаках) и лагунах.

Известны классификации УЗ и УП, не имеющие такого общего характера, как вышеуказанные, а относящиеся к конкретным месторождениям или бассейнам, и поэтому имеющие частный характер (Т.А.Ягубянец, 1975; R.A.Levey [12] и др.). Т.А.Ягубянец для восточной части Донецкого бассейна выделяет следующие типы УЗ: 1) с преимущественной обусловленностью особенностей морфоструктуры экзогенными факторами — простые залежи; 2) особенности морфоструктуры которых обусловлены примерно одинаковым соотношением эндогенных и экзогенных факторов; 3) с преимущественной обусловленностью особенностей морфоструктуры эндогенными факторами — сложные залежи.

R.A.Levey для меловых углей бассейна Грин Ривер (штат Вайоминг) выделил следующие типы: А) мощные (0,9—6,7 м) пласты, приуроченные к кровле песчаников фронта дельты, размер площади распространения 1300 км²; В) угольные пласты мощностью 0,3—5,3 м, приуроченные к верхней части дельтовой равнины, площадь распространения 130 650 км²; С) маломощные пласты (0,3—2,4 м), приуроченные к отмершей дельтовой равнине, распространены на площади 130 км².

Приведенные классификации могут как-то ориентировать исследователей, однако ни одну из них нельзя использовать для прогнозирования морфологии УЗ в слабо изученных геологических ситуациях. Для этого нужна принципиально иная типизация. При ее разработке необходимо учитывать следующее обстоятельство. Бревна, полученные после обрубки сучьев, независимо от того, какое дерево обрубили: ель, дуб, лиственница, пирамидальный тополь и т.д., выглядят совершенно одинаково, хотя эти деревья в естественном состоянии совершенно различны. Так и УЗ и УП, искусственно обусловленные познающим субъектом, выглядят морфологически одинаково, как эти бревна, в то время как концентрации УПЧ, из которых они были выделены, как и деревья в естественном состоянии, совершенно различны.

Концентрации УПЧ представляют собой компактные скопления угольных пачек — естественных геологических тел, каждое из которых имеет определенные размеры и форму, что и обуславливает морфоструктуру скоплений. Последние отличаются друг от друга строением периферии: без ореола рассеяния УПЧ, с небольшим, средним или очень большим, с симметричным или асимметричным ореолом, с региональным или локальным расхождением пачек. В зависимости от этого могут быть выделены различные морфоструктурные типы концентраций УПЧ. Очевидно, что их разнообразие определяется разнообразием условий образования включающих их угленосных формаций. Исходя из этого, логична постановка вопросов: какие морфоструктурные типы КУПЧ существуют, чем они отличаются, каковы условия их образования, ка-

ковы их связи с теми или иными геологическими факторами, как можно использовать эти связи для прогноза того или иного морфоструктурного типа КУПЧ; и понятна абсурдность постановки поиска связей и закономерностей структурной организации угольных залежей и пластов, представляющих собой искусственные «обрубки» таких концентраций.

Прогноз ожидаемого морфоструктурного типа КУПЧ по общегеологическим данным возможен только в случае, если разработана типизация КУПЧ и тем самым создана возможность соотнесения объекта исследований с тем или иным подразделением типизации. Выполнить задачу можно в случае, если типизация охватывает как можно больший круг явлений, выделенные в ней типы и подтипы внутренне однородны и внешне отличаются друг от друга.

Исходя из вышеизложенного, в качестве релевантных признаков типизации КУПЧ приняты следующие: размер площадей, занимаемых ими, и строение их периферии. По размеру площадей, занимаемых скоплениями угольных пачек, выделены два типа: локальный и региональный.

Локальный тип КУПЧ. Скопления пачек в этом типе занимают площади на несколько порядков меньше, чем в предыдущем типе. Их площади от долей до 10 км², редко первые десятки, иногда до 100 км². Угольные пачки, образующие эти концентрации, занимают площади от первых единиц до первых десятков и иногда до первых сотен квадратных километров.

Региональный тип КУПЧ. К этому типу отнесены концентрации угольных пачек, занимающие площади, измеряемые сотнями квадратных километров, до 1000 км², редко первые тысячи. Площади развития УПЧ, участвующих в строении этих концентраций, в ореоле рассеяния УПЧ составляют тысячи и десятки тысяч квадратных километров.

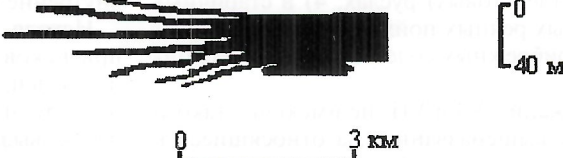
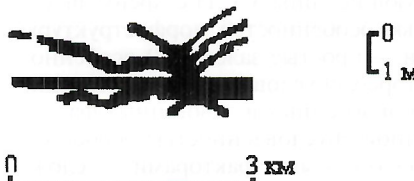
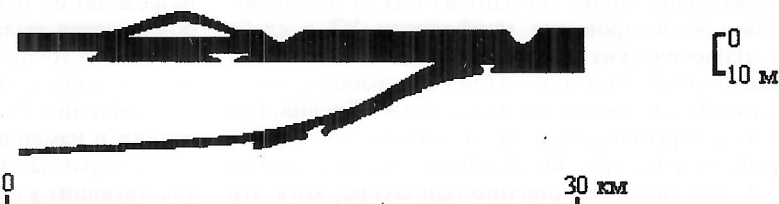
По характеру строения периферии КУПЧ, их взаимоотношениям с вмещающими породами в региональном типе выделены четыре, а в локальном — три подтипа, каждый из которых обозначен по названию бассейна или месторождения, где он отмечен (рисунку).

Локальный тип КУПЧ. Подтип I. КУПЧ представлены только слитной частью и нигде на периферии не сопровождаются ореолом рассеяния пачек. Отмечающаяся в разрезе по их периферии некоторая «зубчатость» контура объясняется различной протяженностью слагающих ее пачек или их групп. Ширина этой периферической зоны ничтожно мала в сравнении с протяженностью слитной части скопления. Размеры площадей, занимаемых КУПЧ, невелики и изменяются от первых единиц до первых десятков квадратных километров, редко больше. Число пачек, участвующих в строении концентраций, измеряется десятками и даже первой сотней.

КУПЧ этого подтипа установлены в депрессиях на щитах и молодых платформах, возникших в плитный этап их развития. Обстановки формирования угленосных формаций — аллювиальные и аллювиально-озерные, возраст — юрский и палеоген-неогеновый. Рассматриваемые КУПЧ имеются в Орском, Южно-Уральском (Россия), Днепропетровском (Украина) бассейнах, Тюринго-Саксонском районе (ФРГ) [5] — соляно-купольный, карстовый и тектонический типы месторождений.

Подтип II. В отличие от выше рассмотренного КУПЧ этого подтипа по периферии сопровождаются ореолом рассеяния и рассеянием пачек. Ореол, как правило, асимметричен, т.е. разновелик в разных направлениях от КУПЧ, нередко отмечается только с одной стороны. В последнем случае трудно предположить, имелся ли этот ореол с других сторон, поскольку КУПЧ эродированы в этих направлениях. Соотношение протяженностей зоны слитного и раздельного залегания пачек 1:3÷5. Площадь, занимаемая слитной частью, составляет от первых до 10—15 км², реже десятки квадратных километров. Общая пло-

КОНЦЕНТРАЦИИ УГОЛЬНЫХ ПАЧЕК

ТИП	ПОДТИП		СХЕМАТИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ
ЛОКАЛЬНЫЙ	I	ЮЖНО-УРАЛЬСКИЙ	
	II	ЧЕЛЯБИНСКИЙ	
	III	ЧУЛЬМАКАНСКИЙ	
РЕГИОНАЛЬНЫЙ	I	КАНСКО-АЧИНСКИЙ	
	II	КУЗНЕЦКИЙ	
	III	ПЕЧОРСКИЙ	
	IV	ДОНЕЦКИЙ	

Типы и подтипы концентраций угольных пачек

щадь распространения пачек, участвующих в строении КУПЧ, десятки—первые сотни квадратных километров. Их число измеряется десятками и даже достигает сотни и более пачек. Рассматриваемый подтип характерен для молодых платформ, складчатых и складчато-глыбовых областей соответственно в доплитный, орогенный и регенерированный орогенный этапы их развития. Обстановки образования угленосных формаций аллювиальные, аллювиально-озерные и дельтовые. Возраст отложений мезозойский и палеогеновый. КУПЧ этого подтипа имеются в Челябинском, Тургайском бассейнах, на месторождении Нерюнгри, на месторождениях Забайкалья, месторождении Шубаркуль в Казахстане, Хэт-Крик в Канаде [6].

Подтип III. В этом подтипе концентрации сложены незначительным числом угольных пачек (2—5) с меняющимся на площади стратиграфическим объемом как вследствие отделения от них, так и сближения с ними разного количества нижних и верхних УПЧ — широкого развития локальных расхождений УПЧ. Чем больше УПЧ участвует в концентрациях, тем меньше площадь, занимаемая ими ($n \cdot 10^{-1} - 3 \text{ км}^2$) и, наоборот, чем меньше УПЧ в скоплениях, тем больше площадь. Максимальные площади развития приходятся на раздельно залегающие УПЧ ($n \cdot 10 - n \cdot 100 \text{ км}^2$). Последние имеют прерывистое распространение вследствие широкого развития явлений замещения и размыва.

КУПЧ этого подтипа имеются на месторождении Чульмакан Южно-Якутского угольного бассейна, где их морфоструктура детально изучена (Т.А.Ягубянец и др., 1983). Бассейн приурочен к Предстановому предгорному прогибу, отделяющему древнюю платформу от складчато-глыбовой области с регенерированным орогенным режимом развития. Возраст углевмещающих отложений — юрский. Палеогеографические обстановки — аллювиально-озерные и дельтовые.

Региональный тип КУПЧ. Подтип I. Концентрации этого подтипа на значительном протяжении (многие десятки километров) представлены слитной частью и только в некоторых направлениях сопровождаются зонально построенным ореолом рассеяния: в начале КУПЧ разделена на более мелкие, последние в свою очередь — на изолированные, отдельно залегающие УПЧ. Соотношение протяженностей слитного и раздельного залегания пачек 10:1—3. КУПЧ этого подтипа занимают площади в сотни и тысячи квадратных километров и сложены десятками до сотни УПЧ.

Установлены они в геосинклиналях, на молодых платформах и на стыке молодой платформы и сводового поднятия соответственно в орогенный, доплитный и плитный этапы развития. Обстановки образования угленосных формаций — аллювиально-озерные и дельтовые. Возраст отложений — палеоген-неогеновый и юрский. Угольные месторождения с этим подтипом КУПЧ известны в Югославии — Косовский бассейн [5], Австралии — бассейн Латроб Велии [2], России — Канско-Ачинский бассейн.

Подтип II. КУПЧ этого подтипа на значительной площади (сотни квадратных километров) имеют выдержанный стратиграфический объем, нарушаемый на локальных участках сверху и снизу КУПЧ размывами и замещениями УПЧ, и только по некоторым направлениям наблюдается региональное разделение концентраций на две равные или неравные части, меньшая из которых постепенно выклинивается или через десятки километров вновь сближается до образования единой концентрации. Число пачек, слагающих КУПЧ, 5—15. Мощность ее 5—10 м и более. Подтип концентраций установлен в краевых прогибах, возраст углевмещающих отложений — пермский и каменноугольный. Обстановка образования угленосной формации — приморская низменность. Такие КУПЧ детально изучены на юге Кузнецкого бассейна (поле шахты Томская Глубокая, разрез Сибиргинский; Т.А.Ягубянец и

др., 1985; Ф.Ф.Таранушич, 1990), в Карагандинском бассейне (поле шахты им. Калинина; Т.А.Ягубянец и др., 1985). Судя по данным А.К.Матвеева [5], возможны в бассейнах Санта-Катарина (Бразилия), Дамудский (Индия); по данным Е.Миллиган [7], в районе Джерман Крик-Гу-ньела (бассейн Боуэн, Австралия).

Подтип III. КУПЧ этого подтипа представляет собой совокупность слившихся угольных пачек, сопровождающуюся во всех направлениях асимметрично построенным ореолом рассеяния КУПЧ на более мелкие и последних на отдельные пачки. Тип расхождения УПЧ — региональный, как исключение — локальный. Соотношение протяженностей слитного и сопровождающего его ореолов раздельного залегания пачек 1:3÷10. Общее число пачек, участвующих в строении КУПЧ, 3—10, в некоторых скоплениях насчитываются десятки УПЧ. В морфоструктурном плане КУПЧ этого подтипа близки таковым челябинского подтипа. Отличаются от них на порядок большей площадью распространения: слитные части занимают сотни до 1000 км² и даже первые тысячи, ореол — тысячи и первые десятки тысяч квадратных километров.

Возраст углевмещающих отложений — пермский, каменноугольный, неогеновый. КУПЧ, приуроченные к верхнепалеозойским отложениям, наблюдаются в краевых прогибах, к неогеновым — на молодых платформах в плитный этап развития. Обстановки седиментогенеза — прибрежно-морские, лагунные, дельтовые, озерные.

Примеры КУПЧ этого подтипа — угольные пласты Мощный, Роговский, Адзвинский в Печорском бассейне. Площадь слитной части пласта Мощный составляет 1000 км², окружающего его ореола 8000—10 000 км². К этому подтипу можно отнести пласт Реден (Верхнесилезский бассейн, Польша) [3, 5], главный рабочий пласт в Нижнерейнском районе ФРГ [5], 2-й Лаузитцкий миоценовый пласт в Тюринго-Саксонском районе ФРГ [13] и пласт Неггин (№ 6) в Иллинойском бассейне США [11]. Последний на площади 1000—2000 км² имеет мощность более 2 м, а на площади в 23 500 км² мощность его составляет только 1 м.

Подтип IV. КУПЧ этого подтипа в морфоструктурном плане близок чульмаканскому подтипу. Отличается от него большими размерами площадей (на два—три порядка), приходящихся как на слитную, так и рассеянную части скоплений. Сложен подтип незначительным количеством УПЧ (2—3, редко до 10, единичные случаи до 15 УПЧ) с изменчивым стратиграфическим объемом вследствие как сближения, так и удаления стратиграфически смежных верхних и нижних УПЧ или их групп. Типы расхождения УПЧ — региональный и локальный. В зависимости от числа пачек в концентрациях площадь их изменяется в широких пределах: десятки и сотни квадратных километров. Связь обратно пропорциональная: чем больше УПЧ в концентрациях, тем меньше площадь, занимаемая ими. Площадь распространения пачек, слагающих концентрацию, в рассеянии, — тысячи и первые десятки тысяч квадратных километров. Преобладающие мощности КУПЧ около 1 м, максимальные 2—3 м. Например, по работе [4], площадь распространения УПЧ залежи i_3 в Донецком бассейне составляет примерно 45 000 км², в то время как размеры КУПЧ с максимумом мощности (1,8—2,3 м) составляют 30—120 км², залежи k_2 — соответственно 45 000 км² и 10—140 км².

Рассматриваемый подтип КУПЧ характерен для геосинклиналей и краевых прогибов. Возраст углевмещающих пород — каменноугольный. Сформированы они в прибрежно-морских и дельтовых обстановках. Кроме Донецкого бассейна этот подтип КУПЧ наблюдается в Кизеловском (Россия), судя по данным А.К.Матвеева [5], возможен в таких бассейнах, как Астурийский (Испания), Валансьенский и Лотарингский (Франция), Льежский (Бельгия), Рурский (ФРГ).

Приведенная типизация позволяет на стадиях регионального изучения недр и поисковых работ, когда известна только предварительная геологическая информация, а именно, стратиграфия отложений, элементы палеогеографии, структурная позиция и геодинамический этап становления угленосной площади, с большой вероятностью правильно определить тип и подтип КУПЧ и соответствующим образом ориентировать последующие поисково-оценочные и разведочные работы. Локальный тип КУПЧ отмечен в континентальных обстановках преимущественно на молодых платформах, сводово-глыбовых поднятиях, на щитах древних платформ, региональный — в геосинклиналях, краевых прогибах в прибрежно-морских условиях. Ожидая, какие тип и подтип КУПЧ будет на исследуемой площади, и зная, будет ли у него ореол рассеяния угольных пачек или нет, по разрезу первых пробуренных скважин можно предположить, в какой части КУПЧ расположены скважины и определить места заложения последующих скважин.

Следует учитывать, что приведенная типизация высококонцентрированных форм нахождения $C_{орг}$ в угленосных формациях разработана впервые и поэтому не может не вызвать определенных замечаний. В частности, например, вследствие конвергентности признаков различных типов и подтипов КУПЧ в некоторых случаях затруднена их идентификация. Для того, чтобы типизация КУПЧ была лишена неопределенностей такого рода, необходимо ее совершенствовать, использовать для этого больше статистического материала, отражающего форму и размеры концентраций, число УПЧ в них, размер и форму ореола рассеяния УПЧ и охватывающего более широкий круг угольных бассейнов и месторождений в различных структурных элементах земной коры. К сожалению, использованный литературный материал, касающийся концентрированных форм нахождения $C_{орг}$ в угленосных формациях, относится только к частям этих концентраций: угольным залежам и пластам. Говорить о каких-либо закономерностях таких искусственно выделенных объектов, конечно, некорректно. В большинстве случаев, определяя, к какому морфо-

структурному типу скоплений может относиться та или иная залежь или пласт, приходилось по мощности и строению залежи условно решать этот вопрос. Данных по размерам площадей концентраций УПЧ и окружающих их ореолов рассеяния УПЧ, характеру их строения в литературе нет. В последующем необходима большая работа по определению этих параметров концентраций и совершенствованию на этой основе приведенной типизации, что существенно повысит ее прогнозный потенциал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волков В.Н. Геология и охрана ресурсов ископаемых углей. — Л.: Недра, 1985.
2. Глоу С. Латроб-Велли, Виктория // Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. М., 1980. Т. 2. С. 202—214.
3. Дорохин И.В. Мощные пласты угля (закономерности распространения). — М.: Недра, 1968.
4. Комплект карт мощности и строения угольных пластов среднего карбона Донецкого каменноугольного бассейна. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка / Сост. М.Л.Левенштейн, В.В.Лагутина, В.В.Каминский. — Киев: ПГО «Донбассгеология», 1991.
5. Матвеев А.К. Угольные бассейны и месторождения зарубежных стран. — М.: Изд-во МГУ, 1979.
6. Матвеев А.К. Черный Голиаф // Природа. 1985. № 9. С. 77—81.
7. Миллиган Е. Джерман-Крик-Гульела // Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. М., 1980. Т. 2. С. 31—39.
8. Миронов К.В. Геологические основы разведки угольных месторождений. — М.: Недра, 1973.
9. Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. — М.: Наука, 1989.
10. Морфоструктурный анализ угольных залежей /Сост. Т.А.Ягубянец. — М.: Недра, 1988.
11. Hopkins M.E., Nance R.B., Treworgy C.G. Mining geology of Illinois coal deposits // Depositional and structural history of the Pennsylvanian System of the Illinois Basin. Part 2; Invited papers / Edited by J.E.Palmer and R.R.Dutcher. Urbana: Illinois State Geological Survey, 1977. P. 142—151.
12. Levey R.A. Depositional model for understanding geometry of Cretaceous coal; major coal seams, rock springs formation Green River Basin, Wyoming // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1985. Vol. 69. № 9. P. 1359—1380.
13. Vulpius R., Neubert K.-H. Zum Einfluss der Tektonik auf die Bildung und stoffliche Differenzierung des 2 / Lausitzer (miozoner) Flozes // Wissenschaftlich — Technischer Informationsdienst Berlin. 1986. A. 27. № 3. S. 40—51.

Рудные и нерудные месторождения

УДК 553.061+553.411

© Ю.С.Ляховкин, 2001

Типизация проявлений золотого оруденения Воронежского кристаллического массива

Ю.С.ЛЯХОВКИН (Воронежский госуниверситет)

Основная цель работы — рационализация процедуры рудноформационного анализа в условиях слабо либо неравномерно изученных территорий, характеризующихся дефицитом необходимой геолого-минералогической информации для прямого определения рудно-формационной принадлежности выявленных рудопоявлений. К таковым относится территория Воронежского кристаллического массива (ВКМ), сложенная раннедокембрийскими образованиями, перекрытыми осадочным чехлом мощностью 50—300 м, участками до 600 м. Исследуемый район относительно хорошо разбурен на участках, перспективных в отношении железорудного сырья (центральная часть, мегаблок КМА) и отчасти сульфидного медно-никелевого оруденения (восточная часть, Калач-Эртильская зона). Многие вопросы геологии и металлогении района остаются до сих пор дискуссионными.

В процессе глубинного геологического картирования, поисковых работ на железо, никель, а также сравнительного анализа с докембрийскими щитами мира со сходной геологической историей, с проведением последующих ревизионно-опробовательских работ обоснована перспективность территории ВКМ на ряд «нетрадиционных» полезных ископаемых, включая золото и платиноиды.

На 1.01.95 г. Кадастр проявлений золота в докембрийских образованиях ВКМ включал 22 рудопоявления, 26 пунктов минерализации и более 100 участков с повышенной золотоносностью (от 0,1 до 3 г/т), минералогически не изученных, отнесенных к разряду геохимических аномалий. Первые сводки о золотоносности ВКМ и отдельных его структур даны в работах [3, 4, 10]. Тогда же отмечен субъективный подход при выделении золоторудных формаций [2]. В работе [1] подчеркивалась необходимость

первоочередного изучения золотоносности зеленокаменных структур верхнего архея, кварцево-галечных метаконгломератов и углеродисто-сланцевых горизонтов нижнего протерозоя для поисков промышленных объектов типа Калгурли, Витватерсранд, Сухой Лог. Спустя семь лет выявлено самое перспективное на ВКМ Кшенское рудопроявление золота, локализованное в тектонически и гидротермально переработанных метабазитах верхнетимской подсвиты, которая практически завершает видимый разрез нижнего протерозоя КМА. Тем не менее, авторы работы [8] посчитали его рудно-формационным аналогом месторождения Калгурли одноименного зеленокаменного пояса позднего архея в Западной Австралии.

В одной из последних работ по данной теме рассматривались предпосылки выявления промышленных типов оруденения без уточнения их рудно-формационной принадлежности [5].

По нашему мнению, такой осторожный подход вполне оправдан, ибо выделение рудных формаций без учета рудно-минералогической истории исследуемого района, взаимоувязанной с его геологическим развитием, чревато серьезными ошибками, в чем мы убедились при изучении районов с малоглубинным золотым оруденением [6]. Кроме того, установлен приоритет эволюционных характеристик рудоносных геологических систем при оценке масштабов оруденения — эффект так называемого созревания конкретных геологических структур в отношении того или иного типа оруденения [6, 7]. Данный эффект объясняет сонахождение в одной формационной группе мелких и крупных золоторудных объектов, что было отмечено еще С.Д.Шером [11].

Таким образом, рудно-формационный анализ в его традиционном виде имеет ограниченные возможности для оценки выявленных проявлений золота. Возникает необходимость составления региональных схем типизации оруденения (РСТО), базирующихся на простых структурно-вещественных признаках, которые устанавливаются после статистического анализа совокупности выявленных золоторудных проявлений исследуемого района. При наличии добротной геологической и рудно-минералогической основы (последняя разрабатывается в процессе специализированного топоминералогического картирования) РСТО легко трансформируется в латеральные и вертикальные ряды рудных формаций с установлением относительной перспективности формационных типов в геологических условиях конкретного района.

Для составления РСТО требуется соблюдение ряда условий: 1) сравниваемые проявления должны быть объектами одного и того же рода, по Ю.А.Урманцеву [9]; в нашем случае — это золоторудные проявления; 2) сравниваются минеральные объекты (геохимические аномалии исключаются); 3) сравниваемые объекты одновременно являются и геологическими, поэтому должны содержать хотя бы общие сведения об условиях залегания, взаимоотношениях и составе вмещающей среды, ее тектонической структуре; 4) для перевода региональных типов оруденения в предполагаемые рудные формации необходимо иметь представление об этапности геологического развития исследуемого района. Из приведенного перечня видно, что необходимую информацию можно легко получить при анализе региональных кадастров рудных проявлений, геологических карт, схем корреляции геологических подразделений. Отсюда следует, что разработка РСТО в принципе не зависит от степени геолого-минералогической изученности района, что резко расширяет сферу ее применения относительно рудноформационного анализа.

При составлении РСТО мы исходим из тезиса: каждый рудный объект обладает множеством признаков, одни из которых характеризуют его индивидуальность, а другие — сходство с иными объектами того же рода исследуемой

территории. Из числа последних признаков выбираются типопределяющие. Эти признаки выбираются по результатам анализа геолого-минералогической информации кадастров рудных объектов. Для упрощения операции опознания объектов число типопределяющих признаков должно быть ограниченным; оптимальная норма 5—6 признаков.

Два сравниваемых объекта считаются аналогичными, если совпадают по всем типопределяющим признакам, и гомологичными — если различаются хотя бы по одному из них. Использование метода гомологии позволяет разрабатывать РСТО многоуровневого свойства с выделением естественных групп рудных объектов: классов, типов, подтипов и т.п. Объекты разных уровней различаются по степени гомологичности (общности) в системе выбранных типопределяющих признаков. Закодировав эти признаки цифрами, мы получим численные выражения всех рудных объектов территории, их местонахождение в РСТО. При необходимости выделенные типы оруденения переводятся в разряд рудных формаций, субформаций, минеральных типов с соблюдением условия 4.

Если исключить спорные положения, особенно касающиеся плитной тектоники, то история геологического развития ВКМ сводится к следующему. Ранний архей — накопление литологически контрастных вулкано-терригенных толщ, их преобразование в гранулитогнейсовое основание, фрагменты которого ныне сохранились в Брянском и отчасти Курском блоках КМА. Поздний архей — региональный высокотемпературный диафторез, гранитизация и преобразование гранулитов в амфиболит-серогнейсовый комплекс, получивший широкое распространение на площади КМА (обоянская серия). Резкое увеличение мощности коры, ее консолидация, которая вскоре сменилась деструкцией с накоплением в линейных прогибах (рифтогенах) общего субмеридионального простирания вулканитов бимодальной толеит-риолитовой серии при подчиненной роли гравакк, железо-кремнистых образований (михайловская серия). Центральная часть ВКМ (Курский блок) начинает развитие по типу гранит-зеленокаменных областей Северной Америки, Западной Австралии. В современной структуре относительно хорошо сохранился лишь Белгородско-Михайловский зеленокаменный пояс.

Раннепротерозойская история разделена на три этапа. Первый этап — квазиплатформенный. На эродированной коре выветривания пород гнейсового основания Курского блока был заложен бассейн седиментации с трансгрессивной последовательностью накопления пород аркозово-глинисто-джеспилитовой ассоциации (курская серия). Положение бассейна в целом совпадало с площадью распространения зеленокаменных поясов позднего архея. В восточной части ВКМ документальные свидетельства данного этапа не обнаружены (область сноса?).

После некоторого перерыва, фиксируемого разрывом выветрелых пород курской железорудной серии, прогибание остаточного бассейна не только возобновилось, но и ускорилося. Формировались граувакково-глинистые толщи аркозового, затем полимиктового составов (оскольская серия). Накопление проходило в условиях весьма неровного рельефа дна бассейна; на отдельных участках сопровождалось проявлениями кислого вулканизма, затем смешанного и, наконец, базальтоидного. Максимально вулканизм проявился в троговой(?) впадине восточного склона бассейна.

Примерно в то же время восточная часть ВКМ (Воронежский блок) была вовлечена в активное погружение с формированием монотонной глинисто-граувакковой толщи флишеидного типа (воронцовская серия). К верхам разреза толщи увеличивается доля пирокластики (туффы и туфы кислого состава). Мощный вулканизм рио-

лит-дацит-базальтоидной серии был локализован в смежном с востока прогибе, контролирующим структурным швом между Воронежским и Курским блоками. Возрастное положение вулканической толщи, выделенной в качестве лосевской серии, неопределенное. По одному из вариантов, лосевская и воронцовская серии коррелируются с оскольской серией: учитывается явное сходство эволюционных характеристик формирования глинисто-грауваковых толщ, одинаковая закономерность взаиморасположения терригенных и вулканических прогибов, хотя в современной структуре ВКМ коррелируемые образования Воронежского и Курского блоков занимают несопоставимые по масштабу площади (рисунок).

Второй этап закончился периодом мощной активизации эндогенных процессов: складчатость, метаморфизм (в кульминационной стадии достигающий условий амфиболитовой фации), повторная мигматизация пород гнейсового основания, ремобилизация и диапиризм последнего в толще верхнего структурного этажа (максимально в Курском блоке). В результате супракравальные образования верхнего архея и нижнего протерозоя преобразованы в трудно разделимый в отношении метаморфизма сланцевый комплекс синклиновых структур.

Третий этап характеризуется господствующей ролью крупноамплитудных блоковых движений консолидированной коры ВКМ (в т.ч. надвигового типа), разнообразным интрузивным магматизмом (от перидотитов до гранитов и сиенитов), субаэральным риодацит-андезит-базальтовым вулканизмом (с антидромной последовательностью вулканических фаз). Осадконакопление было ограниченным и протекало в межгорных депрессиях (молласоиды воронезской свиты). Радиологически (2,1—1,8 млрд.лет) третий этап и заключительная стадия второго этапа не разделяются. По набору формаций третий этап соответствует орогенной, отчасти тафрогенной стадиям, а второй — протогеосинклинальной стадии развития подвижных поясов.

С конца раннего протерозоя ВКМ развивался как типичная древняя платформа — по пути усложнения разрывной тектоники, изредка с проявлениями вулканизма (щелочные базальтоиды среднего девона, Воронежский блок). С девона формируется мощный осадочный чехол.

Если геологическая история района установлена более или менее достоверно, то рудноминералогическое развитие пока остается «белым пятном». Даже по вопросу о числе эпох осадочного железоруднения существуют серьезные разногласия. Поэтому при дальнейшем обсуждении мы используем выявленные статистические закономерности металлогении золота ВКМ.

1. Более 80% учетных проявлений золота локализованы в стратифицированных образованиях сланцевого комплекса синклиновых структур, одновременно представляющих собой зональный метаморфический комплекс раннего протерозоя. Заметно повышенной рудопродуктивностью отличается сланцевый комплекс Курского блока, а в разрезе комплекса — образования второго и третьего структурных ярусов (соответственно курская и оскольская серии нижнего протерозоя). Сланцевый комплекс Воронежского блока более простой по строению, литологически и петрохимически более однороден.

2. Несмотря на предпочтительную приуроченность оруденения к стратифицированным образованиям, в большинстве случаев устанавливается его явная связь с трещинными структурами высоких порядков (зоны милонитизации, рассланцевания и др.), многие из которых трасируются малыми интрузиями протоорогенного этапа, что косвенно указывает на эпигенетические соотношения оруденения с вмещающей средой.

3. По вещественному составу проявления золота четко разделены на две неравные группы: собственно золотые

(преобладают) и полиметалльные (комплексные). В последних золоту сопутствует медное, свинцово-цинковое, никелевое оруденения. При этом корреляция золота с ведущими компонентами руд отсутствует либо выражена слабо, что характерно для разновременного отложения рудной минерализации.

4. Собственно золотые проявления минералогически также разделены на две неравные группы: золото-сульфидные (преобладают) и золото-кварцевые. Несколько проявлений в железистых кварцитах отличаются повышенным содержанием гидроксидов железа. По степени сульфидности выделяются объекты мало- и умеренно сульфидные. Характерно, что концентрации золота не коррелируются с содержанием сульфидов в рудных телах, что указывает на многостадийность золоторудного процесса.

5. Максимальная минералогическая изменчивость наблюдается в отношении жильных минералов, что следовало ожидать, учитывая химическую неоднородность вмещающей среды и господство проявлений золото-сульфидного типа, обычно представленных минерализованными зонами.

Из приведенного обзора следует вывод о ведущей роли четырех факторов, повлиявших на все разнообразие золоторуднения ВКМ. Три из них — внешние (структурный, магматический, литологический) и один — внутренний (рудно-формационный), косвенно отраженный в устойчивых вещественных признаках оруденения (минералогических и геохимических). Намеченные таким образом главные факторы оруденения предопределили выбор типопределяющих признаков (таблица). Для контроля использованы дополнительные признаки: метаморфические, метасоматические, морфологические, рудно-минералогические, которые одновременно облегчают опознавание новых объектов, недостаточно изученных в отношении главных факторов оруденения.

Таблица оформлена в виде матрицы, в которой горизонтальные ряды представляют собой закодированные цифрами индивидуальные признаки в рамках одного вида типопределяющих признаков (вертикальные ряды). Она включает главное признаковое поле, состоящее из 29 индивидуальных признаков, и вспомогательное поле с 21 признаком. Главное поле служит определителем принадлежности исследуемого объекта к тому или иному типу (подтипу) оруденения, названному по эталонным наиболее изученным рудопроявлениям. Положение последних в общей структуре ВКМ приведено на схеме (см. рисунок).

Построенные в виде матриц признаковые поля рудных объектов обладают чертами системности, которая выражена во взаимосвязи всех объектов территории степенью «родства». Объекты разделены на: близкородственные (аналогичные) и дальнеродственные (гомологичные). Разное число гомологичных связей (совпадений по индивидуальным признакам) предопределяет положение объектов в иерархическом ряду: подтипы, типы, типовые семейства и т.п.

Системные свойства разработанной по данной методике РСТО облегчают перевод типов оруденения в рудные формации. По существу, рудная формация — это совокупность рудных объектов, гомологичных прежде всего по генетическим признакам. Требующиеся для рудно-формационного анализа генетические признаки на первом этапе изучения могут быть заменены гомологичными связями РСТО.

Таким путем нам удалось выделить для территории ВКМ 9 типов и 14 подтипов золотого оруденения (см. таблицу). Предварительно они сопоставлены с четырьмя золоторудными формациями (золото-сульфидная вкрапленная, золото-кварцевая жильная, золотая стратиформная — древних конгломератов, золото-меднопорфировая — взрывных брекчий) и четырьмя золотоносными формациями (медная стратиформная, свинцово-цинковая

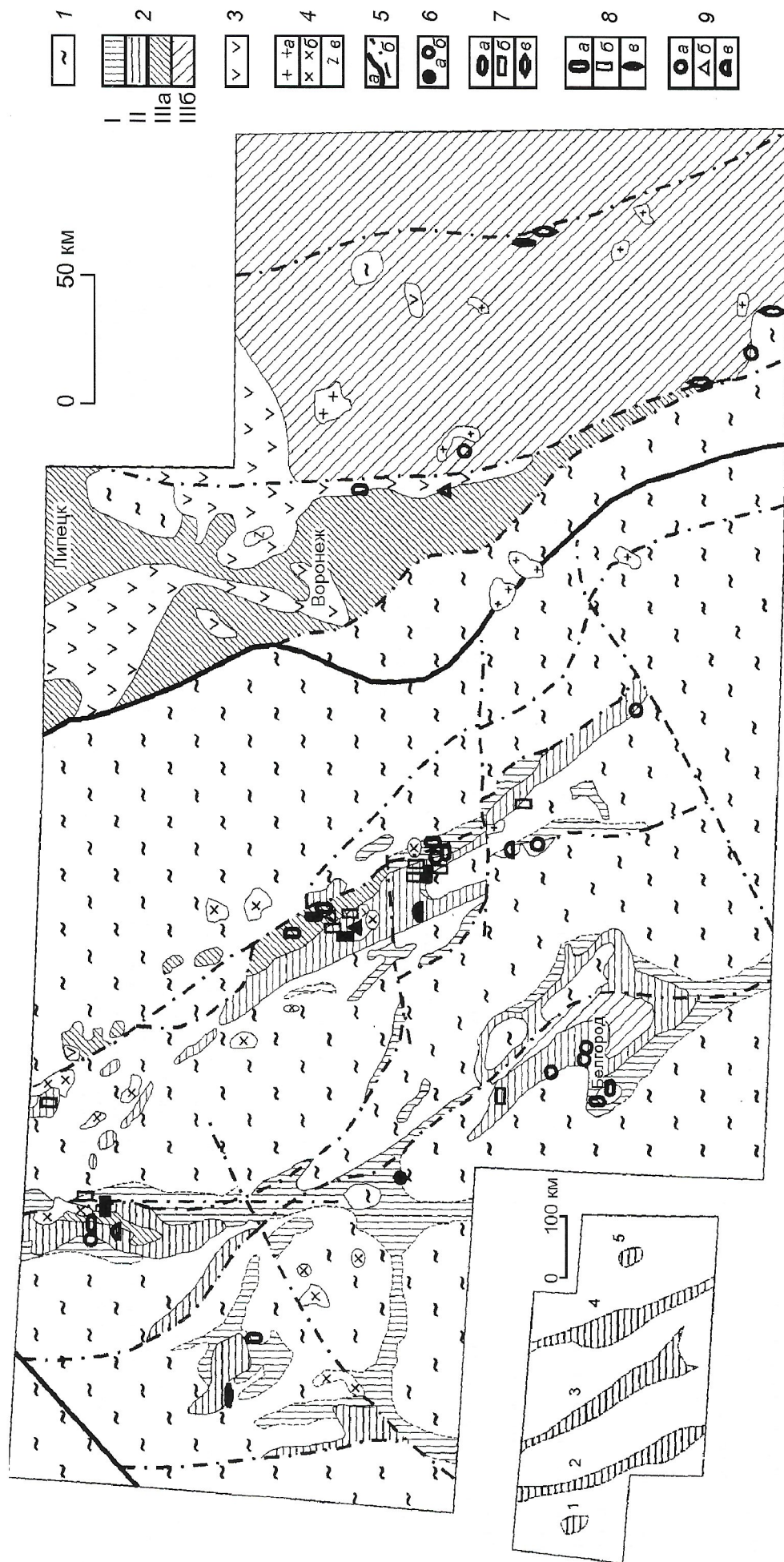


Схема золотоносности центральной и восточной частей Воронежского кристаллического массива:

1 — раннеархейский гранулит-гнейсовый комплекс основания, интенсивно гранитизированный в позднем архее, частично реоморфизованный в раннем протерозое; 2 — сланцевый складчатый зонально метаморфизованный комплекс синклинирных структур, включающий три подкомплекса ярусного взаиморасположения: 1 — нижний рифтогенный, или зеленокаменный поясов (михайловская серия, верхний архей), 2 — средний квазиplateформенный с джеспилит-глинисто-аркозой ассоциацией пород (курская серия, нижний протерозой), 3 — верхний протерозойский сланцево-граувакковый (досевская, воронцовская, оскольская серии нижнего протерозоя), с внутренней вулканогенной зоной IIIa и двумя внешними существенно терригенными зонами IIIб; 3 — слабо дислоцированный вулканогенно-осадочный (моассоидного типа) комплекс наложенных прогибов и вулканоостровов центрального типа (воронцовская и глазуновская свиты нижнего протерозоя); 4 — поздние и посторогенные интрузии гранитоидов раннего протерозоя (а — граниты, б — гранодиориты, кварцевые диориты, в — монзониты); 5 — глазуновские разрывные нарушения (а — структурные швы, б — прочие разломы); 6 — проявления золота типопределяющие (а) и их аналоги (б); типы золотого оруденения: 7 — стратиформные (а — коробковский золотоносный комплекс конгломератов и песчаников, б — гремячский золотоносный комплекс медистых песчаников, сланцев, в — стрекаловский золотоносный комплекс полиметаллических руд в карбонатно-углеродистосланцевых горизонтах), 8 — трещинные, преимущественно в породах сланцевого комплекса (а — кшенский золотокрпашенный малосульфидный, б — тимский, то же, умеренно сульфидный, в — сланский золотоносный сульфидно-никелевых руд в мафит-ультрамафитовых интрузиях раннего протерозоя), 9 — иной структурной позиции (а — реутецкий золото-кварцевый секущих и пластовых зон в силикатных породах, б — воскресеновский золотоносный комплекс железистых кварцитов нижнего протерозоя); на врезке — схема расположения вулканогенно-моассоидного комплекса, в — панковский золотоносный комплекс, в — Рылский узел; зоны: 2 — Белгородско-Михайловская, 3 — Орловско-Алексеевская, 4 — Воронежско-Мамонская, 5 — Еланский узел

Примечание: 1 — проявления трещиновых зон, 2 — субпластовые, 3 — комбинированной структуры, 4 — в породах выветривания; *магматические*: 1 — пространственная связь с трещинами интрузивного раннего протерозоя; *геохимические*: 1 — проявления оловянно-рудных, 2 — то же, с заметной примесью серебра, свинца, индия, иногда платины, 3 — комплексные золото-никелевые, 4 — золото-медные, 5 — золото-полиметаллические; *минералогические*: 1 — мажоритарные кварцевые, 2 — то же, умеренно сульфидные, 3 — кварцевые малосульфидные, 4 — то же, умеренно сульфидные, 5 — сульфидные, 6 — железокремнистые; *литологические*: 1 — смешанная среда кластита существенно кварцевые, 2 — то же, полимиктовые, 3 — метакристаллы, 4 — ультраосновные породы, 6 — железистые кварциты, 7 — метабазальтоиды, 8 — интрузивы мафитов и ультрамафитов, 9 — граниты, 10 — граниты, 11 — минеральные ассоциации пирит, пирротин, 2 — пирит, халькопирит, 3 — пирит, халькопирит, 4 — пирит, арсенопирит, 5 — пирит, халькопирит, 6 — сфалерит, галенит, 7 — халькопирит, 9 — гематит, лимонит; *метасоматические*: 1 — окислительные изменения березит-лиственитового типа, 2 — гумбейиты, 3 — гумбейит, 4 — выветривание нечетко; *метаморфические*: 1 — смешанные породы метаморфизованные в условиях псеолитовой(?) фации, 2 — зеленосланцевые низкотемпературной ступени, 3 — то же, эпидио-амфиболитовой; *морфологические*: 1 — рудные тела — минерализованные зоны линейного, 2 — штокового типов, 3 — жильные зоны, 4 — залежи.

стратиформная, медно-никелевая сульфидная и железорудная кор выветривания железистых кварцитов).

Главное развитие в геологических условиях ВКМ получила золото-сульфидноокисленная формация, представленная 28 объектами (37,5% общего числа учтенных проявлений) кшенского и тимского типов. Эти типы устойчиво различаются по степени сульфидности и геохимической характеристике, что дает основание для разделения формации на две субформации: малосульфидную (кшенский тип) и умеренно сульфидную (тимский тип). На центральном участке Орловско-Алексеевской золотоносной зоны они закономерно сменяют друг друга, обуславливая продольную металлогеническую зональность (см. рисунок). Оба типа оруденения имеют отчетливую структурную связь с трещинными интрузиями гранитоидов проторогенного этапа развития ВКМ.

Следующая по распространенности золото-кварцевая формация (реутецкий тип, девять объектов) не имеет столь явной связи с протерозойскими гранитоидами. В то же время обращает внимание обычное сонахождение проявлений реутецкого типа со стратиформными проявлениями золота и цветных металлов (коробковский, гремяченский, стрекаловский типы). Следует заметить, что формация золотоносных древних конгломератов (золотая стратиформная) нигде в чистом виде не установлена; во всех проявлениях фиксируются признаки регенерации, переотложения рудного вещества, коррелирующего со степенью динамометаморфизма рудоматеринской толщи. Отсюда предполагается метаморфогенный генезис проявлений реутецкого типа, их парагенетическая связь с формированием зонального метаморфического комплекса в заключительную стадию протогеоинклинального развития ВКМ.

Характеристику остальных рудных формаций мы опускаем, поскольку их особенности достаточно полно отражены в таблице РСТО.

Таким образом, применяя для типизации оруденения по существу формальные статистические признаки, но с использованием принципов системного анализа этих признаков, а также данных по геологической истории района, мы выходим на уровень генетических построений золото-рудного процесса в пределах ВКМ. Его ход наиболее вероятно протекал по временной схеме: 1) стратиформные проявления золота и цветных металлов (коробковский, гремяченский, стрекаловский типы) в рудоматеринских толщах квазиplatformенного и отчасти протогеоинклинального этапов раннепротерозойской истории ВКМ; 2) метаморфогенные проявления золото-кварцевой формации (реутецкий тип) в связи с региональным зональным метаморфизмом заключительной стадии протогеоинклинального этапа; 3) метаморфогенно-магматогенные и магматогенные проявления проторогенного этапа (кшенский, тимский, воскресеновский типы); 4) гипергенные (инфильтрационно-осадочные ?) проявления постпротерозойского платформенного этапа (панковский тип).

Продуктивность на золото этапа развития зеленокаменных поясов верхнего архея ВКМ сомнительна: из анализа геологической истории района следует, что одно из необходимых условий промышленного оруденения — полная кратонизация гранит-зеленокаменной области — было реализовано лишь в конце раннего протерозоя. Иными словами, территория ВКМ к тому времени еще не «созрела». Однако мы не исключаем рассеянной сингенетичной золотой минерализации в зеленокаменных поясах КМА, последующий размыв которой привел к формированию в квазиplatformенных условиях стратиформных проявлений золота коробковского типа.

В целом, исходя из общей блоково-слоистой структуры верхней коры ВКМ и следуя универсальному принципу П.Кюри (принцип зеркальной симметрии), надо ожидать преимущественное развитие в районе трещинного («секу-

щего») и пластового (стратиформного) оруденения. В процессе неоднократной тектонической переработки древних золотоносных структур стратиформные месторождения будут разрушаться, а рудное вещество переотлагаться в трещинных зонах, увеличивая относительный вклад «секущего» типа золотого оруденения района. В этом отношении даже золото-кварцевые проявления реутецкого типа представляют больший практический интерес, чем древние золотоносные конгломераты коробковского типа.

Более конкретны прогнозы при знании параметрических характеристик разнотипного оруденения (см. таблицу). В геологических условиях исследуемого района основные перспективы мы связываем с проявлениями кшенского типа и особенно подтипа «а» (малосульфидные минерализованные зоны большой протяженности, локализованные в метавулканитах базитового состава и сопровождающиеся дайками, ареалами лиственитизированных пород). К сожалению, во многих случаях отсутствуют данные не только о параметрах оруденения, но и составе продуктивных минеральных ассоциаций. Поэтому перспективы некоторых типов оруденения остались невыясненными.

Разработанная схема типизации оруденения ВКМ может служить предварительной основой для мелкомасштабных металлогенических построений. Более качественная основа — геолого-генетические модели оруденения. С их помощью устанавливаются факторы и критерии оруденения принципиально нового вида — эволюционные, ответственные за масштабность оруденения в конкретной геологической структуре. Одно из необходимых условий построения таких моделей — реконструкция рудно-минералогической истории территории, которая требует предварительного проведения топоминералогических исследований. Их методология применительно к мелко-, среднемасштабному картированию раскрыта в одной из наших работ [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Актуальные задачи изучения геологии и рудоносности Воронежского кристаллического массива* / Б.М.Демченко, Н.Д.Кононов, Я.Г.Лифиц и др. // Геология и рудоносность докембрия Воронежского кристаллического массива. М., 1984. С. 3—17.
2. *Благонадеждин Б.И.* Некоторые проблемы геологии докембрия и металлогении ВКМ // Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1977. С. 53—57.
3. *Кононов Н.Д., Леоненко И.Н., Дунай Е.И.* Золотоносность кристаллического фундамента Воронежской антеклизы // Матер. по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. Вып. 7. М., 1970. С. 140—149.
4. *Легедза В.Я.* Золотоносность юго-восточной части КМА в связи с особенностями геологического строения. Автореф. дисс. на соиск. кандидата геол.-минер. наук. М., 1971.
5. *Лячкин В.А., Казанцев В.А.* Предпосылки промышленных месторождений золота на территории Курской магнитной аномалии // Вест. Воронежского ун-та. Сер. геол. 1997. № 3. С. 95—99.
6. *Ляховкин Ю.С., Благонадеждин Б.И.* Онтогенетический анализ рудных узлов // Советская геология. 1990. № 7. С. 42—51.
7. *Ляховкин Ю.С., Благонадеждин Б.И.* Типизация малоглубинных золоторудных месторождений // Отечественная геология. 1993. № 1. С. 18—26.
8. *Мяснянкин В.И., Чернышев Н.М.* Новый тип оруденения в протерозойских толщах Тим-Ястребовской структуры ВКМ // Советская геология. 1992. № 8. С. 17—22.
9. *Урманцев Ю.А.* Общая теория систем // Системный анализ в геологии. М., 1989. С. 7—26.
10. *Шелехов А.Н.* Особенности геологического строения и перспективы золотоносности Тим-Ястребовского грабен-синклинария КМА. Автореф. дисс. на соиск. кандидата геол.-минер. наук. М., 1975.
11. *Шер С.Д.* Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). — М., 1974.

Золотые самородки Узбекистана, их состав и изотопия химических элементов

Т.С.ТИМОФЕЕВА, Д.Я.МИРТАЛИПОВ, Г.А.ВАСИЛЬЕВ, Л.А.МАНСУРОВА, М.М.МУСАЕВА, А.А.РАХИМЖАНОВ, Б.Х.УРАЛОВ
(Государственная пробирная палата Республики Узбекистан)

В мировой практике название «самородок» применяется в отношении крупных природных выделений драгоценных металлов — золота, серебра и платиноидов. К этой же группе условно относят и крупные природные выделения металлической меди. Согласно установившейся традиции, к самородкам драгоценных металлов относят крупные обособления массой более 1 г. За историю мировой добычи золота были найдены тысячи самородков. По-видимому, первые знакомства человека с золотом, как металлом, произошли именно в результате его контакта с россыпным золотом, наиболее доступным для извлечения. Вместе с тем, к самородкам золота относят крупные выделения минерала, связанные как с россыпными, так и коренными месторождениями. Помимо собственно золота, согласно литературным данным, в золотых самородках отмечаются включения кварца, барита, сульфидов железа и пр. Наиболее крупное обособление золота найдено в XIX в. и состояло из глыбы кварца, пронизанного самородным золотом. Масса этого уникала превышала 500 кг (Н.В.Петровская, 1973).

Самородки-гиганты массой десятки килограммов уникальны. Им дают собственные имена. Дают собственные имена и самородкам оригинальной формы («Большой треугольник», «Плита Холтермана»). Общее число таких «уникумов» за всю историю человечества, по данным Н.В.Петровской, не более 10.

Согласно литературным данным, самородки золота встречаются в россыпях чаще, чем в коренных месторождениях. В этом случае их находят вблизи мест коренной локализации золота, обычно в элювиальных россыпях; они включают примеси, характеризующие первичные руды. Находки золотых самородков известны в России — Урал, Енисейский край, Колымский край и другие места. За рубежом крупнейшие самородки найдены в Калифорнии, Аризоне, Канаде. В Австралии обнаружен наиболее крупный из известных «Плита Холтермана», представляющий собой глыбу кварца, пронизанную самородным золотом. (Н.В.Петровская, 1973)

Практически во всех случаях содержание золота в самородках весьма велико — 70% и более. Из примесей отмечены Ag, Cu, Fe, Hg, реже фиксируются Mn, Ti и пр. Как отмечает Н.В.Петровская, по наличию тех или иных примесей самородки коренных месторождений можно различить по условиям их образования. Россыпные самородки в этом отношении менее изучены, но практически всегда накапливают примесные компоненты, характерные для коренных источников драгоценных металлов. Наиболее постоянные в них примеси Ag и Cu.

Для Средней Азии наиболее крупные обособления россыпного золота известны в Центральном Кызыл-Кумах (Минералы Узбекистана, 1975). По размерам золото разделяют на мелкое, среднее и крупное. Самородки массой до 20 г встречаются часто, нередко самородки массой 50—180 г. Самый крупный самородок массой около 0,5 кг найден в Нуратинском хребте в долине р.Акчака (Н.В.Петровская, 1973).

Мы изучали самородки месторождения Акчаб-Устук, поступившие в виде коллекции в музей Комдрагмета Узбекистана. Кроме этого изучались и самородки, коллекционируемые частными лицами. Для сравнения особенностей фиксации примесных компонентов параллельное изучение проведено для россыпного золота месторождения Юлсай. Всего изучены 82 образца Акчаб-Устука, восемь — Юлсай, один — Афганистана.

Образцы из коллекции Акчаб-Устука имеют самые различные крупность и внешний вид (рисунок). Золото Юлсай мелкое (преобладают золотины, размером менее 1 мм в диаметре) и обычно пластинчатое. Наиболее интересны по внешнему виду и вариантам размерности самородки первого объекта. Самый крупный из них (более 100 г) получил собственное имя «Узбекистан».

Пробность различных по внешнему виду и массе самородков приведена в табл. 1. Изучение показало, что содержание драгоценных металлов в массе самородка не ниже 80%, заметно колеблется содержание серебра. Отметим, что с уменьшением размера самородка, как такового, увеличивается и содержание в металле золота, достигая для наиболее мелких индивидуумов 100%.

Помимо собственно самородного золота в массе крупных образцов отмечены кальцит, барит, слюды, кварц, гидроксиды железа и марганца. Зачастую включения данных минералов на поверхности самородка не видны, но наличие слагающих их элементов подтверждается изучением образцов на приборе SRS-3000 Siemens (Германия) (табл. 2).

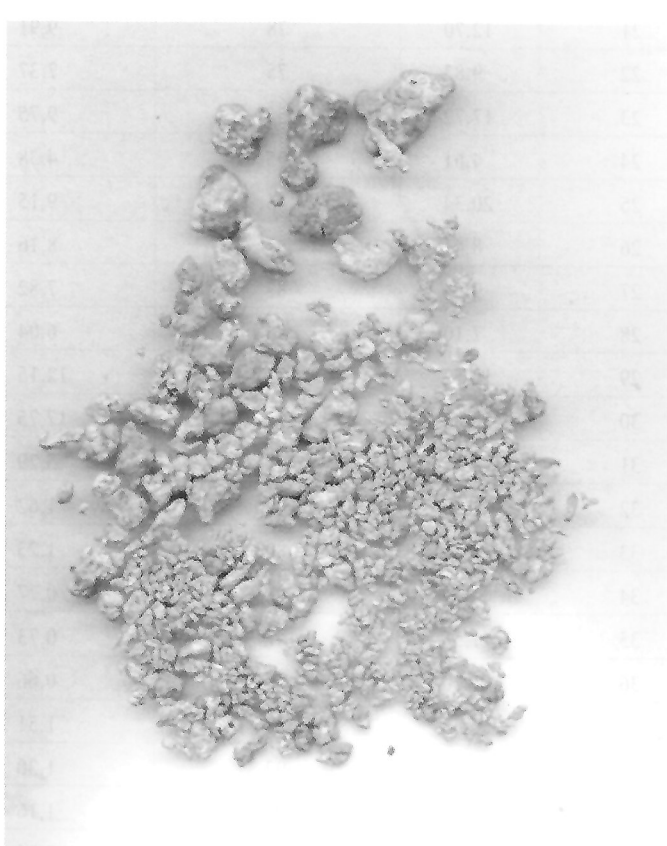
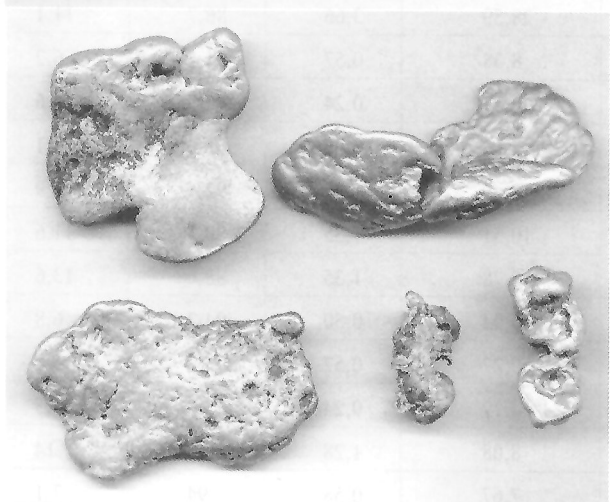
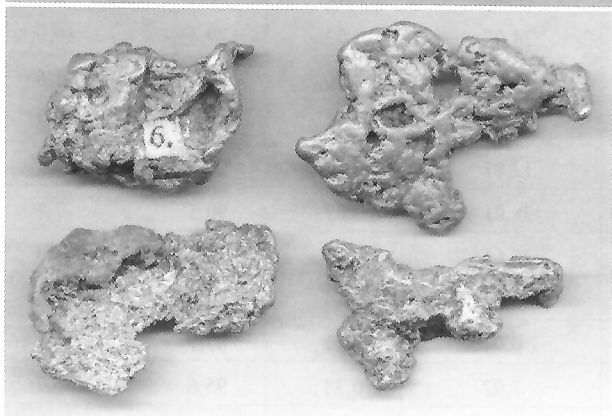
Для выяснения возможного источника золота, поступающего в среду, формирующую отдельные самородки, был использован патент России № 2088958 и применен прибор МС-7201М (ВИМС). Методика изучения образцов стандартная.

Изучение выявило ряд особенностей локализации элементов в золоте Акчаб-Устука и Юлсай (табл. 3). В табл. 3 для сравнения приведены данные по изотопии мелкого россыпного пластинчатого золота из предгорья Памира (Афганистан).

Выявлено следующее. Для первого объекта практически для всех химических элементов, установленных в изучавшихся самородках, отмечено нарушение изотопных соотношений, а также их отличие от усредненных для Земли. При этом фиксируется облегчение изотопного состава: идет накопление более легких изотопов большинства элементов по сравнению с тяжелыми. Для обоих объектов в самородном золоте выявлено наличие радиоактивных изотопов: для Акчаб-Устука Ra, Th, Pa и U; Юлсай — Ra, Ac и Th. В этих же образцах зафиксировано присутствие Se, Mo, Ti и их нестабильных изотопов, что указывает на «эволюционную жизнь» самородков уже после их образования. Последние изотопы (и элементы) могут быть продуктами кластерного деления исходных тяжелых ядер, в т.ч. Ra, Th, U (Т.С.Тимофеева, Ю.А.Лесовой).

Для самородков Акчаб-Устука отмечено наличие изотопов таких элементов, как Zn, Ga, Ge, Sb, Ru, Pd, Te, TR, W, Re, Os, Ir, Pt, Hg, Tl и Pb. В самородках Юлсай из тяжелых ядер отмечена только Pt. Редкие земли зафиксированы в самородном золоте из обоих объектов, однако, если для Акчаб-Устука это будут La, Ce, Nd, Sm, Eu, Dy, Er, Yb, Hf, то для Юлсай только La, Ce и Yb. Данные элементы могут быть связаны с вкраплениями в самородках цирконов, т.к. одновременно с ними в образцах фиксируется и Zr, как элемент, для которого характерно некоторое утяжеление изотопных соотношений по сравнению с усредненными теоретическими; Te и Sb характерны только для Акчаб-Устука, Ba отмечен на всех объектах.

Рассматривая комплекс зафиксированных в золоте тяжелых ядер, таких как W, Re, Os, Ir, Pt, Te, Hg и Pb, отметим, что по ядерным характеристикам все они — изотопы золота (Т.С.Тимофеева, 1982). Последний факт возможно и способствовал их локализации в изученных самородках.



Самородки месторождения Акчаб-Устук

1. Масса и пробаность самородков месторождения Акчаб-Устук

Номер самородка	Масса самородка, г	Визуальное содержание самородного золота, %	Расчетная масса самородного золота, г	Расчетная масса чистого металла, г		Пробность, %	
				Au	Ag	Au	Ag
1	2	3	4	5	6	7	8
1	78,66	50	39,33	33,55	6,04	85,3	15,35
2	54,33	30	16,30	14,71	1,55	90,3	9,5
3	27,45	40	10,98	10,26	0,63	93,5	5,8
4	31,69	70	22,18	20,90	0,67	94,2	3
5	53,96	69	37,23	33,25	3,28	89,3	8,8
6	40,43	75	30,32	24,08	6,03	79,4	19,9
7	37,00	90	33,30	28,87	3,86	86,7	11,6
8	27,02	65	17,56	15,88	1,28	90,4	7,3
9	18,28	77	14,08	12,87	0,84	91,4	6
10	46,67	90	42,00	38,01	3,07	90,5	7,3
11	30,59	100	30,59	26,61	3,46	87	11,3
12	53,90	97	52,28	43,71	7,84	83,6	15
13	4,31	25	1,08	0,94	0,11	87,7	10,5
14	12,23	60	7,34	7,02	0,38	95,6	5,2
15	42,28	78	32,98	28,59	3,66	86,7	11,1
16	10,22	90	9,20	8,38	0,57	91,1	6,2
17	7,37	92	6,78	6,57	0,24	96,9	3,6
18	8,46	97	8,21	7,63	0,66	93,0	8,1
19	22,27	85	18,93	17,49	1,70	92,4	9
20	15,73	74	11,64	10,51	1,35	90,3	11,6
21	12,70	78	9,91	8,78	1,35	88,6	13,6
22	9,83	75	7,37	6,94	0,50	94,2	6,8
23	17,72	55	9,75	9,27	0,57	95,1	5,8
24	4,61	95	4,38	4,17	0,24	95,3	5,5
25	20,34	45	9,15	8,08	1,28	88,3	14
26	8,41	97	8,16	7,67	0,58	94	7,1
27	9,54	82	7,82	7,40	0,49	94,6	6,3
28	7,10	85	6,04	5,60	0,51	92,8	8,5
29	12,53	97	12,15	10,99	1,37	90,4	11,3
30	13,86	92	12,75	12,02	0,87	94,3	6,8
31	5,57	95	5,29	5,07	0,26	95,8	4,9
32	1,98	82	1,62	1,52	0,13	93,4	7,8
33	1,54	80	1,23	1,10	0,16	89,4	12,7
34	0,79	98	0,77	0,72	0,06	93,3	7,7
35	1,55	47	0,73	0,62	0,13	84,8	18,1
36	1,10	60	0,66	0,60	0,07	90,9	10,8
37	1,53	99	1,51	1,42	0,12	93,6	7,6
38	1,41	92	1,30	1,20	0,11	92,8	8,6
39	1,17	99	1,16	1,10	0,07	95,0	5,9
40	5,39	92	4,96	4,69	0,32	94,6	6,4

1	2	3	4	5	6	7	8
41	3,06	98	3,00	2,88	0,14	96,1	4,6
42	2,57	92	2,36	2,17	0,23	91,9	9,6
43	0,88	85	0,75	0,69	0,07	92,3	9,2
44	1,90	75	1,43	1,29	0,16	90,7	11,0
45	7,36	85	6,26	5,97	0,34	95,4	5,4
46	0,55	98	0,54	0,52	0,03	95,7	5,1
47	1,16	81	0,94	0,89	0,06	95,0	5,9
48	1,06	98	1,04	0,96	0,10	92,0	9,5
49	0,58	99	0,57	0,55	0,02	96,5	4,0
50	0,12	100	0,12	0,11	0,01	91,4	10,2
51	0,43	100	0,43	0,41	0,02	95,2	5,6
52	1,64	98	1,61	1,53	0,09	95,3	5,6
53	5,39	100	5,39	5,01	0,44	93,0	8,1
54	0,59	98	0,58	0,52	0,06	90,6	11,0
55	1,86	48	0,89	0,87	0,02	97,8	2,6
56	1,70	99	1,68	1,60	0,10	94,8	6,1
57	0,98	100	0,98	0,95	0,04	96,7	3,9
58	1,99	100	1,99	1,92	0,08	96,5	4,1
59	0,47	77	0,36	0,35	0,01	97,2	3,3
60	2,06	100	2,06	1,94	0,14	94,3	6,8
61	0,71	100	0,71	0,65	0,08	91,3	10,9
62	0,60	100	0,60	0,59	0,01	98,8	1,3
63	0,30	100	0,30	0,27	0,03	91,1	10,8
64	1,29	100	1,29	1,26	0,04	97,3	3,2
65	0,47	87	0,41	0,38	0,04	92,7	8,7
66	7,22	100	7,22	7,13	0,09	98,7	1,3
5221						96,3	3,6

2. Состав самородков месторождения Акчаб-Устук

Элемент	Размер и форма самородков				
	Лепешки более 1 см		Палочка более 2,5 см	Пластины	
				5×3 мм	2×4 мм
1	2	3	4	5	6
Au	64,6	19,7	68,7	67,5	68,1
Ag	12,4	2,75	12,5	8,36	5,12
Cu	0,061	0,02	0,06	0,049	0,054
	0,032			0,219	0,185
Cr	0,038	0	0,03	0	0
Fe	3,37			4,88	2,93

1	2	3	4	5	6
W	0			1,32	0,045
Ir	0,037	0	0,05		0,039
Pb	0,042			0,128	0,111
Hg				0,164	
Zn		2,72	0,01		
Ni			0,06		
Na	0,159		0,65	0,362	0
Mg	0,483			0,743	0,417
Al	0,465			1,66	1,02
Si	3,79			8,41	5,51
P	0,012				0
S	1,31	0,54	0,35	0,54	0
Cl	0,046	0,13	0,07	0,055	0,021
K	0,335			1,29	0,913
Ca	11,3			3,77	14,1
Ba	1,62	0,13	0	1,12	1,44

Примечание: изученные образцы содержат многочисленные включения кварца, кальцита, барита, слюд, пирита; есть сфалерит.

3. Изотопный состав золотых самородков Узбекистана

Изотоп	Афганистан 3423	Юлсай 3284	Акчаб 5221	Акчаб 37э.	Акчаб 23э.	Акчаб 3871	Катаич 3871	Соотношение по Фридлендеру
1	2	3	4	5	6	7	8	9
63 Cu		71,82	31,51	55,12	38,71	44,44	38,05	67,17
65 Cu		28,18	68,49	44,88	61,29	55,56	61,95	30,83
64 Zn			61,05	61,15		53,40		48,6
66 Zn			20,64	6,89		22,11		27,9
67 Zn			12,98	20,96		6,14		4,1
68 Zn			4,33	11,00		17,17		18,8
70 Zn			1,00	0		1,18		0,6
74 Se	5,16		0,96					0,9
76 Se	11,60		0,77					9
77 Se	13,18		17,37					7,6
78 Se	29,23		26,83					23,6
80 Se	29,23		44,42					49,7
82 Se	11,60		9,65					9,2
96 Ru			0		21,22			5,52
98 Ru			5,28		7,22			1,88
99 Ru			20,82		27,84			12,7
100 Ru			24,05		23,77			12,6
101 Ru			26,39		9,34			17
102 Ru			5,87		6,45			31,6

1	2	3	4	5	6	7	8	9
104 Ru			17,59		4,16			18,7
103 Rh			100		100			100
102 Pd			0,28		1,96			1,02
104 Pd			8,69		0,78			11,14
105 Pd			85,51		66,00			22,33
106 Pd			2,76		16,43			27,33
108 Pd			1,38		3,92			26,46
110 Pd			1,38		10,91			11,72
107 Ag	51,96	54,72	52,1	52,09	43,14	64,00	47,92	51,84
109 Ag	48,04	45,28	47,9	47,91	56,86	36,00	52,08	48,16
121 Sb			68,85	77,12	38,39			57,3
123 Sb			31,15	22,88	61,61			42,7
138 Ce		0		0	0		0	0,25
140 Ce		66,67		85,82	93,65		70,93	88,48
142 Ce		33,33		14,18	6,35		29,07	11,08
142 Nd			26,45	9,04	33,89			27,13
143 Nd			12,91	6,02	10,14			12,18
144 Nd			14,19	16,26	15,21			23,8
145 Nd			20,00	27,11	18,46			8,3
146 Nd			12,9	15,36	8,11			17,19
148 Nd			6,45	12,05	6,08			5,76
150 Nd			7,1	14,16	8,11			5,64
144 Sm			0,69	3,82				3,1
147 Sm			13,66	18,06				15
148 Sm			0,63	4,36				11,3
149 Sm			12,57	21,15				13,8
150 Sm			3,44	4,89				7,4
152 Sm			22,39	24,34				26,7
154 Sm			46,62	23,38				22,7
151 Eu			24,04	40,98	31,25		32,50	47,8
153 Eu			75,96	59,02	68,75		67,50	52,2
168 Yb		0	0		0			0,13
170 Yb		0,80	0		7,21			3,05
171 Yb		4,60	10,71		14,90			14,3
172 Yb		16,74	9,56		9,61			21,9
173 Yb		16,32	63,71		45,45			16,12
174 Yb		54,85	8,94		14,42			31,8
176 Yb		6,69	7,08		8,41			12,7
184 Os			0					0,02
186 Os			8,27					1,58
187 Os			8,27					1,6
188 Os			16,29					13,3
189 Os			26,8					16,1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
190 Os			11,55					26,4
192 Os			28,82					41
191 Ir			43,83		55,17			37,3
193 Ir			56,17		44,83			62,7
194 Pt			29,68	25,00	36,15			32,9
195 Pt			42,05	20,00	33,13			33,8
196 Pt			15,9	16,25	15,66			25,3
198 Pt			12,37	38,75	15,06			7,2
197 Au	100	100	100	100	100	100	100	100
203 Tl			44,44	56,52			32,76	29,52
205 Tl			55,56	43,48			67,24	70,48
204 Pb			7,19	1,70	7,14		11,80	1,4
206 Pb			9,83	23,00	25,00		17,98	24,1
207 Pb			17,27	16,52	21,76		32,58	22,1
208 Pb			26,38	58,78	46,10		37,64	52,4
210 Pb			21,58	0	0		0	
211 Pb			17,75	0	0		0	
223 Ra			24,19					
224 Ra			48,39					
225 Ra			27,42					
232 Th			100					100
231 Pa			32,81		31,58			
233 Pa			67,19		68,42			
235 U				0	26,83			0,72
238 U				100,00	73,17			99,27

Отсутствие в золоте Юлсая Sb, Te, Ru и Pd, а также вышеперечисленных тяжелых ядер, таких как W, Re, Os, Ir, Te и Hg позволяет нам подчеркнуть, что образование самородного золота, как минерала, на обоих объектах проходило в различных условиях не только с позиций химизма среды, но и территориально.

Из сказанного можно сделать следующие выводы. Самородки таких месторождений Узбекистана, как Акчаб-Устук и Юлсай отличаются размерами, формами фиксации и со-

ставом. На их примере впервые для региона Средней Азии изучены особенности изотопного состава слагающих минералов основных и примесных элементов. Выявлено, что для россыпного золота практически для всех элементов по сравнению с теоретическими усредненными значениями характерно отличие в соотношении изотопов. При этом как элементный, так и изотопный составы отражают конкретное место локализации (регион) и образование самородного россыпного золота как минерала.

Местная стратиграфическая схема турнейского яруса Севера Урала

А.В.ЖУРАВЛЕВ (ВСЕГЕИ), Д.Б.СОБОЛЕВ (ИГ Коми НЦ УрО РАН)

Турнейские отложения на севере Урала прослеживаются в выходах на дневную поверхность в виде прерывистой полосы, протянувшейся вдоль западного склона Урала. Западнее выходы турне известны на Печорской гряде и гряде Чернышева. В Тимано-Печорской провинции турнейские отложения перекрыты мощным чехлом более молодых образований, а в ее северо-западной части отсутствуют (размыты). Традиционно в нижнем карбоне северной части Урала свиты и прочие местные стратиграфические подразделения практически не выделялись, а вместо них при картировании и картосоставлении использовались горизонты или/и подразделения общей стратиграфической шкалы. В связи с изменением подходов к картируемым подразделениям в инструкциях по составлению Гостеолкарт нового поколения становится актуальным формирование отвечающей новым требованиям местной стратиграфической схемы севера Урала для нижнего карбона в целом и, в частности, для турнейского яруса.

Учитывая высокую фациальную изменчивость турнейских отложений севера Урала, данная стратиграфическая схема может быть корректно построена только с учетом фациальной зональности и на детальной биоэкологической стратиграфической основе. Предлагаемая работа нацелена на решение проблемы выделения свит в турнейском ярусе на территории юга Полярно-Уральской, севера Северо-Уральской и востока Печорской серий Гостеолкарты-200. При выделении местных подразделений ведущим признаком был литолого-фациальный состав отложений, поэтому большинство из предложенных стратотипов имеет диахронные границы.

Биостратиграфическая схема, взятая за основу в данной работе, несколько отличается от принятых схем по Уралу и Русской платформе [5, 9]. В последние годы на границе нижнего и верхнего турне выделены стратиграфические подразделения в ранге слоев или горизонтов. В разрезах Донбасса выделяют каракубский горизонт [1], который в Московской синеклизе выпадает из разреза в связи с перерывом. В Тимано-Печорской провинции А.В.Дуркина выделила ягтыдинский горизонт, который сопоставляет с каракубским горизонтом Донбасса [2, 3]. В Камско-Кинельской системе впадин В.А.Чижова с соавторами [13] на границе нижнего и верхнего турне выделили висимские слои, сопоставляемые с каракубским и ягтыдинским горизонтами. Подошва этих слоев по остракодам проводится в основании зоны *Maternella circumcostata*–*Shemonaella proserpa*, а по конодонтам — примерно в основании зоны *strenulata* (*quaduplicata*) [13]. На севере Урала по остракодам выделяются слои с *Pluschkinella vanyrica*, которые также сопоставляются с этим стратиграфическим интервалом [6]. Таким образом, на рубеже нижнего и верхнего турне устанавливается переходная толща, выделяемая преимущественно в бортовых (склоновых) и депрессионных типах разрезов.

Фациальная пестрота турнейских отложений усложняет районирование территории по типам разрезов. Поэтому на первом этапе предлагается стратиграфическая схема, построенная на основе трех секущих фациальных зон профилей: южный приходит примерно по р.Подчерем от ее устья до верхнего течения; средний — от южной части Пе-

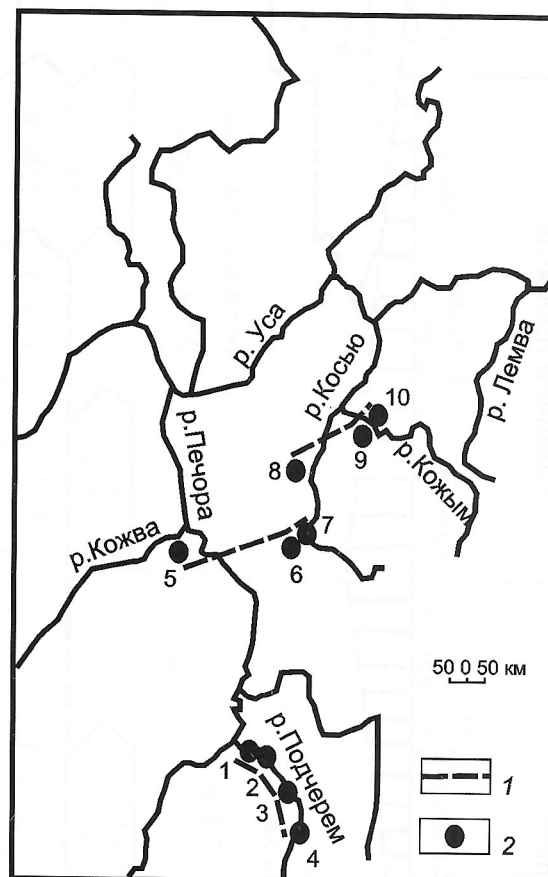


Рис. 1. Схема расположения ключевых разрезов:

1 — линии профилей; 2 — ключевые разрезы (1 — Кузь-Яма, 2 — Орловка, 3 — Кобылка, 4 — Малый Кодзыдьель, 5 — Каменка, 6 — Большая Сыня, 7 — Вангыр, 8 — Изъяю, 9 — Константинов, 10 — Кожым)

чорской гряды через южную часть поднятия Чернышева; северный, как бы продолжая средний — от поднятия Чернышева через Кожимское поперечное поднятие (рис. 1).

В результате комплексных исследований опорных разрезов турнейского яруса (см. рис. 1) выделен набор свит, краткое описание которых приведено ниже. Кодзыдьельская и кузьямская свиты выделены ранее [7, 11], остальные предложены в данной работе впервые. Соотношение свит с региональными и общими стратиграфическими подразделениями, конодонтовыми и остракодовыми зонами показано на рис. 2.

Еджидская свита — стратотип на р.Еджид-Каменка (правый приток р.Кожва) — составной по обнажениям и скважинам (использованы результаты исследований работы [15] и данные Г.А.Чернова [12]). Свита представлена переслаиванием глинистых и доломитистых органогенно-обломочных и микритовых известняков с известковистыми аргиллитами. Присутствуют линзовидные прослои коричневых диагенетических кремней. Из органических остатков характерны конодонты мелководной биофации

Рис. 2. Местная стратиграфическая схема тунейского яруса западного склона Урала (Елецкая структурно-формационная зона)

(*Patrognathus*, *Siphonodella semichatovae* Kononova et Lipnjagov), остракоды (слои с *Pseudoleperditia tuberculifera*), водоросли, одиночные кораллы (*Amplexizaphrentis*, *Uralinia*, *Zaphrentis*, *Conilophyllum priscum* (Munster)), фораминиферы (комплекс с *Tournayellina beata pseudobeata*), иглокожие, сколекодонты и брахиоподы (*Productida*, *Chonetida*, *Athyridida* и *Spiriferida*). На основании конодонтов возраст свиты определяется как позднефаменско-раннетурнейский (примерно интервал конодонтовых зон *praesulcata*—*sandbergi*). Согласно залегает на каменной свите фаменского возраста, представленной однородными карбонатными отложениями, с предполагаемым стратиграфическим несогласием (на севере Печорской гряды — с размывом) отложениями крестакыртинской свиты. Еджидская свита распространена на Печорской гряде. Ее мощность составляет около 60 м. Отложения свиты относятся к фации органогенно-обломочных известняков мелководного шельфа (карбонатной платформы).

Крестакыртинская свита — стратотип на р.Подчерем (устье Орловка, Креста-Кырта) — составной по обнажениям. Свита представлена органогенно-обломочными известняками с конкрециями темно-серых кремней и редкими прослоями аргиллитов и известняковых тонкозернистых песчаников. В средней части свиты кремней становится меньше, в более мелководных фациях они практически исчезают. В глубоководных восточных фациях в разрезе свиты преобладают кремни (спикулиты и радиоляриты) с прослоями кремнистых спикуловых известняков. Для нижней части свиты характерны остракоды *Bairdia bachmetjevskensis* Tschig., а также И.Д.Ткачева [10] приводит комплекс *Pseudoleperditia tuberculifera* Schn., *Shemonella procera* (Iv.), *Glyptopleura plicata* (J. et K.), *Jonesina lichwinensis* Posner, *Healdia informis* Tschig., *Bairdia tschigovae* Iv., *B. otsherensis* Tschig. и др., позволяющий относить его к зоне *Maternella circumcostata*—*Shemonaella procera* [13]. В верхней части свиты распространены остракоды *Amphissites verrucosus* Zan., *Bairdianella protracta* (Zan.) и др. Конодонты в стратотипе свиты малочисленны и представлены таксонами широкого стратиграфического распространения (*Polygnathus communis communis* Br. et M. и *Pseudopolygnathus dentilineatus* Br.). В других разрезах конодонтовые комплексы свиты позволяют определить ее стратиграфический объем как варьирующий от интервала зон *quadruplicata* (верхняя часть)—*isosticha* (остракодовая зона *M. circumcostata*—*Shemonaella procera*) до зоны *isosticha* (слои с остракодами *Bairdianella protracta*) позднего турне.

Крестакыртинская свита весьма выдержана по площади и согласно перекрывает кузьямскую, изьяюскую, и константиновскую свиты а также с локальными несогласиями залегает на еджидской и пышайской свитах. Кровля свиты иногда несет следы размыва или перерыва в осадконакоплении и перекрывается терригенными и терригенно-карбонатными отложениями нортнической свиты нижнего визе. В средней части свиты установлен максимум позднетурнейской трансгрессии. Мощность свиты в стратотипе около 510 м. Отложения свиты в большинстве разрезов отнесены к фации органогенно-обломочных известняков открытого шельфа.

Джинтуйская пачка крестакыртинской свиты — стратотип на р.Изьяю — западное крыло Изьяюской антиклинали (обн. 16, по А.И.Елисееву [4]). Представлена известняковыми песчаниками (до гравелитов) с прослоями глинистых комковатых известняковых песчаников. Для свиты характерны кремнистые конкреции и послойное окремнение. Цемент в песчаниках в основном спаритовый. Органические остатки представлены фораминиферами, остракодами, криноидеями, водорослями и др. Стратиграфический объем в стратотипе — верхняя часть верхнего турне. Свита согласно залегает на органогенно-обломочных из-

вестняках крестакыртинской свиты и перекрывается с предполагаемым стратиграфическим несогласием нортнической свитой нижнего визе. Мощность свиты в стратотипе не менее 110 м, на р.Вангыр — около 3,5 м. Отложения свиты отнесены к фации обломочных известковых осадков отмельных зон открытого шельфа.

Изьяюская свита — стратотип на р.Изьяю — составной по обнажениям. Представлена микрослоистыми микритовыми и тонкодетритовыми кремнистыми известняками, в верхней части — с прослоями темно-серых фтанитов. Для всей свиты характерны окремнение и бедность органическими остатками. А.И.Елисеев [4] указал на наличие в типовой местности в верхней части свиты брахиопод *Rugosochonetes*, *Chonetipustula plicata* Sar. и *Plicatifera*. Органогенный детрит представлен спикулами губок, конодонтами (преимущественно *Polygnathus communis communis* Br. et Mehl, *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl), «*Spathognathodus*» *crassidentatus* Br. et Mehl, *Pseudopolygnathus* spp.), зубами рыб, сколекодонтами, редкими раковинами остракод и брахиопод и растительным детритом (в нижней и верхней частях свиты). Границы свиты диахронны (см. рис. 2). Максимальный стратиграфический объем установлен в стратотипе — от верхов позднего фамена (примерно слои с конодонтами *Palmatolepis gracilis*) до низов позднего турне (конодонтовая зона *quadruplicata* — по присутствию *Pseudopolygnathus multistriatus* M2). Пограничные девонско-каменноугольные отложения, отвечающие событию Хангенберг, характеризуются повышенным содержанием органического вещества и, как следствие, более темной окраской, а также более волнистыми поверхностями напластования. В стратотипической местности подстилающие отложения неизвестны, но в разрезе на р.Вангыр свита согласно залегает на глинисто-карбонатно-кремнистой толще позднефаменского возраста. Согласно перекрывается пышайской и крестакыртинской свитами. Мощность свиты в стратотипе не менее 210 м. Отложения свиты отнесены к фации тонкодетритовых осадков карбонатного шлейфа.

Константиновская свита — стратотип на руч.Константинов (бассейн р.Кожым). Свита представлена тонким ритмичным переслаиванием черных кремней, тонкообломочных микритовых известняков и аргиллитов. Для свиты характерно общее окремнение всех литотипов. Остатки бентосных организмов немногочисленны (брахиоподы, остракоды, фораминиферы), зато обильны и разнообразны конодонты, радиолярии, спикулы губок, а в нижней части присутствуют клименииды. Свита отвечает интервалу конодонтовых зон верхняя *expansa*—*quadruplicata* или слоям с остракодами *Tetrasacculus triloculi* и *Armilla uralica*. Граница девонской и каменноугольной систем проходит внутри свиты. Константиновская свита согласно залегает на карбонатной толще фамена и перекрывается кремнистыми аналогами крестакыртинской свиты. Вместе с последними образует «плитняковую толщу», выделенную А.Д.Миклухо-Маклаем при картировочных работах. Надо отметить, что в схеме, предложенной М.А.Шишкиным [14], плитняковая толща выделена в объеме турнейского яруса. На наш взгляд, позднефаменские нодулярные известняки с кремнями и аргиллитами следует относить вместе с турнейскими отложениями к плитняковой толще, поскольку они образуют постепенный переход и литологически трудно различимы, а западно-сывьяскую (подстилающую) толщу сократить в объеме до макаровского и мурзакемского горизонтов (т.е. без нодулярных известняков). Мощность свиты в типовой местности 17—18 м. Данная свита отнесена к карбонатно-кремнистой фации глубоководного шельфа.

Пышайская свита — стратотип на р.Вангыр. Свита представлена известняковыми песчаниками (до гравели-

тов) со спаритовым цементом и известняковыми конглобратиями. В верхнетурнейской части свиты отмечены послойное окремнение и конкреции кремней. Стратиграфический объем в стратотипе — конодонтовые зоны *duplicata* — низы *quadruplicata*, с остракодами *Bairdia lecta* Bushm., *B. explorata* Tsch., *Bairdiacypris cylindrica* (Sam. et Smirn.) в нижней части и висимским комплексом остракод в верхней (слои с *Pluschkinella vangyrica*). В более мелководной зоне (разрезы на р. Большая Сыня и Кобылка) объем свиты изменяется до интервала зон *praesulcata*—*sandbergi* (поздний фамен—ранний турне), причем в самой верхней части этого разреза наряду с известняковыми песчаниками преобладают органогенно-обломочные известняки. В более глубоководных зонах (разрез в урочище Кузьяма, р.Подчерем) свита отвечает интервалу конодонтовых зон от верхней части *duplicata* до низов *quadruplicata*. Здесь она представлена известняковыми песчаниками с прослоями тонкообломочных микритовых известняков, содержащих остатки остракод, конодонтов, спикул губок, радиолярий и др. Мощность свиты в стратотипе около 46 м. Свита согласно залегает на толще комковатых микритовых известняков с прослоями органогенно-обломочных известняков фамена или на изьяюской свите. Перекрывается кузьямской или крестакыртинской свитой. В ряде случаев (р.Кобылка и Большая Сыня) в кровле свиты предполагается стратиграфический перерыв.

Кодзыдзельская свита выделена В.А.Черныхом [11] на руч.Малый Кодзыдзель (левый приток р.Подчерем в ее верхнем течении). В стратотипе представлена толщей доломитистых известняков, местами обломочных, в верхней части — органогенно-обломочных и отвечает позднему фамену и раннему турне [11]. В средней части свиты найдены конодонты *Bispathodus ultimus* (Bischoff) и несколько выше *Polygnathus lobatus* Branson et Mehl, подтверждающие эту датировку. Отложения свиты отнесены к фации отмели открытого шельфа. Мощность свиты более 200 м.

Кузьямская свита первоначально выделена в большем объеме [11] и с более широкой литологической изменчивостью по разрезу. Позднее характеристика свиты была уточнена и конкретизирована, а объем свиты сокращен до объема самой мощной четвертой (верхней) пачки [7]. В новом объеме свита характеризуется преимущественно глинистым составом (аргиллиты, реже алевролитистые аргиллиты), с редкими прослоями глинистых известняков. Стратиграфический объем свиты — верхняя часть зоны *quadruplicata* по конодонтам. Мощность свиты в стратотипе (неполная) около 21 м. Она согласно перекрывается органогенно-обломочными известняками крестакыртинской свиты.

Нижний контакт в стратотипе тектонический [7, 8], однако на р.Вангыр кузьямская свита согласно залегает на обломочных известняках пышайской свиты и достигает мощности 90 м. В типовых разрезах свита относится к фации глинисто-карбонатных отложений депрессии внутреннего шельфа.

Выделенные свиты имеют различные мощности — от первых до сотен метров — и не все из них могут быть ис-

пользованы для картирования масштаба 1:200 000. Поэтом целесообразно объединить маломощные свиты в толщи. Так, на северном профиле константиновская и крестакыртинская свиты могут быть объединены в «плитняковую толщу»; на западе южного профиля — изьяюская и пышайская свиты. При более крупномасштабном картировании свиты могут использоваться самостоятельно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бражникова Н.Е., Айзенберг Д.Е., Берченко О.И. и др. Пограничные отложения девона и карбона Донбасса // Граница девона и карбона на территории СССР. Минск, 1988. С. 70—78.
2. Дуркина А.В. О зональном расчленении пограничных отложений ниже-верхнетурнейского подъярусов по фораминиферам и о границе между ними в Тимано-Печорской провинции // Биостратиграфия среднего—верхнего палеозоя Русской платформы и складчатых областей Урала и Тянь-Шаня. М., 1995. С. 73—79.
3. Дуркина А.В. Уточнение стратиграфии переходных ниже-верхнетурнейских отложений Тимано-Печорской провинции по фораминиферам // Расчленение и корреляция фанерозоя по данным микропалеонтологии: Тез. докл. 12 Всеросс. микропалеонтолог. Совещания. Томск, 1995.
4. Елисеев А.И. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. — М.—Л.: Наука, 1963.
5. Решение межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы. Каменноугольная система. — Л., 1990.
6. Соболев Д.Б. Остракоды семейства *Welleriellidae* из верхнефаменско-турнейских отложений севера Урала // Сыктывкарский палеонтологический сборник. Сыктывкар, 1997. С. 56—65.
7. Соболев Д.Б., Журавлев А.В. Кузьямская свита в новом объеме и ее аналоги на севере Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар, 1995. С. 54—57.
8. Соболев Д.Б., Журавлев А.В. Строение сводовой части Еджидкыртинской антиклинали (р.Подчерем, Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар, 1996. С. 101—105.
9. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). — Екатеринбург, 1993.
10. Ткачева И.Д. Реперные комплексы остракод нижнего карбона востока Тимано-Печорской провинции // Реперные горизонты верхнего палеозоя и мезозоя Севера Европейской части СССР и Сибири. Л., 1983. С. 21—31.
11. Черных В.А. Стратиграфия карбона севера Урала. — Л.: Наука, 1976.
12. Чернов Г.А. Нижний карбон Печорской гряды // Сб. тр. по геологии и палеонтологии. Сыктывкар, 1960. С. 56—93.
13. Чижова В.А., Сташкова Э.К., Зверева Е.В. и др. Соотношение верхнефранско-нижневизейских биостратиграфических подразделений по конодонтам, фораминиферам, остракодам и спорам в разрезах востока Русской платформы // Биостратиграфия и микроорганизмы фанерозоя Евразии: Тр. XII Всеросс. микропалеонтологического совещ., посвященного 100-летию со дня рождения Д.М.Раузер-Черноусовой. М., 1997. С. 61—70.
14. Шишкин М.А. Стратиграфическая схема расчленения палеозойских отложений западного склона Полярного Урала и гряды Чернышева применительно к задачам составления нового поколения геологических карт масштаба 1:200 000 // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: XII Геологический съезд Республики Коми. 1999. Т. 2. С. 247—249.
15. Zhuravlev A.V., Kossovaya O.L., Sobolev D.B., Vevel Y.A. Early Tornaisian (Early Carboniferous) shallow-water communities (eastern part of Timan-Pechora Province) // Ichthyolith Issues Special Publication. 1998. № 4. P. 60—62

Раннеордовикские литофации и биозоны трилобитов в Восточно-Кокчетавском синклинии Северного Казахстана

М.Н.КОРОЛЕВА, Л.Ю.ИСТОМИНА (Казахская Государственная архитектурно-строительная академия)

Трилобиты среднего ордовика Восточно-Кокчетавского синклинии (ВКС) Северного Казахстана (рис. 1) представляют большой интерес. До настоящего времени они лишь частично подверглись монографическому изучению, т.к. поиски и находки трилобитов и другой фауны проводились в основном в рифогенных известняках позднего ордовика—карадока, наиболее доступных и богатых фауной. Отложения вулканогенных толщ среднего ордовика оставались малоизученными.

Среднеордовикские литобиофации в ВКС впервые наиболее полно изучил В.С.Заика-Новацкий, проводивший с группой геологов Киевского государственного университета детальные геолого-съемочные работы в 1957—1961, 1971 гг. Он установил, что среднеордовикские литофации в ВКС развиты исключительно широко и подразделил их на ряд свит: улькентомарская, алышимбайская, атансорская и жамбайсорская [5, с. 171].

В сводной работе по стратиграфии ордовика Казахстана И.Ф.Никитин [12, с. 135] первые три свиты объединил в одну сагскую серию, а жамбайсорскую с лидиевской, считая их одновозрастными. Мнение И.Ф.Никитина в общем справедливо, т.к. еще в 1961 г. в материалах ВСЕГЕИ (1961, вып. 41, с. 120) был приведен детальный стратиграфический разрез низов среднего ордовика из района Горки, где собраны и определены трилобиты и граптолиты (определения М.Н.Королевой и Б.М.Келлера) и отмечено, что сходные образования этого возраста широко развиты и на остальной площади Кокчетавского района, главным образом по периферии «Кокчетавской глыбы». Справедлив также и вывод В.С.Заика-Новацкого о выделении отдельных литобиосвит, что необходимо для составления детальных геологических карт любого района.

Мы имеем комплексы трилобитов из всех указанных свит, кроме алышимбайской, где фауна пока не найдена, а также большие собственные сборы, в т.ч. и из южной части распространения атансорской свиты (Горки), где у контакта мощного разрыва удалось собрать из сланцеватых темно-серых известняков многочисленных трилобитов. Эти известняки тесно связаны с послойно изученным Лидиевским страторазрезом, расположенным южнее [9].

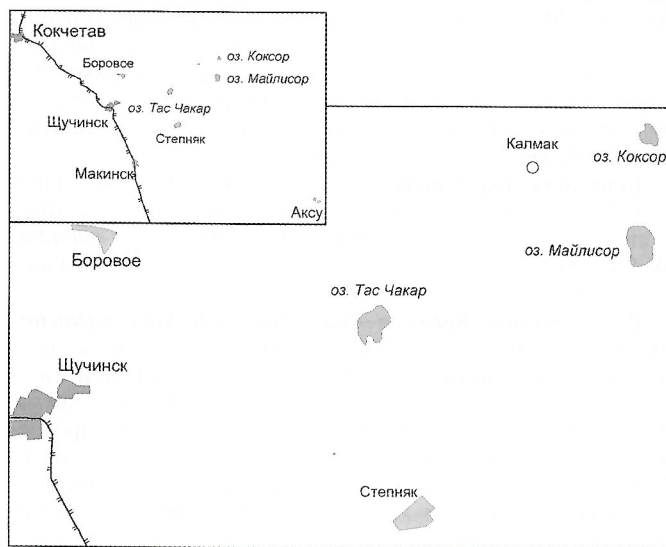


Рис. 1. Обзорная карта района работ

Кроме этих свит, установленных в основном на Западном крыле и частично в центре синклинии, имеются эквивалентные образования на его восточном крыле. Наиболее древние вскрыты скважиной Степной экспедиции. По данным Р.А.Копяткевича [6], ими сложена ядерная часть Шамганской антиклинали, где обнажены главным образом нормально-осадочные литофации. Это мощная до 4 тыс.м пачка алевролитов с пластами тонко- и более грубозернистых песчаников. Эти образования внутренней зоны шельфа включают многочисленную и разнообразную фауну трилобитов рода *Shumardia* Billings, не переходящего границы выше лланвирина (кембрий—лланвирн): *Shumardia (Shumardia) lacrima* Koroleva, *S. (Shumardia) analoga* Kor., *S. (Conophrys) agnosta* Kor., *Shumardia (Conophrys) secunda* Kor., *Shumardia* sp., *Shumardia* sp.1 (sp.nov.), *Shumardia* sp.2, *Shumardia* sp.3 и представители рода *Shumardops* Hupe: *Shumardops* sp.1, *Shumardops* sp.2.

Более детально изученный нами комплекс *Shumardia* [7, 8] заставляет изменить возраст слоев района Шамганской антиклинали с раннего лландейло до раннего лланвирина, а, вернее, и позднего аренига.

Трилобиты ВКС, имеющие большое значение для определения возраста пород, образуют характерные биозоны. Здесь, на восточном крыле синклинии, четко установлена **биозона *Shumardia (Shumardia) Billings***, расположенная во внутренней части шельфа с глубинами до 500 м. Она находится в окружении сообщества трилобитов и граптолитов (сборы Р.А.Копяткевича), первые изучены автором, вторые — Б.М.Келлером и Д.Т.Цаем: *Dividuagnostus minus* Koroleva, *Telephina* aff. *impunctatus* Ulrich, *Remopleurides* cf. *karakolensis* Ancigin, *Cyclopyge kossleriformis* Koroleva, *Cyclopyge* sp., *Sagavia* sp. (*S.* cf. *modica* Kor.), *S. novakelloformis* sp.nov., *novakella* sp., *Microparia* sp., *Dionide ammophila* Kor., *Dionide* sp., *Cryptolithus* sp. (meraspis), *Broeggerolithus* sp. и граптолиты: *Glossograptus* sp., *Climacograptus modestus* Ruedemann, *Glyptograptus* cf. *teretiusculus* Hisinger. Комплекс трилобитов представлен в основном новыми видами, но обилие шумардий и циклопигид древнего облика указывает на возраст включающих их пород не моложе лланвирина, а вернее позднего аренига.

Юго-восточнее, за пределами ВКС, в западной части Саяно-Алтайской горной области, по данным З.Е.Петруниной [13], в позднем тремадоке (алганский горизонт) также присутствует зональная форма Западной Европы — *Shumardia (Shumardia) pusilla* и широко развитая местная *Shumardia (Shumardia) pusillina*, сходная с *Sh. pusilla*. Здесь в литофации песчанно-сланцевого состава шельфовой области моря установлена **биозона *Shumardia (Shumardia)***, она окруженная сообществом трилобитов: *Apatokephalus*, *Symphysurus*, *Harpides*, *Geragnostus*, *Niobe*, *Ampyx* и др., указывающих на общность казахстанского бассейна в позднем тремадоке и арениге с Алтае-Саянским.

Морской бассейн океана Тетис покрывал почти всю территорию Казахстана, Тянь-Шаня, Памира, Китая, Турции, Урала, Северо-Восточную и Западную Европу, вплоть до Ньюфаундленда и Аргентины [4, 11, 14]. Позднеаренигская—раннелланвирнская трансгрессия принесла на западную часть значительное разнообразие бентосных трилобитов. Они занимали батинальный склон — глубин 500—800 м. Море было теплым, нормальной солёности и слегка углублялось в арениге—лланвирне к юго-западу.

Происходит активное образование биосфер; наиболее широкое развитие и распространение получила **биозона с**

трилобитами подотряда *Asaphina* Salter (Е.А.Балашова), семейства *Asaphidae* Burmeister [3].

Западнее оз.Атанасор (20 км запад—юго-запад), в районе сухого озера Улькентомар, В.С.Заика-Новацкий установил в улькентомарской свите, слагающей западное крыло, литостратотип для нижней части среднего ордовика ВКС. Здесь обнажены литофации начала батиальной зоны: мелкозернистые песчаники и алевролиты среди порфиритов и туфов. В мелкозернистых песчаниках собраны трилобиты, ведущие бентосный, нектобентосный образ жизни совместно с эпипланктонными агностидами.

Изучены многочисленные особи представителей *Asaphina*, выделена **биозона *Trigonoaspis***. Она включает: *Trigonoaspis fortis*, *Trigonoaspis tristis*, *Trigonoaspis* ex gr. *tristis*, *Trigonoaspis* sp. — многочисленные, крупные, наиболее представительные для данной биозоны трилобиты. Род близок, как отмечала Е.А.Балашова [3], к родам подсемейства *Thysanopyginae* Jaanusson (1959) и *Hoekaspis* Kobayashi (1937), характерных для аренига.

Биозона *Trigonoaspis* окружена сообществом трилобитов: *Arthrorhachis*, *Geragnostus*, *Shumardia* (*Conophrys*), *Shumardia* sp., *Remopleurides canus*, *R.* cf. *canus*. Последние имеют наибольшее сходство по конфигурации глабели и рисунку линий на затылочном кольце с *Remopleurides karakolensis* Ancigin [1] из раннего ордовика орской серии Караколь-Михайловского горизонта западного склона Южного Урала. *Basilicus* sp.1, *Basilicus* sp.3, *Ogygiocaris* (сходный с *O. sarsi*), *Ampyxinella ruslani*, *A. rugosa nana*, *Lisogorites* sp.nov., *Lonchodomas*, *Ampyx*, *Cybeloides*, *Pseudomera* и др.

Род *Trigonoaspis* установлен также в Северо-Западном Китае на Северной платформе, где находится в **биофации *Nileid*** аренига формации *Klimoli* в сообществе со многими как китайскими, так и некоторыми казахстанскими родами трилобитов. **Биофация *Nileid*** Китая известна также, как отмечено в работе [24], во внутренней Монголии.

Южнее литобиофации нижней части среднего ордовика западного крыла синклиниория изучены по двум наиболее полным разрезам. Первый из района оз.Ащиколь «Горки», расположенный непосредственно севернее дороги Степногорск—Макинск, обнаруженный М.Н.Королевой и З.М.Усачевой и изученный геологами Политехнического института [18]. Это соответствует атансорской свите В.С.Заика-Новацкого. Фауна собрана нами из темно-серого сланцеватого известняка, обнаруженного у контакта мощного тектонического разрыва, протянувшегося в меридиональном направлении к Белому кордону и Густым боркам, где был изучен второй страторазрез, названный «Лидиевской» свитой, подобный разрезу района Горок [2].

Страторазрез бентосных литофаций района Горки ВКС (западное крыло) приведен ниже (снизу вверх).

Массивные светло-желтые алевролиты 20 м.
Средне- и мелкозернистые зеленые полимиктовые песчаники с ясно выраженной слоистой и грубоплитчатой текстурой, содержащие ископаемые остатки брахиопод 10—18 м.
Массивные светло-зеленые туфы 7 м.
Туфы серые и зеленые, постепенно сменяющиеся вверх стальными-серыми кремнистыми сланцами 73 м.
Грубозернистые полимиктовые зеленые песчаники 3 м.
Кремнистые зеленовато-серые туфы 3 м.
Кремнистые серые сланцы с ископаемыми остатками морских лилий, трилобитов и брахиопод 7 м.
Кремнисто-эпидотовые алевролиты 7 м.
Кремнистые темно-серые туфогенные и зеленовато-желто-серые разномзернистые полимиктовые песчаники 56 м.
Пропуск 15 м.
Кристаллокластические плотные зеленовато-серые туфы 8 м.
Миндалекаменные роговообманковые зеленые порфириты 13 м.
Пропуск 13 м.
Тонкоплитчатые желтые алевролиты 35 м.
Литокристаллокластические зеленые туфы 13 м.
Кремнистые серые алевролиты и тонкозернистые туфогенные песчаники 35—40 м.
Литокристаллокластические серовато-зеленые туфы 30 м.
Грубозернистые зеленые туфогенные песчаники 2 м.

Плагноклазовые светло-зеленые порфириты 1 м.
Туфы и серовато-зеленые туфогенные песчаники с ископаемыми остатками брахиопод 150 м.
Гравелиты 7 м.
Пропуск 15 м.
Кремнистые светло-желтые и зеленовато-желтые туфы 73 м.
Известняки серые и темно-серые 30 м.
Внизу и вверх разномзернистые туфогенные зеленовато-серые песчаники с прослоями пизолитовых туфов и мелкокристаллических известняков; в средней части кремнистые пизолитовые туфы 90 м.
Сланцеватые темно-серые известняки 4 м.
Плагноклазовые светло-зеленые порфириты 1 м.
Глинистые сланцеватые известняки 4 м.
Плагноклазовые светло-зеленые порфириты 4 м.
Известняки сланцеватые 2 м.
Пропуск 45 м.
Плагноклазовые порфириты 1 м.
Сланцеватые глинистые темно-серые известняки с ископаемыми остатками трилобитов и гастропод 35 м.
Песчаные ожелезненные известняки 8 м.
Плагноклазовые порфириты 4 м.
Пропуск 15 м.
Алевролиты светло-серые 9 м.

Видимая мощность разреза 850 м.

И.Ф.Никитин лидиевскую свиту считал возможным разделить на три горизонта: копалинский, караганский и целиноградский [12].

Активное развитие сообществ трилобитов и образование биозон происходит во время максимальной трансгрессии арениг—ланвирн.

Эта часть морского бассейна: Горки, Белый кордон, Густые борки отличается биоразнообразием сообществ трилобитов. В Горках установлена в литофации темно-серых известняков позднего аренига—раннего ланвирна **биозона *Lisogorites***, включающая: *Lisogorites balashovae*, *L. knyrkoi*, *L. van.ki*, *L.* cf. *striatus*, *Lisogorites* sp., *Lisogorites* sp.nov. Эта биозона входит в ассоциацию трилобитов окружения: *Pseugosaphus*, *Basilicus*, *Ogyginus*, *Nileus*, *Basiliella*, *Sphaerexochus*, *Birmanites hupeiensis* и др., также тяготеющих к батиальному откосу [11].

В Лидиевском страторазрезе выделены три биозоны: **А** — *Ampyxinella rugosa* в литофации серых кремнистых алевролитов и мелкозернистых песчаников батиального склона. Она включает: *Ampyxinella pseudorugosa*, *Ampyxinella* sp.nov., *A. ruslani*, *A.* aff. *rugosa* и много неизученных. **Биозону *Ampyxinella rugosa*** окружают сообщества трилобитов: *Corrugatagnostus*, *Sphaerexochus*, *Remopleurides*, *Basilicus*, *Basiliella*, *Nileus*, *Shumardia* (*Shumardia*), *Lisogorites*, *Trigonoaspis*, *Telephina*, *Ampyx*, *Birmanites hupeiensis*, *Illaeus* и др. Кроме того, карадокские виды этого рода выделены в новый подрод *Koksoriana*. **Биозона *Ampyxinella (Koksoriana) balashovae* Kor.** установлена в районе оз.Майлисор в Западно-Майлисорской синклинали, где представлена многочисленными мелкими экземплярами в литофации аргиллитов и детритовых известняков карамолинских=коксорских слоев позднего карадока в сообществе с *Koksorens kassini*, *K. kasakhstanensis*, *Sphaerexochus kasakhstanicus*, *Pliomera iliensis* и др. (рис. 2).

Биофация *Ampyxinella* известна также в Северо-Западном Китае в *Yingan* формации около Колпин, где представлена многочисленными особями *Ampyxinella rotundata* W.T.Zhang совместно с граптолитами позднего карадока (1979, 1980) [21].

В — **биозона *Robergia—marianna—Telephina bipunctata*** выделена М.К.Аполлоновым (1974) в литофации алевролитов и туфогенных песчаников ланвирна верхней части батиального склона, тяготеющей к внутренней зоне шельфа. Р.А.Копяткевичем и другими геологами зона прослежена с перерывами к северо-востоку до района оз.Жамбайсор, где найдены трилобиты: *Corrugatagnostus*, *Shumardia*, *Koldinioidia*, *Ampyxinella rugosa*, *Dionide* и другие низов среднего ордовика. [11].

С — **биозона *Basilicus—Basiliella*** в литофации темно-серых известняков и известковистых песчаников раннего

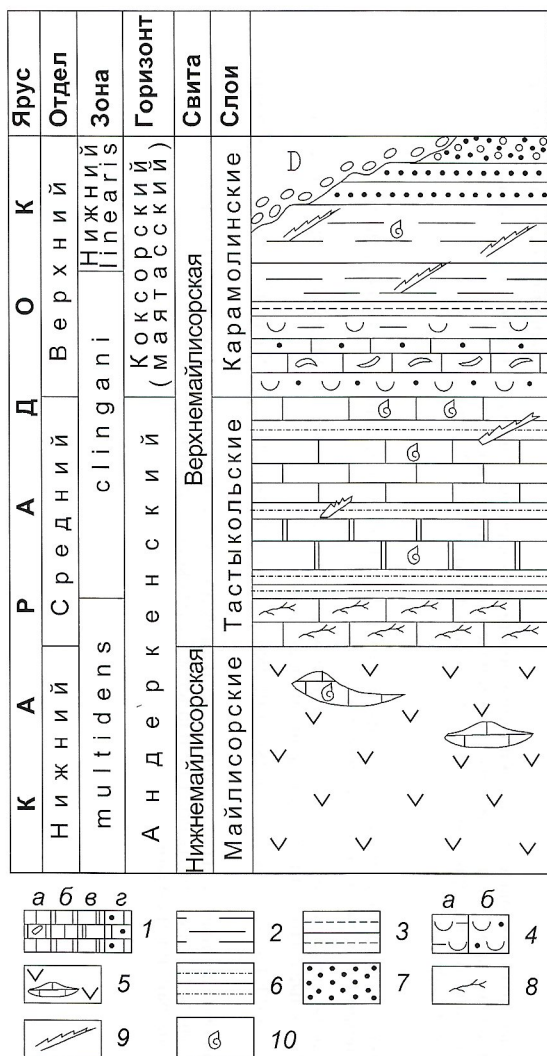


Рис. 2. Стратиграфическая схема карадока майлисурского стратотипа:

1 — известняки (а — детритовые, б — светло-серые, в — темно-серые, г — песчаные); 2 — аргиллиты; 3 — аргиллиты рассланцованные; 4 — туфы (а — пепловые, б — мелкообломочные); 5 — порфириды и их туфы с линзами известняка; 6 — алевролиты; 7 — песчаники и туфоконгломераты; 8 — водоросли; 9 — граптолиты; 10 — трилобиты

лланвирна, возможно, позднего аренига батиального склона. Она включает: *Basiliella barrandei*, *Pseudobasiliella* cf. *kegelensis*, *Basilicus tyrannus*, *Basilicus* cf. *tyrannus*. Находится в окружении сообщества трилобитов *Shumardia* (*Shumardia*), *Symphysurus*, *Geragnostus*, *Trigonoaspis*, *Lisogorites*, *Iliaenoides*, *Ampyxinella rugosa*, *Cyclopyge*, *Sphaerexochus*. Следует отметить, что представители *Basiliid* доминируют на Северной платформе Китая, на ее западной краевой площади и во внутренней Монголии. Особенно в формации Чуоцишан (*Zhuozishan*) в среднем и позднем арениге, где установлена биофауна *Basiliids*. Эта биофауна отмечена в Китае и в позднем карадоке в провинции Шешан (*Sheshan*) совместно с *Plomerina* и *Scotoharpes*. Литофауны состоят главным образом из известняков, образованных в мелководной части шельфа [23, 24].

Все установленные биозоны находятся, как сказано выше, в окружении многочисленного, разнообразного сообщества трилобитов, но, кроме того, и большого количества граптолитов, в меньшей степени брахиопод и другой фауны. Часть коллекций трилобитов Центральной и Западной частей синклиниория, недостаточно хорошей сохранности, осталась еще неизученной.

Юго-западнее оз. Жамбайсор на восточном крыле одноименной антиклинали В.С.Заика-Новацкий установил стратотип жамбайсорской свиты [5]. Здесь литофауны представлены многократным чередованием пачек, состоящих из песчаников, алевролитов, с редкими прослоями светло-серых туфов, местами белых туфоаргиллитов из которых В.С.Заика-Новацкий, Р.А.Копятевич, Нгуен Ван Фук и Н.М.Фрид собрали многочисленную, разнообразную, но мелкую фауну. Здесь представлена биозона *Ampyxinella rugosa*, включающая: *A. rugosa*, *Ampyxinella* sp. nov., *Ampyxinella* cf. *rugosa*. Она находится в окружении: *Arthrorhachis*, *Corrugatagnostus* cf. *perrugatus*, *Koldinioidia* sp., *Shumardia* (*Shumardia*) sp. nov., *Dionide* aff. *kasachstanica*, *Symphysops* cf. *subornatus*, *Telephina* cf. *bipunctata*, *Raymondella* sp., *Selenopeltis* sp. и др., совместно с граптолитами: *Climacograptus modestus*, *Glyptograptus* cf. *teretiusculus*, *Glossograptus* sp., *Dicellograptus intorthus*, *D. sexstans exilis*, *Dicranograptus nicholsoni diapason*, *Diplograptus multidentis*, *Cryptograptus tricornis*. Определения Б.М.Келлера и Нгуен Ван Фука.

Многочисленная мелкая разнообразная фауна трилобитов и эпипланктонные граптолиты составляют литобиофауны, тяготеющую к шельфовой зоне бассейна, и характеризуют нижнюю часть среднего ордовика, в период, когда происходят подвижки дна и разрывные нарушения.

Северо-восточное золотородное месторождение Байлюсты, на восточном крыле синклиниория расположен малоизученный стратотип, где мы собрали фауну трилобитов среднего ордовика — арениг — лланвирна. Литофауна представлена светло-серым кремнистым алевролитом и мелкозернистым песчаником, образованным в верхней части батиального склона. Трилобиты: *Basiliella orientalis* Koroleva, *Basilicus* sp., *Lisogorites plautini* Kor., *Stigina pironi* sp. nov., *Acrolichas* sp., *Pseudospaerexochus* sp., *Cybele* aff. *weberi* Koroleva, *C. amarus* Kor., *Bumastus* sp., *Iliaenus* sp. Граптолиты *Dictyonema* sp.

Комплекс трилобитов указывает на сходство с биозонами западного крыла ВКС района Горок и Лидиевского стратотипов. По-видимому, это биозона *Lisogorites* Горок. Эти образования ранее мы относили к верхней части среднего ордовика — лландейло.

В районе р.Сага, вблизи бывшего пикета Жулубай известны находки трилобитов и граптолитов раннего — среднего ордовика, но они не так обильны, как в западной части синклиниория. Русло реки имеет два колена изогнутых перегиба с тектоническими разрывными нарушениями, что представляет трудности для изучения. Юго-западнее в 2,5 км от пос. Жулубай, выше по течению реки, у мощного берегового обрыва правого берега, в прослоях темно-серых кремнистых алевролитов среди туфо-порфировой толщи найдены и изучены трилобиты и граптолиты (Б.М.Келлер и М.Н.Королева, 1957, обн. 98, 59). Трилобиты: *Symphysops firmus* Koroleva, *Pricyclopyge campesteris* Kor., *Sagavia felix* Kor., *Sagavia modica* Kor., *Sagavia* sp. l (sp. nov.?), *Psilacella bona* Kor., *Dindymene* aff. *didymograptus* (Whittard), часть пегидия *Asaphina* gen. indet. Граптолиты (определения Келлера): *Dicranograptus nicholsoni diapason* Gurley, *Glyptograptus englyphus* Lapworth. Здесь обнажены литофауны начала батиального склона — в основном мелкозернистые песчаники, темно-серые алевролиты, подобные литофаунам западной части ВКС. Комплекс трилобитов указывает на средний ордовик, его нижнюю часть. Ясно доминируют представители двух подсемейств [10, 19]: *Pricyclopyginae* и *Cyclopyginae*, здесь нами выделена биозона *Sagavia*.

Стратиграфически выше по р.Сага у пос. Жулубай в 100 м южнее дороги, что идет от Жулубая к р.Карасу в плотных светло-серых желтоватых алевролитах нами в 1954 г. найден граптолит хорошей сохранности, по определению Келлера, *Pseudoclimacograptus sharenbergi* (Lapworth). Вид характерен для лландейло, но встречается и в карадоке.

Биостратиграфический анализ зональных комплексов среднеордовиковских трилобитов

Система	Ярус	Свиты, горизонты, слои	Литофации	Биозона
Ордовик	Карадок	Верхнемайлисорская (карамлинские=коксорские слои)	Территенные породы, базальная часть содержит детритовые и крупнообломочные известняки с многочисленной и биоразнообразной фауной. Шельфовая зона. Ураноносны. Поздний карадок	Амрухинелла (kokoriana) balashovae
		(тастыкольские слои)	Темно-серые известняки, внизу водорослевые, с редкими прослоями темно-серых сланцевых аргиллитов, выше известняки становятся светло-серыми и включают брекчированные участки. Ураноносны. Средний карадок	Homotelus calvus
		Нижнемайлисорская	Пироксен-плагноклазовые порфириды, их туфы, тонкие прослой песчаника и редкие небольшие линзы известняков. Внутренняя часть шельфа. Лландейло—ранний карадок	Cybele weberi
	Лландейло	Сагская	Туфо-порфировая толща с прослоями темно-серых кремнистых алевролитов, песчаников, туфоконгломератов, чередующихся с андезитовыми, андезитоацитовыми порфиритами и альбитофирами. (Н.Фрид, 1966?). Лландейло	Sagavia felix
		Жамбайсорская	Частое чередование пачек песчаников, алевролитов с малым количеством прослоев туфов. Внутренняя часть шельфа. Лландейло	Амрухинелла rugosa
		Лидиевская	Алевролиты, разнотермистые полимиктовые песчаники с прослоями порфиритов и их туфов (среди которых установлены прослой пизолитовых туфов наземного происхождения) агломератов и известняков чаще темно-серых. Верхняя часть батиального склона. Выделены три биозоны	Robregia marianna—Telephina bipunctata — поздний лландейло Basileus—Basilella — лландейло
		Атансорская	Алевролиты, разнотермистые полимиктовые песчаники с прослоями порфиритов и их туфов, среди которых установлены прослой пизолитовых туфов наземного происхождения, агломератов и известняков чаще темно-серых. Верхняя часть батиального склона. Ранний лландейло—возможно, поздний арениг	Амрухинелла rugosa — ранний лландейло, возможно, арениг Lisogorites balashovae
	Арениг	Улькентомарская	Мелкотермистые песчаники и алевролиты среди порфиритов и их туфов. Начало батиального склона. Ранний лландейло (возможно, поздний арениг)	Trigonoaspis fortis
		Шамтанская	Мошная пачка переслаивания алевролитов с пластами тонко- и более грубозернистых песчаников. Внутренняя зона шельфа. Поздний арениг—ранний лландейло	Shumardia (Shumardia) laticoma
	Тремадок	Аланский горизонт (западная часть Саяно-Алтая)	Известковые алевролиты, глинистые сланцы, песчаники. Внутренняя зона шельфа. Поздний Тремадок	Shumardia (Shumardia) pusillina [13]
		Уштоганская (В.С.Заика-Новацкий, 1964)	Песчаники, грубо- и мелкообломочные туфы, алевролиты, вулканогенно-осадочные образования. Внутренняя зона шельфа (трилобиты пока не найдены; беззамковые брахиоподы и наутилоидеи указывают на ранний Тремадок)	Биозона не выделена

Далее тектонический разрыв. Река круто поворачивает (почти на 90°) на восток. От пикета Жулубай к востоку по берегу реки 400 м обнажены порфириды и далее на правом берегу мелкозернистые туфогенные песчаники с прослоями кремнистых алевролитов.

В алевролитах и песчаниках Р.А.Копятевичем и студентами Горно-металлургического института найдены граптолиты, бедные видами, но богатые экземплярами. Они представлены: *Dicranograptus nicholsoni* Hopk, *Climacograptus* cf. *parvus* Hall, *Climacograptus* sp., *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapworth). По определению Келлера, они встречаются в позднем лландейло и раннем карадоке. В последствии отсюда было собрано и изучено Д.Т.Цаем более обильное сообщество граптолитов, которое все же не уточнило возрастное положение туфогенных песчаников и алевролитов, они по-прежнему датируются как лландейло—карадок. Эти образования Д.Т.Цай включает в выделенную им зону *Diplograptus multidentis* с верхней лландейло—низы карадока и параллелизует их с верхней частью Лидиевского разреза, помещая в карадок [17].

После тектонического разрыва в породах не найдена другая фауна кроме граптолитов, поэтому вывод Д.Т.Цая логичен, параллелизация их с верхней частью Лидиевского разреза и нижней частью нижнемайлисорских пироксен-плагноклазовых порфиритов вполне возможна. Возрастное положение двух порфириновых толщ, верхней части Лидиевского и нижней части Майлисорского должно датироваться как верхи лландейло—низы карадока. Геологическое описание и стратиграфическую схему правобережной части р.Сага участка Жулубай составила также Н.М.Фрид [12, с. 65].

Изучение литофаций и трилобитов страторазрезов ВКС позволило провести биостратиграфический анализ зональных комплексов среднеордовикских трилобитов, выделить 12 биозон (таблица) и установить их сходство с одно-возрастными комплексами трилобитов других стран и территорий.

Особенно заметное сходство наблюдается с биофонами Северо-Западного Китая — Северной платформы и площади ее западного края. Это сходство подтверждается изучением граптолитов Хэ Го-цы [16]. Он отмечает поразительное сходство в граптолитовой фауне между Казахстаном и Северо-Западным Китаем.

Интересные сведения приведены в статье Gongzheng Yin и других [20], где сообщается, что в Южном Китае, в провинции Guizhou, из формации Пагода ордовика (карадок) изучена интересная коллекция трилобитов, содержащая многочисленные разнообразные, ранее известные и новые ордовикские роды, всего 302 экземпляра. Из них 118 образцов рода *Ovalocephalus* семейства Hammatoscnemidae Kielln, 196 — рода *Ovalocephalus* Koroleva, установленного нами в 1959 г. в литобиофации шельфовой зоны карадока в Восточно-Кокчетавском синклинории Северного Казахстана, хотя он там встречается гораздо реже, чем в Южном, где установлен в позднем ордовике, как Hammatoscnemis (7 головных и 15 хвостовых щитов) из слоев, лежащих непосредственно выше андеркенского известняка раннего карадока Чу-Илийских гор Южного Казахстана.

Близкий комплекс трилобитов среднего ордовика ВКС установлен также с одновозрастным комплексом Чехии, Британии, Балтики, Урало-Новоземельской складчатой области [17], где имеются общие роды трилобитов и граптолитов, а также с Австралией, Таиландом, Турцией, Па-

миром, Узбекистаном [11]. Все это указывает на тесную связь и общность ВКС и вышеуказанных территорий того времени и наличие существования уже в раннем ордовике океана Тэтис [15].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анцыгин Н.Я. Трилобиты Караколь-Михайловского горизонта раннего ордовика Южного Урала // Матер. по палеонтологии палеозоя Урала и Сибири. 1977. С. 68—93.
2. Аполлонов М.К., Ергалиев Г.Х. О стратиграфическом положении еркебидайской свиты Восточно-Кокчетавского прогиба // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1961. Вып. 2(43). С. 18—25.
3. Балашова Е.А. Систематика трилобитов *Asaphina* и их представители в СССР. — Л.: Недра, 1976.
4. Бондарев В.И., Бурский А.З., Нехорошева Л.В. Схема стратиграфии ордовика арктических районов Урало-Новоземельской складчатой области и ее сопоставление со схемами ордовика Северной Европы // Междунар. геолог. конгресс. XXII сессия. М., 1968. С. 86—94.
5. Заика-Новицкий В.С. Стратиграфия среднего ордовика Степнякско-Аксуевского района в Северном Казахстане // Сб. науч. тр. Киевского гос. ун-та. 1970. №5. С. 171—180.
6. Копятевич Р.А. Общие черты геологического строения части коксенгирского синклинория в Северном Казахстане // Сб. науч. тр. КазГМИ. 1959. № 20. С. 114—126.
7. Королева М.Н. Новые среднеордовикские трилобиты *Shumardia* Северного Казахстана // Палеонтологический журнал. 1964. № 1. С. 71—75.
8. Королева М.Н. Трилобиты ордовика Северо-Восточного Казахстана. — М.: Недра, 1982.
9. Королева М.Н. Новые данные о среднем ордовике Лидиевского стратотипа и трилобитах *Asaphina* в Северном Казахстане. — Алматы: КазЮТА-Минерал, 1995.
10. Королева М.Н. Казахские трилобиты семейства *Cyclopygidae* Raymond 1925 // Палеонтологический журнал АН СССР. 1967. С. 79—91.
11. Королева М.Н. Палеобиогеография ордовикских трилобитов Восточно-Кокчетавского синклинория Северного Казахстана // Отечественная геология. 1999. №5. С. 38—42.
12. Никитин И.Ф. Ордовик Казахстана. Ч. 1. Стратиграфия. — Алма-Ата: Наука, 1972.
13. Петрунина З.Е. Трилобиты и биостратиграфия тремадока западной части Саяно-Алтайской горной области. Автореф. дисс. на соиск. канд. геол.-минер. наук. Западно-Сибирское геологическое управление, 1966.
14. Розова А.В., Розов С.Н. и др. Стратиграфия и фауна ордовика северо-западного Салаира. — М.: Наука, 1985.
15. Ушаков С.А., Ясманов Н.А. Дрейф материков и климаты Земли. — М.: Мысль, 1984.
16. Хэ Го-Цы. Стратиграфия и граптолитовая фауна ордовикских отложений севера и северо-запада Центрального Казахстана. Автореф. дисс. на соиск. канд. геол.-минер. наук. М., 1964.
17. Цай Д.Т. Граптолитовые комплексы нижнего ордовика и лландейло Центрального Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1966. № 5. С. 23—34.
18. Шлыгин Е.Д., Жуков М.А., Копятевич Р.А. // Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. М., 1961. Вып. 41.
19. Fortey R.A., Owens R.M. The Arenig Series in South Wales: Stratigraphy and Palaeontology Arenig Series in South Wales // Bul. of British Museum (Nat.Hist.), Geol. 1987. Vol. 41. № 3. P. 9—303.
20. Gongzheng Yin, Ronald P. Tripp, Zhiyi Zhou et al. Trilobites and Biofacies of the Ordovician Pagoda Formation, Donggongsi of Zunyi, Guizhou Province, China // Trans. of the Royal Society of Edinburgh Earth Sci., 90, 2000. P. 203—220.
21. Tripp Ronald P., Zhou Zhiyi, Pan Zhenqin. Trilobites from the Upper Ordovician Tangtou Formation Jiangsu Province, China // Trans. of the Royal Society of Edinburgh Earth Sci., 80, 1989. P. 25—68.
22. Yin Gongzheng. Ordovician Trilobites Succession Guizhou, China // Region. Geol. Surv. Team of Guizhou, 1986. № 4 (vol. 9). P. 410—424.
23. Zhou Zhiyi, Dean W.T. Ordovician Trilobites from Chedao, Gansu Province, North-West China. 1986. Vol. 29. P. 4. P. 743—786.
24. Zhou Zhi-yi, Zhou Zhi-qiang, Zhang Jin-lin. Ordovician trilobite biofacies of North China Platform and its western marginal area // Acta Palaeontologica Sinica, 1989. Vol. 28. № 3. P. 296—313.

Этапы магматизма и алмазоносность центральной части Урикско-Ийского грабена Присяня

А.П.СЕКЕРИН, Ю.В.МЕНЬШАГИН, К.Н.ЕГОРОВ (ИЗК СО РАН)

Исследованиями последних лет установлено более широкое распространение процессов природного алмазообразования. Среди некимберлитовых источников алмазов его промышленные концентрации главным образом связаны с лампроитами. Однако изучение этих пород в различных регионах мира показало разнообразие их состава, условий локализации и отсутствие в большинстве случаев в них алмазов. Это свойственно и для распространенных в России лампроитов. В частности, в Сибири и на Дальнем Востоке среди лампроитов и близких им пород алмазоносны лишь лампроиты Присяня. Это обстоятельство может свидетельствовать о специфике условий формирования присаянских лампроитов и особенностях проявления здесь магматизма в целом. Поэтому детальная характеристика района локализации алмазоносных лампроитов и определение их места в тектономагматических циклах представляет интерес как в теоретическом, так и в прикладном плане.

Первые находки пиропов, а затем и алмазоносных пиропсодержащих пород в бассейне р.Ингаши (левый приток р.Ока), диагностированных как слюдяные кимберлиты, были сделаны еще в начале 60-х годов [9, 13]. Впоследствии на основании детального исследования вещественного состава алмазоносных пород была установлена их формационная принадлежность к лампроитам [11].

Жилы лампроитов и ореолы минералов-спутников в районе образуют полосу шириной 5—8 км, протяженностью около 30 км (от верховий р.Ингаши до р.Черная Тагна) и в совокупности составляют Ингашинское лампроитовое поле. В пределах этой площади они сгруппированы в три линейные зоны северо-западного простираания (бассейн р.Ингаши, нижнее течение р.Гуник, бассейн р.Хагот), ориентированные под углом к общему простираанию Ингашинского поля, и трассируют серию разрывных нарушений. В общем геолого-структурном плане Ингашинское поле расположено в центральной части Урикско-Ийского грабена (рис. 1). Грабен в своем развитии прошел ряд этапов: интракратонная геосинклиналь, ороген, протоплатформа, платформа и, как краевая структура юго-запада Сибирской платформы, испытывал влияние процессов, проходящих в соседнем складчатом сооружении Восточного Саяна. Непосредственно в пределах лампроитового поля наиболее распространены породы нижнепротерозойской флишовой формации, расчлененной (снизу вверх) на большеереченскую, далдарминскую, урикскую и ингашинскую свиты и среднерифейские моласоиды, отнесенные к ермосохинской свите. Архейско-нижнепротерозойские образования шарыжалгайской серии, ограничивающие Ингашинское поле с востока, отнесены к комплексу основания Урикско-Ийского грабена и отделены от него разрывными нарушениями.

Большеереченская свита в пределах площади представлена преимущественно серицитовыми и филлитовидными углеродистыми сланцами, алевролитами с редкими прослоями карбонатных пород и песчаников, далдарминская — переслаиванием филлитовидных сланцев, песчаников, метаэффузивов. По характеристикам метаэффузивы соответствуют недифференцированным субщелочным (оливиновым) базальтам натрового умеренно титанистого афирового типа с пониженной ролью толеитов [8]. Для урик-

ской и ингашинской свит характерен существенно терригенный состав пород. В урикской свите преобладают углеродистые сланцы и филлиты с прослоями песчаников и известняков, в ингашинской — песчаники и алевролиты с подчиненным значением сланцев и карбонатных пород. Породы свит регионально метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, смяты в узкие изоклинальные складки северо-западного простираания, осложненные разрывными нарушениями того же направления. Нижнепротерозойские отложения по характеру осадконакопления, метаморфизма и складчатости отнесены к геосинклинальному этапу развития региона.

Породы ермосохинской свиты среднего рифея выполняют узкие грабеновые проседания в центральной части Урикско-Ийского грабена, превратившегося к этому времени в континентальный элемент орогена или протоплатформы, и зачастую граничат с подстилающей нижнепротерозойской толщей по разрывным нарушениям. Отложения свиты представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками с прослоями алевролитов, серицит-хлоритовых и карбонатно-глинистых сланцев. Породы слабо метаморфизованы, складчатость в них имеет приразломный характер.

Среди разрывных нарушений наиболее распространены разломы северо-западного простираания, ориентированные по длинной оси Урикско-Ийского грабена. Эти разломы на протяжении нескольких тектономагматических циклов влияли на распределение магматических образований и направление складчатых структур. Не менее значимы и зоны разломов, контролирующих область развития приразломных грабенов, выполненных грубообломочными отложениями ермосохинской свиты и различными по составу магматитами. Более молодые субширотные разрывы в сочетании с разломами других направлений обуславливают в целом блоковое строение района. Из скрытых разрывных нарушений интерес представляют разломы запад—северо-западного ($270\text{—}300^\circ$) простираания, контролирующие распределение лампроитовых жил и локальных ореолов минералов-спутников. На поверхности они практически не выражены и фиксируются по геофизическим данным (нарушение корреляции линейных и полосовых аномалий, коленообразные изгибы изолиний, смена характера поля и т.д.). По линии простираания лампроитовых жил прослеживается также изменение характера полей силы тяжести (появление локальных аномалий, горизонтальных градиентов и т.д.).

Особенность Ингашинского поля — обильно проявленный разнотипный магматизм. В его пределах распространены гипабиссальные дайковые и жильные тела диабазов, габбро-диабазов, в меньшей мере — ультрабазитов, пикритобазальтов, флогопит-оливиновых лампроитов, слюдяных пикритовых порфиритов, гранодиоритов и тоналитов. Мощность тел достигает 150 м, протяженность — первые километры. Большинство даек и жил ориентировано по простираанию грабена, падение их крутое, близкое вертикальному. Секущее положение тел относительно складчатых структур метаморфических пород указывает на их принадлежность к орогенному или протоплатформенному этапу развития района. По геолого-структурному положению и

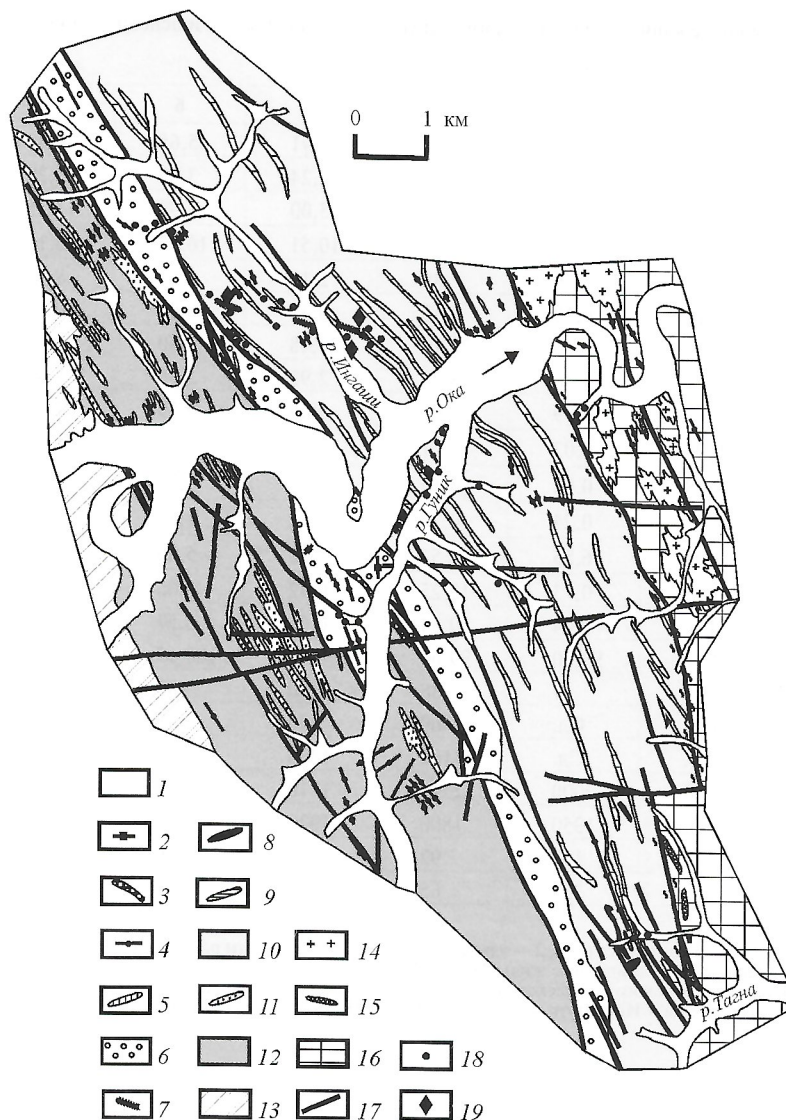


Рис 1. Геолого-структурная схема центральной части Урикско-Ийского грабена Присяня, геологическая основа м-ба 1:50 000 ГПП «Иркутскгеология»:

1 — четвертичные аллювиальные отложения; среднерифейско-вендский структурно-вещественный комплекс: 2 — щелочные пикритовые порфириты (венд), 3 — пикритобазальты (венд?), 4 — габбро-диабазы, долериты (верхний рифей), 5 — гранодиоритовые и тоналитовые порфириты (верхний рифей), 6 — глинистые сланцы, песчаники, гравелиты, конгломераты ермошихинской свиты (средний рифей); ранне-среднерифейский структурно-вещественный комплекс: 7 — оливин-флогопитовые лампроиты (средний рифей), 8 — ультрабазиты (средний рифей?), 9 — диабазы, габбро-диабазы (нижний рифей); раннепротерозойский структурно-вещественный комплекс: 10 — углеродистые сланцы, филлиты, песчаники, алевролиты, прослои известняков ингашинской и урикской свит, 11 — диабазы, амфиболитизированные диабазы, 12 — сланцы, песчаники, основные метазэффузивы далдарминской свиты, 13 — серицитовые углеродистые сланцы, алевролиты большевиченской свиты; архейско-раннепротерозойский структурно-вещественный комплекс: 14 — граниты, гнейсограниты, 15 — ортоамфиболиты, 16 — кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты; 17 — разрывные нарушения; 18 — пиропы и другие минералы-спутники; 19 — алмазы

вещественному составу магматиты можно подразделить на три группы. Первую из них составляют дайки и силлы базитов, локализованные в пределах далдарминской и большевиченской свит. Представляя собой комагматы метазэффузивов далдарминской свиты, они участвуют в складчатости, обнаруживают зависимость характера вторичных изменений от степени метаморфизма вмещающих пород и отнесены к геосинклинальному этапу развития региона. Вторая группа, состоящая из диабазов, ультрабазитов и лампроитов, приурочена преимущественно к полям развития нижнепротерозойских отложений урикской и ингашинской свит. Наиболее распространены среди них диабазы, характерная черта которых — преобладание пойкилофитовых микроструктур, редкое присутствие гранофировых обособлений, повышенная степень вторичных изменений. Содержание плагиоклаза (№ 40—50) составляет 30—55%, моноклинового пироксена (2V 47°), почти нацело замещенного

уралитовой роговой обманкой 40—60%. Из аксессуарных минералов отмечены сфен, апатит, титаномагнетит, ильменит. Вторичные изменения выражены в образовании амфибола, хлорита, стилипномелана, гидрослюда, минералов эпидот-цоизитовой группы, лейкоксена. По петро- и геохимическим данным им свойственен низкокалиевый толеитовый состав и слабо проявленная дифференциация (таблица). По указанным признакам диабазы соответствуют ангаульскому комплексу, проявленному не только в пределах Ингашинского поля, но и по всей площади Урикско-Ийского грабена. Возраст диабазов бассейна р.Ингаши, определенный по Rb-Sr изохроне, составляет 1640 ± 100 млн.лет [6]. В отличие от диабазов, ультрабазиты установлены лишь в пределах Ингашинского поля, пространственно ассоциируют с лампроитами и ореолами минералов-спутников. Они образуют дайкообразные, реже овальные самостоятельные тела протяженностью 1—2 км при мощности

Средний химический состав (%) и содержание элементов-примесей (г/т) ультраосновных и основных пород Ингашинского лампроитового поля

Оксид, элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	47,20	39,25	44,24	32,21	43,91	45,65	48,80	44,28	30,39
TiO ₂	1,74	0,91	0,68	0,95	2,24	3,89	2,29	0,44	4,09
Al ₂ O ₃	14,09	6,22	3,11	2,21	5,00	6,90	13,25	10,60	6,93
Fe ₂ O ₃	5,35	7,45	4,79	4,18	10,51	16,37	6,11	5,08	11,93
FeO	7,26	8,76	7,29	2,89	2,15	1,61	8,74	4,69	10,31
MnO	0,17	0,16	0,18	0,12	0,37	0,40	0,21	0,12	0,33
MgO	8,08	23,58	26	22,79	20,48	9,80	5,36	15,61	12,23
CaO	10,70	4,31	4,98	13,23	2,92	2,36	8,49	7,08	12,82
Na ₂ O	2,24	0,03	0,09	0,01	0,09	0,59	2,40	0,54	0,05
K ₂ O	0,26	0,04	0,03	1	1,38	2,76	1,33	0,06	0,49
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,05	0,13	1,38	1,79	0,20	0,04	0,58
H ₂ O ⁻	0,26	0,75	0,24	0,76	1,88	1,63	0,39	0,54	0,19
H ₂ O ⁺	2,25	7,03	6,85	6,52	5,65	5,66	2,36	4,64	3,13
CO ₂	0,35	0,95	0,73	12,25	0,42	0,66	0,50	5,94	6,31
F ⁻	0,03	Н.о.	0,04	0,34	0,61	0,57	0,06	0,03	0,23
Сумма	99,91	99,52	99,30	99,60	99,49	100,63	100,49	100,39	100,55
Rb	5	1	1	88	80	180	37	2	42
Sr	410	Сл.	Сл.	460	830	550	100	Сл.	221
Ba	160	Сл.	Сл.	1100	1200	1100	270	Сл.	88
Cr	494	1330	2000	2240	1710	715	110	1440	510
Ni	171	1750	1350	1800	1020	625	140	505	291
Co	37	332	108	92	135	86	40	89	88
V	398	238	227	65	287	360	480	223	312

Примечание: 1 — диабазы ангаульского комплекса (п 5), 2 — ультрабазиты приустьевой части р.Гуник (п 4), 3 — ультрабазиты верховьев р.Хагот (п 4), 4 — карбонатизированные флогопит-оливиновые лампроиты жилы № 6 (п 4), 5 — флогопит-оливиновые лампроиты жилы № 1 (п 3), 6 — флогопитовые лампроиты жилы № 8 (п 4), 7 — диабазы нерсинского комплекса (п 4), 8 — пикритобазальты с водораздела рек Гуник и Ока (п 2), 9 — слюдяные пикритовые порфиры, там же (п 7). Анализы выполнены в Институте земной коры СО РАН, аналитики Т.В.Бобровская, Т.И.Елизарьева.

до 0,5 км. Их проявления установлены в бассейне р.Ингаши [9], приустьевой части р.Гуник и бассейне р.Хагот. Иногда в периферийных частях тел наблюдаются диабазы (обычно с одной стороны), отделенные от ультрабазитов зонами амфиболитизированных клинопироксенитов мощностью до 25 м. Зоны пироксенитов отмечены также и на контактах ультраосновных пород с вмещающими сланцами и во внутренних частях тел ультрабазитов. Достоверно установленных фактов прорывания ультрабазитов диабазами или диабазов ультрабазитами не установлено. Ультраосновным породам свойственна порфировая структура, обусловленная наличием полигональных и округлых псевдоморфоз серпентина по оливину, погруженных в мелкозернистую термолит-хлорит-серпентиновую основную массу. Размер вкрапленников 1—3 мм, содержание их в породе 30—70%. Иногда присутствуют реликты бурого амфибола, близкого к керсутиту, реже авгита. Участками в качестве породообразующих минералов наблюдаются мелкочешуйчатый тальк и брейнерит. Рудные и акцессорные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом, гранатами альмандин-пиропового ряда, муассонитом, шпинелью, корундом, апатитом, цирконом, сульфидами, хромитом. По петрохимическим и геохимическим особенностям ультрабазиты Ингашинского поля соответствуют пикритам (см. таблицу). Постоянство петро- и геохимических характеристик пород как в пределах тел, так и для района их распространения в целом свидетельствует об отсутствии отчетливо выраженных процессов дифференциации. Низкотемпературные вторичные изменения на петро- и геохимический облик ультрабазитов существенного влияния не оказали.

Наибольший интерес среди магматических образований района исследований несомненно представляют алмазные лампроиты, поэтому дадим им более детальную характеристику. Они образуют серию жильных тел мощностью до 1 м и протяженностью до 0,85 км. Морфологически все тела относятся к жилам выполнения трещин скалывания. О последнем свидетельствует кулисообразное расположение отдельных частей жил, притертые, с зеркалами скольжения плоскости контактов, отсутствие апофиз и следов дробления вмещающих пород. Весьма характерны коленообразные изгибы жил, расщепления по типу «ласточкина хвоста», раздувы, пережимы. Суммарный эффект смещения по коленообразным изгибам некоторых жил составляет 15 м на каждые 100 м длины. Одна из жил подсечена скважиной на глубине 50,2 м. При этом установлено увеличение ее мощности с 0,35 м на поверхности до 0,8 м на глубине. Непосредственно с поверхности жилы подвержены гипергенному разложению и представляют собой зеленовато-бурую глинистую массу, в которой находятся округлые обособления серпентинизированного оливина, в меньшей мере гидратированные пластинки темно-бурого флогопита, размером до 0,5 см. В глине, цементирующей эти обособления, распространены многочисленные мелкие листочки слюды основной массы. С глубины 5—6 м степень выветривания уменьшается, породы приобретают темно-серую окраску и становятся более плотными. Судя по изучению наименее измененных пород, общая черта лампроитов — порфировое сложение с более или менее выраженной флюидальной текстурой основной массы. Порфировые вкрапленники представле-

ны псевдоморфозами серпентина и талька по оливину и флогопитом. Для основной массы характерно наличие микролитов флогопита и оливина, заключенных в бурую слабо просвечивающую апостекловатую матрицу. Карбонат (кальцит) в качестве породообразующего минерала установлен только в одной из жил, где среди вмещающих сланцев имеются прослойки известняков. Остальные жилы карбонат практически не содержат. На вторичную ассимиляционную природу карбоната, кроме геолого-петрографических данных, указывают близкие $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ карбоната из лампроитов $0,7060 \pm 0,0004$ и вмещающих известняков $0,7070 \pm 0,0004$.

По составу и структурно-текстурным особенностям лампроиты подразделены на три пространственно разобщенных типа. Лампроиты первого типа занимают наиболее низкое гипсометрическое положение (абс.отм. 715 м). Для них, помимо наличия в составе кальцита, свойственно обилие порфировых вкрапленников, сложенных псевдоморфозами серпентина по оливину (до 70%), редко флогопитом. Основная масса сложена слабо индивидуализированными зернами кальцита и мелкими чешуйками флогопита, вулканическое стекло или продукты его изменения практически отсутствуют. Ксенолиты глубинных и боковых пород в жиле не обнаружены. Ко второму типу отнесены жилы, расположенные на левом борту р.Ингаши, на абс.отм. около 1000 м. Они характеризуются выраженной флюидалной текстурой, обусловленной ориентированным расположением микролитов флогопита основной массы и присутствием около 25% девитрифицированного вулканического стекла. Количество порфировых вкрапленников измененного оливина и флогопита не превышает 30%. В жилах отмечены единичные ксенолиты ультрабазитов, размером 1—5 см, представленные практически мономинеральными талькитами с реликтами хромшпинелидов, и редкие обломки вмещающих сланцев, размер которых не превышает 1 см. Лампроиты третьего типа находятся на правом борту р.Ингаши на водоразделе с р.Билоник (абс.отм. 1250 м). Для них характерны преобладающие флогопитовый состав вкрапленников, апостекловатая, без выраженной флюидалности, основная масса. Из ксенолитов обнаружены угловатые слабо окатанные обломки пород основного (габбро-диабазы) и ультраосновного (пироксениты) составов, размером до 10 см в поперечнике, часто встречаются обломки сланцев, достигающие 15 см по длинной оси.

Ниже кратко охарактеризуем минералы лампроитов. Ортопироксены характеризуются повышенной глиноземистостью (до 6,5% Al_2O_3), хромистостью (до 1,1% Cr_2O_3) и близки по составу Cr - Al энстатитам из ультраосновных включений и мегакристаллов кимберлитов. Клинопироксены — кальциевые диопсиды различной хромистости относительно редки, соответствуют хромдиопсиду и юрритовому диопсиду (5 и 6 группы, по работе [4]). Оливины отчетливо подразделены на две группы. По аналогии с кимберлитами и лампроитами, высокомагнезиальный оливин (оливин I) имеет ксеногенную природу, а оливин с повышенной железистостью и кальциевостью (оливин II) — продукт кристаллизации лампроитов. Преобладающая разновидность гранатов — оранжевые альмандин-пиропы эклогитового парагенезиса (75% общего количества). В меньшем количестве среди оранжевых пиропов встречаются высокожелезистые, с пониженной кальциевостью пироп-альмандины, близкие по составу гранатам включений габброидов. Они содержат в среднем 32,4% пиропового, 16,8%grossularового, 49% альмандинового и 1,3% спессартинового миналов. Фиолетовые хромовые пиропы, соответствующие по уровню кальциевости и железистости пиропам лерцолитового парагенезиса, присутствуют в лампроитах в количестве около 25%. В их составе установлено в среднем 58,1% пиропового, 15,1% уваровитового и

7,3% кноррингитового миналов. Низкокальциевые пиропы дунит-гарцбургитового парагенезиса не обнаружены. Хромшпинелиды количественно преобладают среди рудных минералов. По особенностям состава среди них можно выделить четыре группы. Первая группа по уровню железистости и хромистости близка хромшпинелидам из включений ультраосновных пород. Второй и третьей группам свойственна повышенная хромистость, но разные содержания TiO_2 и железистость. Четвертая группа — титанистые хромшпинелиды, в качестве самостоятельных образований обнаружены в виде включений во флогопите, а также окаймляют зерна хромшпинелидов других групп. Это позволяет отнести титанистый хромшпинелид к продуктам кристаллизации лампроитов. Ильменитам присуща повсеместно повышенная концентрация марганца (до 4%). Характерные для кимберлитов пикроильмениты и низкомарганцевые ильмениты отсутствуют. Из редких минералов в протолочных пробах лампроитов обнаружены единичные зерна прайдерита, по соотношению калия, бария и ванадия близкого прайдеритам лампроитовой трубки Аргайл [7]. В черных стекловатых непрозрачных частицах, представляющих собой, очевидно, рудные ликваты лампроитов, в виде тонких скелетных кристаллов обнаружен армолколит. По составу он сопоставим с аналогичными образованиями из других глубинных пород. Алмазы представлены обломками ромбододекаэдров, сильно уплощенных ромбододекаэдров с остатками форм октаэдров, сростками октаэдров. Средний размер их составляет 1,08 мм, минимальная масса 1 мг, максимальная 12,7 мг.

Химический состав лампроитов и содержание в них элементов-примесей приведены в таблице. В силу специфики минерального состава (отсутствия карбонатов) они отличаются от кимберлитов повышенным содержанием кремнезема, глинозема, железа, низкой концентрацией кальция и углекислоты. Карбонатизированные их разности практически сходны с кимберлитами Якутии. Относительно австралийских лампроитов, ингашинские характеризуются пониженным содержанием титана, миаскитовым характером щелочности, более железисты. Тем не менее, корреляционные зависимости между петрогенными оксидами у них оказываются весьма близкими и отличаются от таковых для якутских кимберлитов. Как в австралийских, так и в ингашинских лампроитах значимые коррелятивные связи между TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и SiO_2 ($r > 0,6$) обусловлены повышенным содержанием титанистого флогопита, что для кимберлитов Якутии не характерно. Подобную тенденцию, несмотря на разницу в уровнях концентраций, при сравнительном анализе обнаруживают и элементы-примеси. В частности, тем и другим лампроитам свойственно количественное преобладание Ba над Sr , в них отмечаются высокие содержания редкоземельных элементов цериевой группы относительно иттриевой. Отношение $\text{TR}_{\text{Ce}}/\text{TR}_{\text{Y}}$ в ингашинских лампроитах составляет 25, в австралийских 26,3, тогда как в кимберлитах оно 13,3. По содержанию наиболее устойчивых к выветриванию Nb и Zr ингашинские лампроиты заметно отличаются от слюдяных и базальтоидных кимберлитов и соответствуют лампроитам трубки Аргайл.

На первом этапе изучения лампроитовых жил предполагалась их генетическая связь с телами щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов зиминского комплекса венда [13]. Позднее, по ряду признаков, в т.ч. и по акцессорной минерализации, породы были диагностированы как слюдяные кимберлиты и выделены в самостоятельный тип. Самостоятельность их проявления подтвердилась нами радиологическими определениями возраста пород Rb - Sr методом [10]. Для получения изохроны использовались флогопит основной массы, силикатные части пород и сосуществующие карбонаты лампроитов первого типа. Погрешность в определении Rb - Sr отношения не превы-

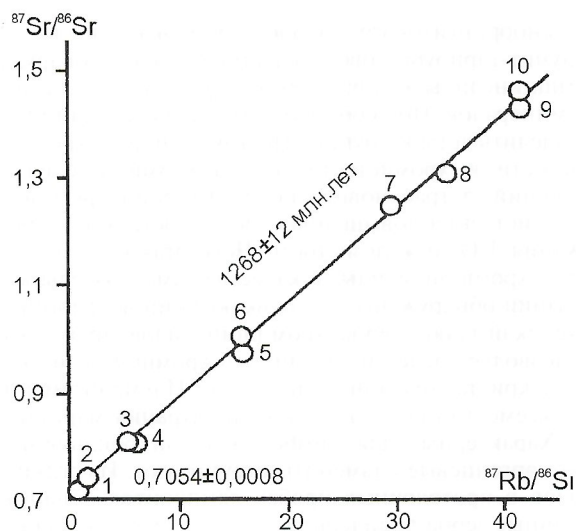


Рис. 2. Rb-Sr изохрона лампроитов Присаянья:

карбонат: 1 — обр. ИП-1/85, 2 — обр. ИП-3/85; силикатная часть породы: 3 — обр. ИП-1/85, 4 — обр. ИП-3/85; хлоритизированный флогопит: 5 — обр. ИП-4/85, 6 — обр. ИП-5/85, 7 — обр. ИП-2/85, 8 — обр. ИП-3/85; 9 — незначительно измененный флогопит (обр. ИП-1/85); 10 — неизменный флогопит (обр. ИП-6/85)

шает 1%, а $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 0,12% (для карбонатов 0,05%). Точки анализов легли на изохрону, определившую возраст 1268 ± 12 млн.лет и начальное $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ $0,705 \pm 0,0008$ (рис. 2). В то же время наиболее древние датировки щелочно-ультраосновных пород зиминского комплекса не опускаются ниже 700 млн.лет [3].

Третью группу магматитов образуют гранодиорит- и тоналит-порфиры, диабазы, габбро-диабазы, долериты, пикритобазальты, слюдяные пикритовые порфиры, размещенные как среди ермосохинской свиты, так и за ее пределами в виде дайковых и жильных тел протяженностью первые километры при мощности до 0,8 км. Гранодиорит- и тоналит-порфиры, распространенные в западной части площади, отнесены к чернозиминскому комплексу верхнего рифея. Их характерная черта — слабо выраженная дифференциация, однообразие минерального и химического составов, резкие, с явлениями ороговикования, контакты с вмещающими породами. Возрастное положение комплекса достаточно определенное. Дайки и штоки прорывают отложения ермосохинской свиты и в свою очередь пересекаются телами нерсинского комплекса [1]. Диабазы, габбро-диабазы и долериты по совокупности признаков соответствуют нерсинскому комплексу верхнего рифея, петротип которого расположен в Присаянском прогибе [5]. Для базитов свойственны преобладание офиловых и долеритовых структур, частое присутствие гранофировых выделений, наличие в неизменных разностях оливина. Наряду с раскристаллизованными до пегматоидных породами встречаются афанитовые миндалекаменные и сферолитовые разности. По петрографическому составу диабазы близки породам ангаульского комплекса, но имеют в своем составе небольшое количество оливина. При этом они характеризуются повышенным содержанием K, Rb, Ba, пониженным Cr, Sr (см. таблицу).

Единичные самостоятельные тела пикритобазальтов строго локализованы в пределах ермосохинской свиты. В отличие от диабазов и долеритов им присуща порфировая структура, обусловленная наличием вкрапленников оливина, редко клинопироксена. Основная масса представлена микролитами клинопироксена и плагиоклаза, с небольшим количеством девитрифицированного вулканического стекла. Из аксессуарных минералов отмечены магнетит, сульфиды,

ильменит, апатит, рутил, циркон. Вторичные изменения в пикритобазальтах проявлены незначительно и выражены в серпентинизации, хлоритизации и карбонатизации. Химический состав и содержание элементов-примесей в пикритобазальтах приведены в таблице. Их характерная особенность — пониженное содержание никеля при высоких концентрациях хрома. При рассмотрении общих закономерностей локализации пикритобазальтов в пределах Урикско-Ийского грабена установлена их пространственная ассоциация с телами щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов зиминского комплекса венда. Эта эмпирически установленная закономерность не нарушается и на Ингашином лампроитовом поле. Среди отложений ермосохинской свиты, в непосредственной близости от пикритобазальтов выявлены единичные дайки слюдяных пикритовых порфиров, по петро- и геохимическим признакам близким таковым зиминского комплекса. Породы практически нацело изменены с образованием агрегатов серпентина, хлорита, карбонатов, серицита, талька, амфибола. Из аксессуарных минералов обнаружены апатит, сфен, перовскит, ильменит, магнетит, циркон. Относительно лампроитов они имеют некоторые различия в химизме, в частности, более высокие содержания кальция, общего железа, преобладание стронция над барием, пониженную концентрацию магния, хрома, никеля, кобальта.

Нижняя возрастная граница магматических пород третьей группы определяется временем формирования отложений ермосохинской свиты (средний рифей), верхняя — многочисленными датировками щелочных пород зиминского комплекса, радиологический возраст которых составляет 543—728 млн.лет [3], т.е. соответствует венду. В этот же интервал укладываются многочисленные K-Ar датировки диабазов нерсинского комплекса [5].

Таким образом, в пределах Ингашинского поля Урикско-Ийского грабена мантийный магматизм проявился в трех циклах, которым свойственна повторяемость и одинаковая антидромная направленность эволюции от диабазов к ультрабазитам и лампроитам на орогенном этапе, и от диабазов к пикритобазальтам и щелочно-ультраосновным породам на протоплатформенном этапе.

В региональном структурном плане Урикско-Ийский грабен, в пределах которого находится Ингашиновое лампроитовое поле, — один из элементов Присаянской провинции высококальциевых щелочных пород и лампроитов, приуроченной к Урикско-Туманшетской интракратонной мобильной зоне раннепротерозойского заложения [12]. Формирование Урикско-Туманшетской интракратонной мобильной зоны проходило в условиях зрелой континентальной коры, консолидация которой завершилась становлением раннепротерозойских гранитоидов саянского комплекса. До этого события (начало раннего протерозоя) активные аккреционно-коллизийные процессы на границе Сибирского кратона и Урало-Монголо-Охотского палеоокеана способствовали литосферному утолщению в области локализации Урикско-Туманшетской мобильной зоны [2]. Это привело к сохранению благоприятных P - T условий для устойчивости алмаза в основании низкоградиентной протерозойской литосферы. Как следует из приведенных данных по магматизму центральной части Урикско-Ийского грабена, неоднократная реактивизация не сопровождалась широкомасштабным магматизмом и значительной структурной перестройкой, которые могли бы привести к уменьшению мощности алмазоносных корневых частей кратонной литосферы и снижению ее продуктивности. Таким образом, с позиций региональных и локальных критериев алмазоносности этот район — один из наиболее перспективных объектов юга Сибирской платформы на коренные и россыпные месторождения алмазов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 98-05-65495, 99-05-64499).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович Г.Я.* Ассоциации эндогенных формаций и эндогенные процессы в докембрии Восточного Саяна // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск, 1982. С. 43—51.
2. *Алтухов Е.Н.* Тектоника и металлогения юга Сибири. — М.: Недра, 1986.
3. *Багдасаров Ю.А., Вороновский С.Н., Овчинникова Л.В.* и др. Новые данные К-Аг возраста ультраосновных щелочных пород карбонатитовых массивов Восточного Саяна и некоторые вопросы их образования // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 1. С. 171—175.
4. *Доусон Д.* Кимберлиты и ксенолиты в них. — М.: Мир, 1989.
5. *Домышев В.Г.* Рифейские базиты Байкало-Саяно-Енисейского краевого обрамления Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1976.
6. *Домышев В.Г., Лепин В.С.* О возрасте древних базитов Присаянья // Геология, тектоника и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Геохронология. Иркутск, 1987. С. 227—228.
7. *Джейкс А., Луис Дж., Смит К.* Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. — М.: Мир, 1989.
8. *Коников А.З., Травин Л.В.* Стратиграфия нижнего протерозоя Урикско-Ийского грабена (Присаянье) // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. М., 1986. С. 21—29.
9. *Печерский В.П.* О находке слюдяных алмазоносных кимберлитов в предгорной части Восточного Саяна // Советская геология. 1965. № 4. С. 131—133.
10. *Секерин А.П., Владимиров Б.М., Лащенков В.А.* и др. Особенности кимберлитового магматизма Присаянья // Проблемы кимберлитового магматизма. Иркутск, 1989. С. 23—28.
11. *Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенков В.А.* Докембрийские лампроиты Присаянья // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 3. С. 328—331.
12. *Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенков В.А.* Присаянская провинция высококальциевых щелочных пород и лампроитов // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 1. С. 82—86.
13. *Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра* / М.М.Одинцов, В.А.Твердохлебов, Б.М.Владимиров и др. — М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Геофизика и глубинное строение

УДК 550.834:553.982.2 (925.11-12)

© В.С.Славкин, М.С.Ворошилова, 2001

Новые данные о строении нижнемеловых продуктивных отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты по данным сейсморазведки МОГТ

В.С.СЛАВКИН, М.С.ВОРОШИЛОВА (ВНИГНИ)

Изучение нижнемеловых отложений юго-восточной части Западно-Сибирского НГБ, где расположены Соболиное, Столбовое и другие месторождения нефти, затруднено в связи со сложными геологическими условиями и низким качеством результативных сейсмических материалов, на которых целевые отражающие горизонты (ОГ) или не выделялись и не прослеживались, или делалось это неуверенно на условном уровне.

Сейсморазведка 60—80-х и даже 90-х годов в отличие от широко известных положительный результатов Широкого Приобья не обеспечивала здесь картирование сейсмических отражающих горизонтов (ОГ) (следовательно, и геологических границ) в нижней части нижнемелового комплекса, где как раз и расположены продуктивные пласты Б₈—Б₁₂ Соболиного вала и пласт Б₁₈ Столбовой площади. Такое положение имеет, прежде всего, геолого-геофизическое объяснение и обоснование, заключающееся в том, что на юго-востоке Западно-Сибирской плиты в отличие от Широкого Приобья менее выражен в разрезе характер цикличности нижнемелового комплекса и, следовательно, границы раздела в нем характеризуются меньшей жесткостной контрастностью (В.А.Конторович, 2000). Между тем в этом регионе в нижнемеловом комплексе открыты значительные по продуктивности и плотности извлекаемых запасов скопления углеводородов, приуроченные к резервуарам совершенно разных типов: клиноформному (например, пласт Б₁₈ Столбового месторождения) и шельфовому (например, пласты Б₈—Б₁₂ Соболиного месторождения).

В связи с этим во ВНИГНИ в 1997—2000 гг. были проведены исследования по оптимизации методики обработки сейсморазведочных данных МОГТ для получения временных разрезов — базовых результативных материалов — повышенного качества, соответствующего геологической задаче, т.е. позволяющих уверенно выделять и коррелировать нижнемеловые отражающие горизонты и обоснованно использовать для геолого-геофизической интерпрета-

ции их кинематические и динамические параметры. Такая методика была разработана нами (М.С.Ворошилова, 2001) и внедрена на Соболином месторождении нефти, расположенном в пределах Соболиного вала на юго-западном склоне Парабельского мегавала, и Столбовом — на северо-востоке Каймысовского свода.

Основные результаты применения оптимизированной методики обработки заключаются в изготовлении временных разрезов высокого качества, что позволило выделить и повсеместно проследить по площадям новые, ранее не изучавшиеся нижнемеловые ОГ. На Соболиной площади в результате применения разработанной методики выделены и прослежены ОГ, приуроченные непосредственно к нижнемеловым продуктивным пластам Б₈, Б₁₀, Б₁₂, Б₁₅. На временных разрезах Столбовой площади в неокотской части разреза отчетливо прослежены не только ОГ₆, ОГ_{6а}, ОГ₅, ОГ₄, ОГ₃, ОГ₂ но и отражения ОГ₅₋₁ и ОГ₅₋₂, относимые ранее к пласту Б₁₈ (М.С.Ворошилова, 2001).

Рассмотрим основные результаты применения оптимизированной методики обработки на Столбовой площади. В связи с клиноформным строением толщи, надежная корреляция разрезов скважин и определение возрастных аналогов песчаников оказались возможными только по взаимоувязанным данным бурения и сейсморазведки. Корреляция клиноформных отложений только по данным бурения и ГИС неоднозначна, а по существу и невозможна. Это соответствует практике в Широтном Приобье, где накоплен большой опыт изучения клиноформных резервуаров сейсмическим методом.

Корреляция нижнемеловых клиноформных отложений на Столбовой площади показана на рис. 1. Представлены кривые ГИС по скв. 78, 86, 91 и фрагмент временного разреза 84.2.24. Очевидна невыразительность и изменчивость кривых ГИС, позволяющих провести неоднозначную корреляцию реперов (скв. 78, 86, 91). Использование временных разрезов делает процедуру корреляции отложений более обоснованной и, по существу, в единственно возмож-

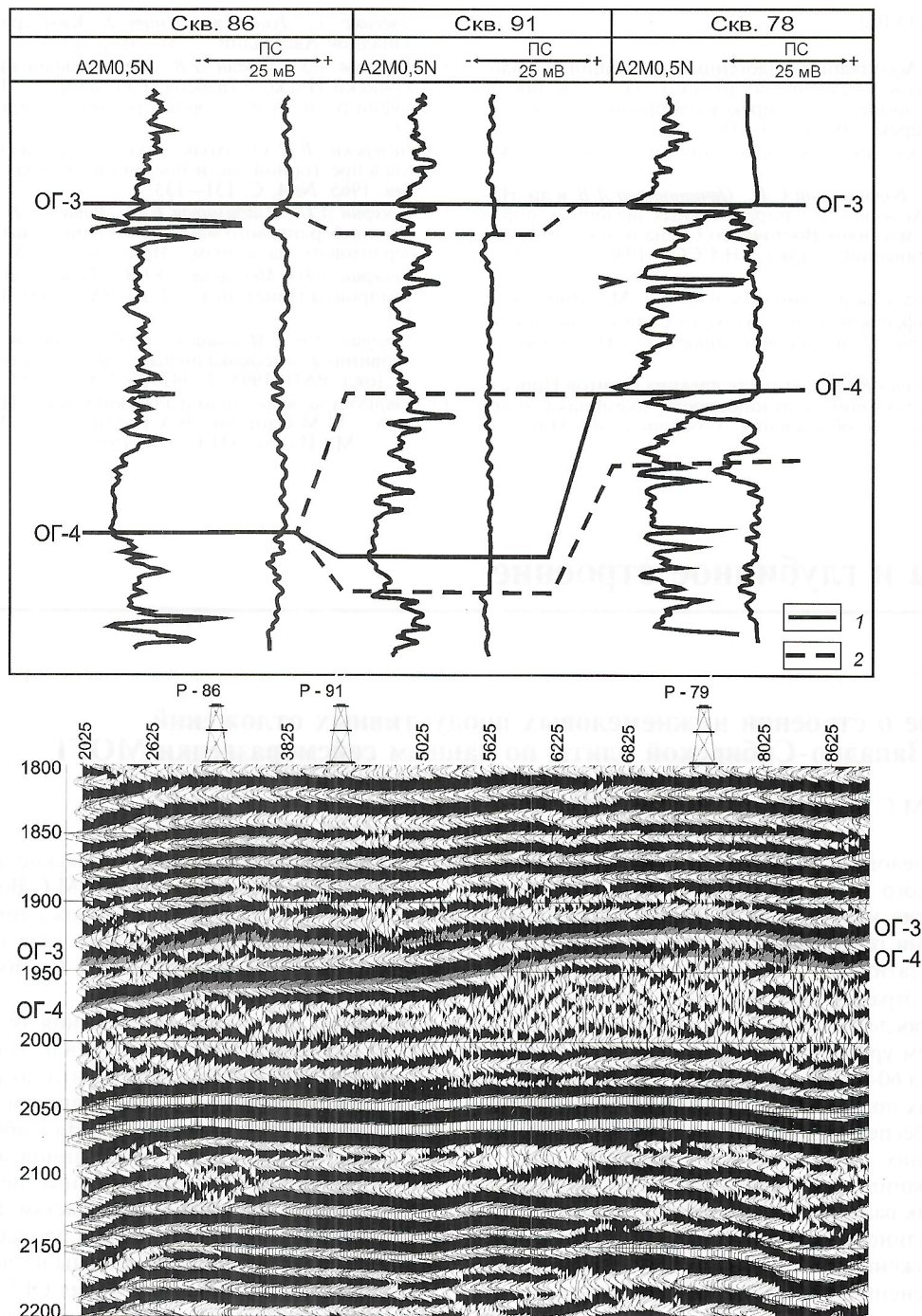


Рис. 1. Стратиграфическая корреляция нижнемеловых клиноформных отложений Столбовой площади с использованием данных сейсморазведки:

1 — корреляция с учетом данных сейсморазведки; 2 — возможная корреляция по данным ГИС

ном варианте. Этот принципиальный результат надежно обосновывает разработанную геологическую модель.

На Столбовой площади, согласно модели АО «Томскнефтегазгеология», залежь приурочена к пласту Б₁₈, в котором песчаники развиты в пределах полосы субмеридионального простирания. Этой организацией была предпринята попытка откартировать зону распространения песчаников по данным сейсморазведки. Однако выполненный прогноз не подтвердился последующим бурением, очевидно, из-за низкого качества сейсмической информации. Разработанная нами методика (М.С.Ворошилова, 2001) позволила получить временные разрезы на Столбовой площади с регистрацией в неоконской части, выше ОГ ПБаж целевых ОГ не

только ОГ₆, ОГ_{6а}, ОГ₄, ОГ₃, ОГ₂ но и ОГ₅₋₁ и ОГ₅₋₂, относимых ранее к пласту Б₁₈ (рис. 2). Эти ОГ отражают сейсмический облик клиноформного строения данной части разреза. При прослеживании отражающих горизонтов установлены зоны смены литологического состава (амплитудно-фазовые изменения), присущего клиноформным отложениям, области прилегания и налегания и западная зона клиноформного схождения. По изготовленным временным разрезам проведена фазовая корреляция отражающих горизонтов, выделенных в неокме (2—5, 5-1, 5-2, 6, 6а). Привязка ОГ, осуществленная по данным АК, позволила отождествить их с пластами глин, залегающими в основании седиментационных циклов. Глины характеризуются резко по-

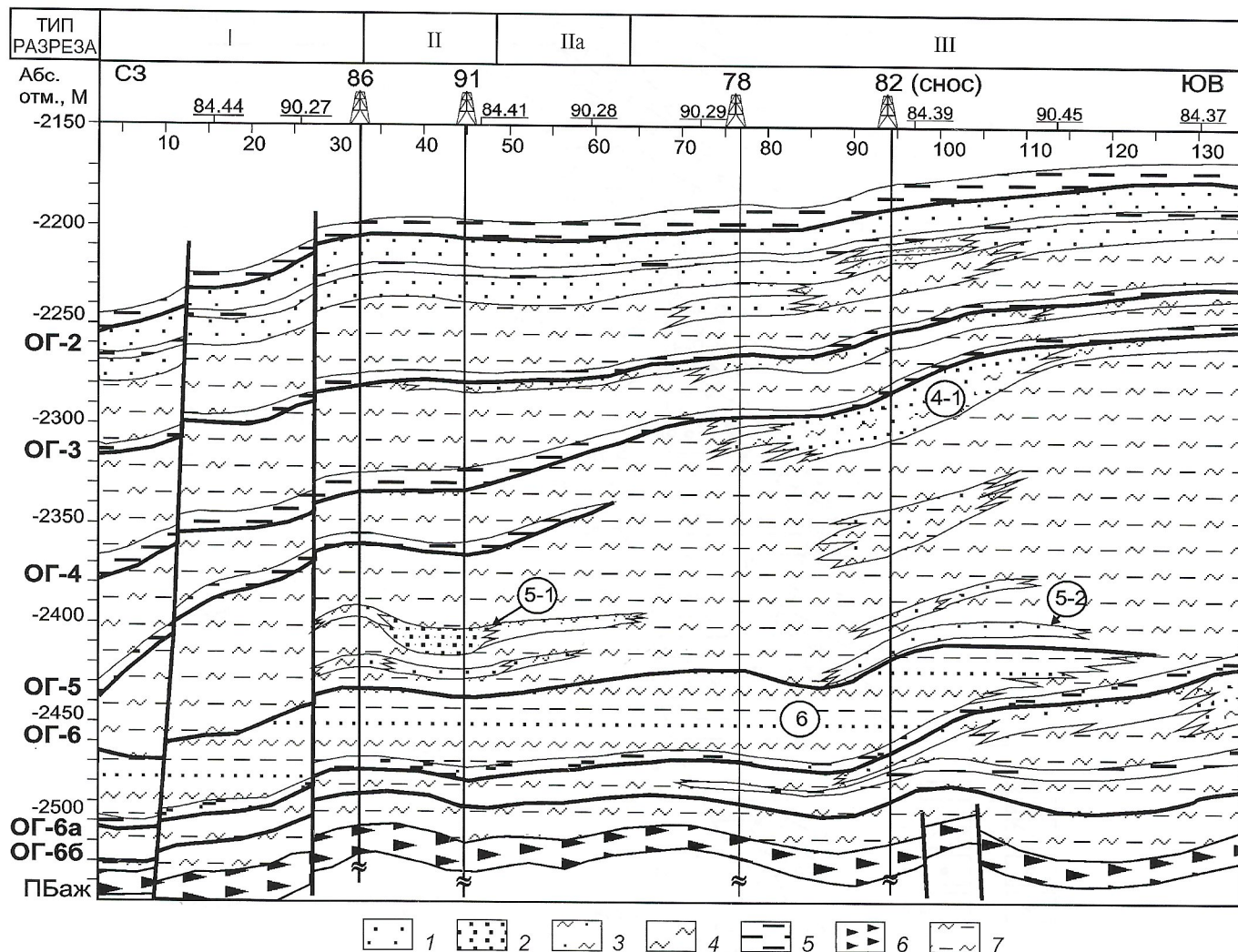


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез интервала ОГ2-ПБаж по профилю 84.2.24, Столбовая площадь.

1 — песчаники; 2 — песчаники нефтеносные; 3 — песчаники алевритовые; 4 — алевриты; 5 — аргиллиты; 6 — битуминозные аргиллиты; 7 — алевриты глинистые

нижней скоростью распространения сейсмических волн. Корреляция глинистых прослоев и связанных с ними ОГ — основа стратификации неокомских отложений. Выделенные границы последовательно погружаются с юго-востока на запад и северо-запад в соответствии с проградацией седиментационного палеосклона (см. рис. 2).

По результатам корреляции в неокомских клиноформных отложениях выделены три пачки, соответствующие интервалам: ПБаж-6а; 6а-4; 4-2 (см. рис. 2). Мощности пачек закономерно изменяются вкост простирания клиноформы. В пачке ПБаж-6а развиты склоновые и депрессионные отложения. Склоновые отложения распространены в юго-восточной части территории. Их мощность, достигающая на юго-востоке 150 м, резко сокращается к северо-западу. Толщина депрессионных отложений выдержана и составляет 25—30 м. Отложения пачки 6а-4 накапливались в шельфовых, склоновых и депрессионных условиях. Кромка шельфа к окончанию формирования пачки протягивалась субмеридионально, западнее скв. 78, 84. Толщина пачки минимальна на юго-востоке (80 м), увеличивается в полосе субмеридионального простирания до 150—190 м и резко сокращается западнее кромки палеошельфа до 120 м. К пачке 6а-4 приурочено песчаное тело,

в котором установлена залежь нефти (см. рис. 2, 3). Поэтому основное внимание было уделено изучению этой пачки. Пачка 4-2 на большей части территории формировалась в шельфовых условиях, где мощность ее выдержана (около 90 м). К северо-западу толщина пачки увеличивается до 150 м, компенсируя уменьшение мощности подстилающих отложений (см. рис. 2).

По временным разрезам отмечены разрывные нарушения, которые, будучи выделенные в юрских отложениях, прослеживаются и в неокомской толще. Есть и другие нарушения, осложняющие строение неокомских отложений, однако по площади они не трассируются. Характер изменения толщины пачек и поведения их границ свидетельствуют о том, что на рассматриваемой территории геолого-геофизическими работами зафиксирован фрагмент клиноформы западного падения, простирающейся с юго-запада на северо-восток.

Таким образом, Столбовой площади соответствует фрагмент неокомской клиноформы, в которой развиты песчаные тела разного возраста и генезиса. Лишь с одним из них связана залежь нефти.

Зона распространения продуктивных песчаников, вскрытых скв. 91 и относимых ранее к пласту Б₁₈, закарти-

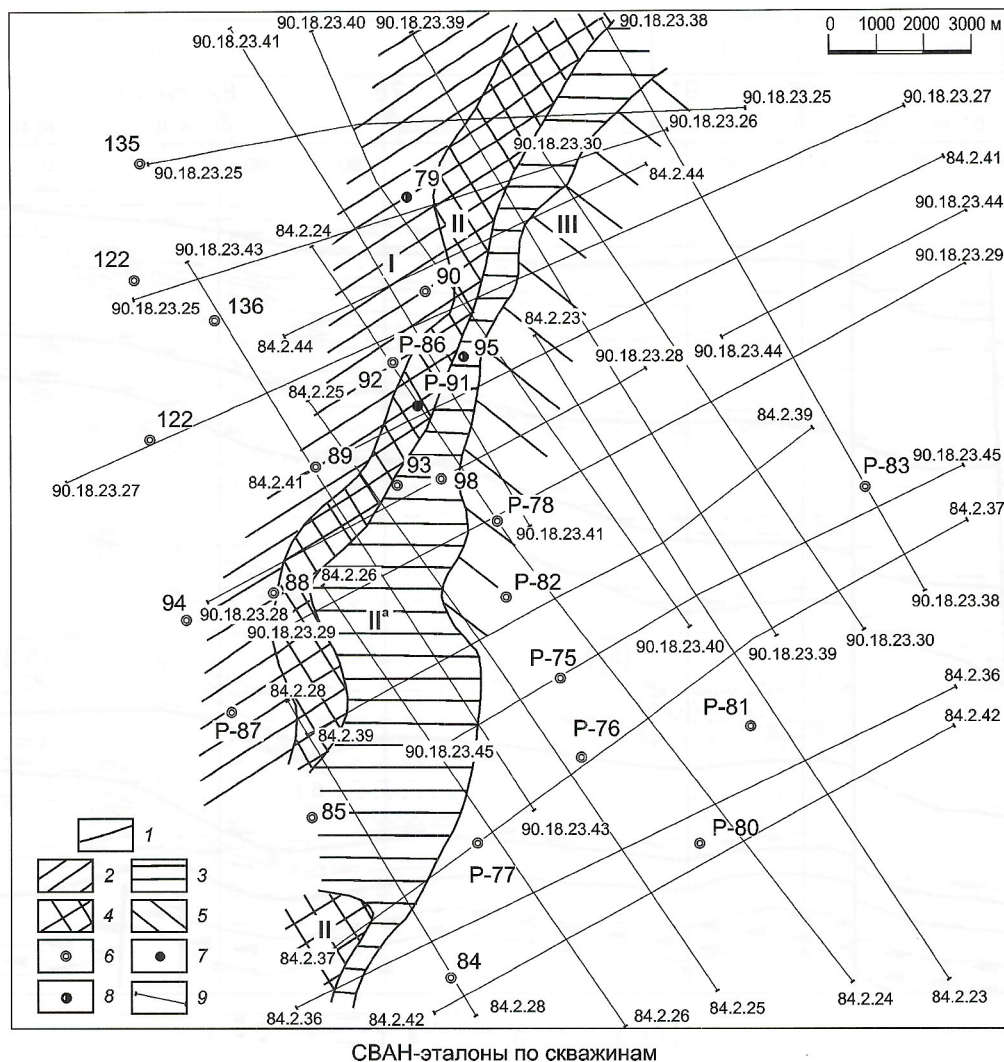


Рис. 3. Карта типов разреза неокомских отложений по данным СВАН, Столбовая площадь:

1 — границы типов разреза; типы разреза: 2 — I, 3 — II, 4 — Iа, 5 — III; б — скважина; 7 — нефтяные скважины; 8 — скважины с нефтепроявлениями; 9 — сейсмические профили; СВАН-эталон по скважинам: а — скв. 86, тип I; б — скв. 79, тип III; в — скв. 91, тип II; г — скв. 93, тип Iа; д — скв. 78, тип III

рована по результатам комплексной интерпретации данных бурения и сейсморазведки с использованием временных разрезов, ЭКО-разрезов, разрезов мгновенных фаз, ПАЖ-разрезов, изучения скорости $V_{\text{ПАК}}^{\text{REAM}}$ и районирования территории методом СВАН (см. рис. 3). Продуктивные песчаники, вскрытые скв. 91, имеют общую мощность 15 м, эффективную 10 м, пористость по ГИС 19%. Керном, к сожалению, не охарактеризованы.

По результатам привязки по данным АК продуктивным песчаникам на временных разрезах отвечает ОГ5-1, выделяемый в определенной зоне клиноформы (см. рис. 2). В этой зоне «сходятся» ОГ4 и 6а, ниже горизонта 4 появляется ОГ5. Между горизонтами 5 и 6 прослеживаются два отражения, которые к западу, вниз по падению клиноформы, сходятся в одно. Нижнее из сходящихся отражений

опознано как горизонт 5-1, отвечающий продуктивному песчанику (см. рис. 2).

По временным разрезам установлено, что область прослеживания ОГ5-1, а, следовательно, и одноименного песчаного тела или его стратиграфических аналогов, весьма ограничена. Зона прослеживания ОГ5-1 сравнительно узкой полосой протянута субмеридионально в северо-западной части площади, западнее кромки шельфа. Песчаники, вскрытые скв. 82, 77, 84, ранее объединенные в единый пласт с песчаниками скв. 91, привязаны к горизонту 5-2 и образуют самостоятельную линзу более древнего возраста. Скв. 79, 90, 86, 92, 89 и 88 попадают в зону западнее линии схождения горизонтов. В этих скважинах на том же стратиграфическом уровне, что и песчаники, вскрытые скв. 91, прослеживается пласт мощностью 5–10 м, сложенный пе-

реслаиванием алевролитов и непроницаемых песчаников. Этот пласт, по данным АК, привязывают к ОГ, являющимся продолжением ОГ5-1 западнее линии схождения. В скв. 79 и 92 в керне из этого пласта отмечены нефтепроявления.

По ОГ5-1 построена структурная карта (с учетом изменения сейсмических скоростей в клиноформной части разреза). Выполненные построения свидетельствуют о слабой структурной дифференциации кровли песчаника 5-1. В полосе развития песчаника абсолютные отметки изменяются от 2390 до 2418 м. Кровля нефтенасыщенных песчаников вскрыта на отметке 2401 м. Мощность песчаника 15 м, и он целиком нефтенасыщен. Следовательно, можно предполагать, что песчаники в полосе развития целиком нефтенасыщены; залежь литологического типа контролируется границами замещения песчаников непроницаемыми породами.

Полученные временные разрезы на Столбовой площади дают возможность изучения внутренней неоднородности нижнемеловых отложений на основе спектрально-временной и псевдоакустической параметризации нижнемеловых целевых интервалов сейсмической записи.

По результатам сравнения СВАН-образов на профилях со СВАН-эталоном, соответствующим указанным скважинам, проведено районирование территории по типам разреза. Объект исследований при проведении спектрально-временного анализа (СВАН) временных разрезов на Столбовой площади — интервал, отвечающий целевым продуктивным пластам, охватывающий отложения неоккома в объеме ОГ2—ОГ6а. В качестве эталонов рассматривались разрезы скважин, типизация которых заключается в следующем (см. рис. 2): I тип разреза характеризует наиболее погруженную часть клиноформы. На стратиграфическом уровне, соответствующем продуктивному песчанику, развита пачка переслаивания непроницаемых песчаников, алевролитов и глин (скв. 86, 90, 79, 92, 89, 88); второй (продуктивный) тип разреза (скв. 91) характеризуется развитием мощного проницаемого продуктивного песчаника. Ко II типу отнесены разрезы, расположенные выше по палеосклону скв. 91, в которых стратиграфический аналог продуктивного песчаника представлен переслаиванием песчаников, алевролитов и глин (скв. 93, 95); разрезы III типа расположены восточнее кромки палеошельфа и песчаники в них отсутствуют (скв. 78) (см. рис. 3). В результате исследований достаточно надежно прослеживается переход от I ко II типу разреза, и от II к III типу; III и IV типы на юге площади были неразделимы.

На рис. 3 прослежена зона развития II (продуктивный) типа разреза, т.е. зона распространения песчаников 5-1. Зона, откартированная по СВАН, в целом соответствует зоне, выделенной по рисунку сейсмической записи. Она протянулась узкой полосой субмеридионального простирания в восточной части территории.

Таким образом, на Столбовой площади на основе комплексной интерпретации данных бурения и сейсморазведки откартирована зона развития песчаников 5-1, нефтеносность которых доказана скв. 91.

Перейдем к рассмотрению результатов внедрения разработанной методики на Соболиной месторождении нефти. На Соболиной площади на временных разрезах выделены и повсеместно прослежены отражающие горизонты (ОГ), приуроченные непосредственно к нижнемеловым продуктивным пластам Б₈, Б₁₀, Б₁₂, Б₁₅. Поэтому стало возможно построить структурную модель нижнемелового комплекса отложений Соболиной площади в шельфовых условиях не схематично, по подстилающей резкой реперной границе раздела в верхней юре, подошве тарской свиты ОГПб, а непосредственно по нижнемеловым ОГ, которых раньше не было совсем (М.С.Ворошилова, 2001).

Проведенная привязка нижнемеловых ОГ позволила установить соответствие ОГ геологическим границам раздела неоккомского комплекса. Карты залежей и отвечающие им подсчетные планы выполнены на основе структурных карт по ОГ Б₈, Б₁₀ и Б₁₂. При этом ОГ Б₈ совпадает с кровлей пласта Б₈, ОГ Б₁₀ — с кровлей пласта Б₁₀ и ОГ Б₁₂ — с кровлей пласта Б₁₂. Структурные карты по кровле остальных продуктивных пластов (Б₉, Б₁₁ и Б₁₃) строились методом схождения от близлежащих ОГ. Аналогичным образом строились рабочие карты подошв продуктивных пластов для определения проекций внутренних контуров ВНК.

Сопоставление структурных карт по ОГ Б (кровля баженовской свиты) и ОГ Б₈ приведено на рис. 4. Общее сходство структурных планов кровли баженовской свиты и нижнемеловых продуктивных пластов в принципе существует, однако в деталях имеются немаловажные различия, обусловленные седиментационным фактором. Важный результат — то, что вместо условных построений по ОГ Пб разработана структурная модель со сложной комбинацией дизъюнктивных дислокаций трех простираний, определяющих структурный стиль основных природных резервуаров.

На построенных структурных картах по основным ОГ выделяется собственно Соболиный вал северо-западного простирания со средними размерами порядка 172,5 км. Это геологическое тело контролируется структурообразующими разломами (см. рис. 4). Кроме того, на площади исследований четко выделяются дизъюнктивные дислокации северо-восточного и запад—северо-западного простираний, контролирующие структурные осложнения, тесно взаимосвязанные с основным геологическим телом Соболиного вала. Сложная комбинация дизъюнктивных дислокаций трех простираний определяет не только структурный стиль основных природных резервуаров, но и контролирует нефтеносность отдельных блоков.

Для изучения внутренней неоднородности нижнемеловых продуктивных отложений на Соболиной площади проводилось районирование по типам разреза. Границы залежей принимались по границам развития типа разреза с улучшенными коллекторами в том или ином пласте. Прежде всего, это относится к пластам Б₈, Б₉ и Б₁₁. Определение типов коллекторов, слагающих продуктивные пласты Б₈—Б₁₃, послужило основой типизации разрезов скважин неоккомского комплекса. Выделены четыре типа разреза, отличающиеся набором пластов с различными ФЕС. СВАН-эталон типов разреза показаны на рис. 5. Каждому типу разреза соответствует спектрально-временной образ (СВО), характеризующийся индивидуальным распределением сейсмической энергии в координатах частота—время в полосе частот 10—90 Гц и временном интервале 70 мс. Кроме того, для СВО каждого типа разреза характерен свой энергетический спектр СВАН-колонок.

Важный характеристический параметр каждого типа разреза — коэффициент удельной продуктивности, позволяющий затем при свертке с картой эффективной удельной емкости получить оценку потенциальной продуктивности с конструкцией скважин, аналогичной существующим. Базовый элемент для построения карт емкостных параметров по данным сейсморазведки и бурения — реализация методики количественного определения эффективной удельной емкости коллекторов, равной произведению эффективной толщины на коэффициент пористости, в межскважинном пространстве по сейсмическим данным.

Для прогнозирования эффективной удельной емкости в межскважинном пространстве используются псевдоакустические скорости $v_{\text{пак}}$. Для достоверности $v_{\text{пак}}$ были построены зависимости $v_{\text{пак}}$ от $v_{\text{ак}}$. Их КВК для неоккомских отложений составили 0,93—0,98.

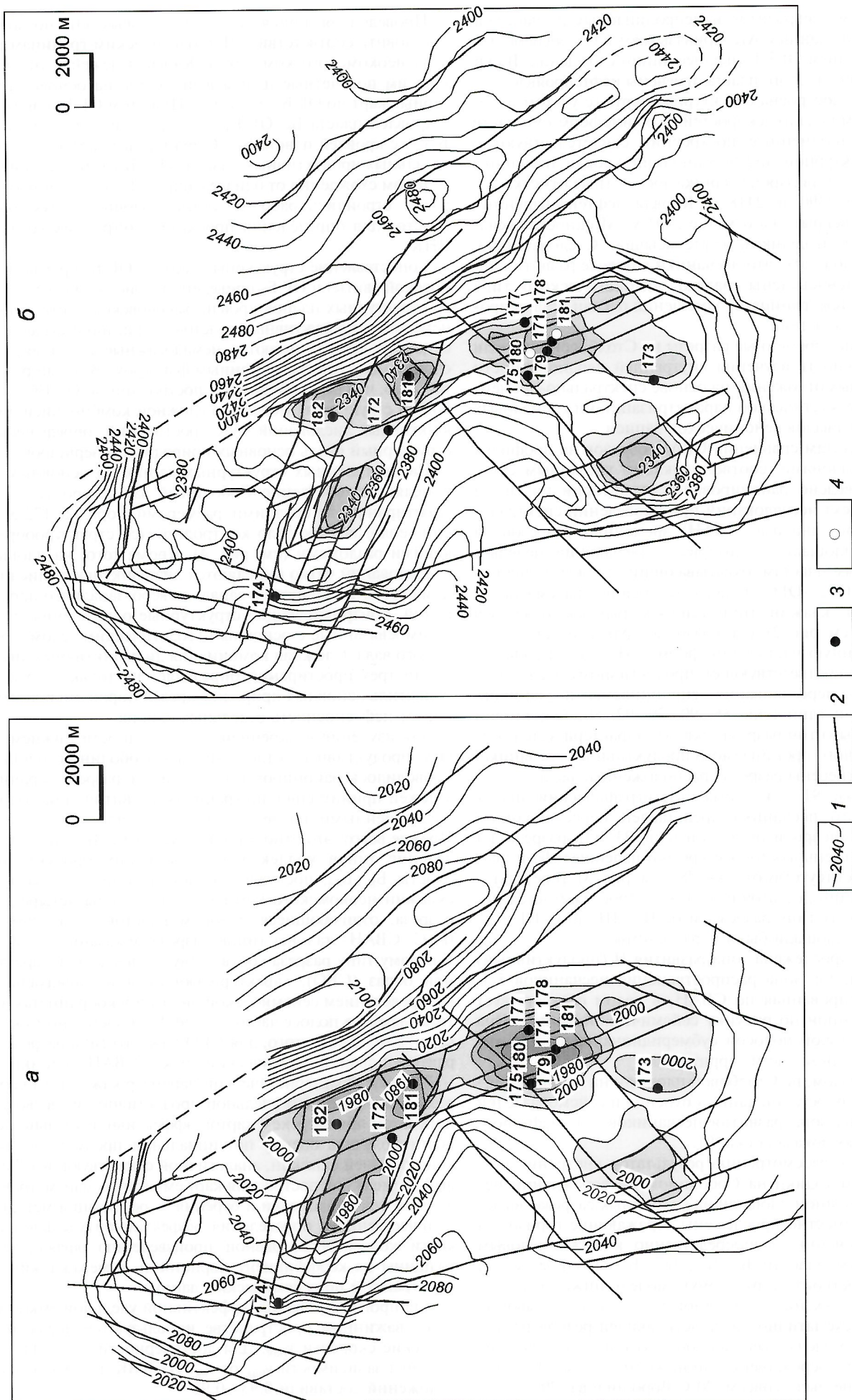


Рис. 4. Составление структурных планов пластов нижнемеловой ОГ Б8 (а) и ОГ Б (б), Собольская площадь:
 1 — изогипсы кровли пласта, м; 2 — дизъюнктивные дислокации; 3 — скважины, пробуренные до 1999 г.; 4 — скважины, пробуренные после 1999 г.

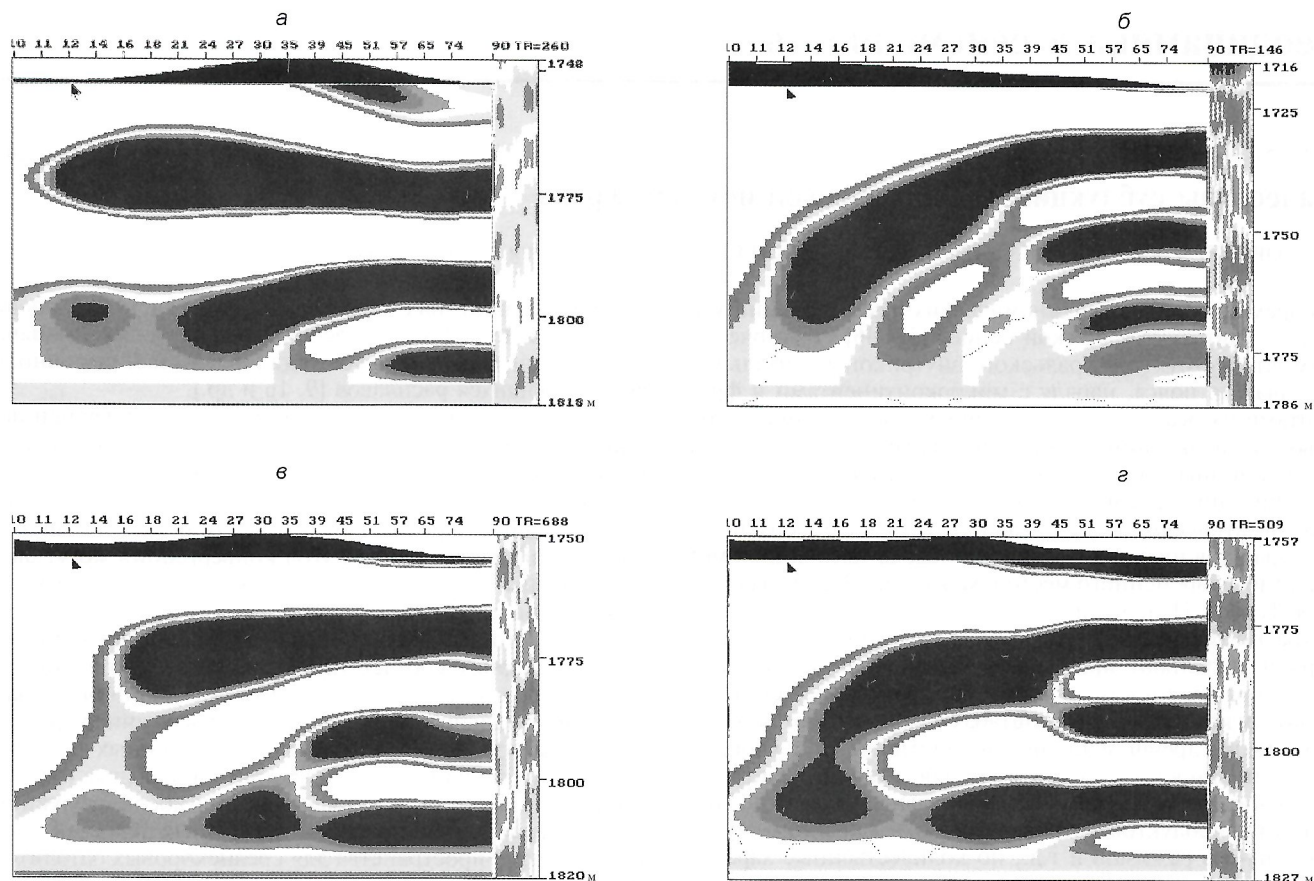


Рис. 5. СВАН-эталонные типов разреза нижнемеловых отложений, Соболиная площадь:

а — скв. 182, тип 1; б — скв. 171, тип 2; в — скв. 175, тип 3; г — скв. 172, тип 4

С использованием данных о коэффициентах пористости K_p и эффективных мощностях $H_{эф}$, характеризующих продуктивные пласты, были исследованы зависимости $v_{пак} = f(K_p H_{эф})$ по всем обработанным скважинам.

В качестве примера на рис. 6 приведен график зависимости интервальной псевдоакустической скорости и эффективной удельной емкости для пласта Б₈. Связь характеризуется хорошей теснотой, ее коэффициент корреляции составляет 0,83.

При построении карт емкостных параметров были использованы данные сейсмолиитофациального анализа, полученные с помощью СВАН, ограничивающие зоны отсутствия коллекторов; кроме того, большое значение придавалось скважинным данным (3:1), т.к. они характеризуются более высокой точностью.

На основе карты эффективной удельной емкости и типов разреза сделана оценка прогнозной продуктивности потенциальных скважин.

Построенная емкостная модель по данным сейсморазведки и ГИС позволяет более надежно оценить запасы и охарактеризовать распределение плотности запасов по площади. Емкостная модель совместно со структурой, а также закономерностями распределения типов разреза и прогнозам продуктивности — основание для размещения объемов поисково-разведочного бурения и проектирования эффективных систем разработки.

Таким образом, не вызывает сомнений высокая перспективность как клиноформных макрообъектов, так и природных резервуаров шельфового генезиса в неокосмском комплексе в пределах Томской области. Сегодня чрезвычайно важно мобилизовать возможности сейсморазведки для поисков ловушек разных типов в упомяну-

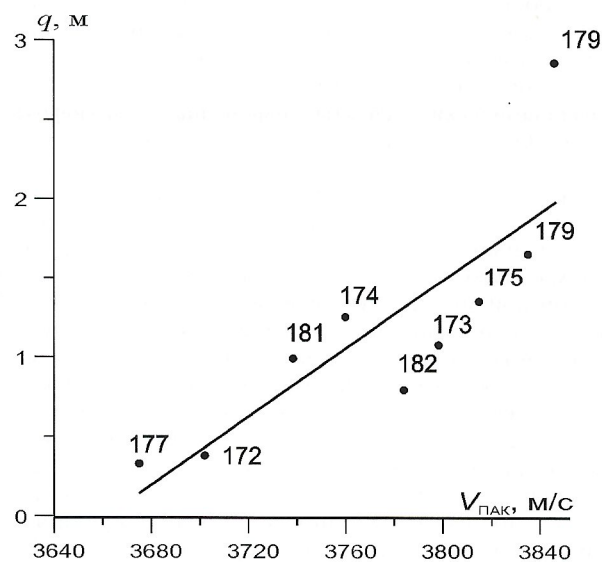


Рис. 6. Зависимость $v_{пак}$ от $q = K_p h_{эф}$, Соболиная площадь, пласт Б₈

тых природных резервуарах. Важнейшая задача сейсморазведки в Томской области — раскрытие богатых возможностей и общего ресурсного потенциала нижнемелового мегакомплекса, с которым до самого последнего времени связаны по-своему блестящие, но к сожалению единичные открытия скоплений УВ. Мы уверены, что в первом десятилетии XXI в. проблема поиска нижнемеловой нефти в Томской области станет важнейшей задачей геологоразведочных работ в этом регионе.

Палеозоны субдукции в геологической истории Урала

В.А.КОРОТЕЕВ, Р.Г.ЯЗЕВА, К.С.ИВАНОВ, В.В.БОЧКАРЕВ (Институт геологии и геохимии УрО РАН)

Со времени первых геодинамических реконструкций уралид на плитотектонической основе [33, 46] стало очевидным, что в структуре Уральского внутриконтинентального складчатого пояса, наряду с микроконтинентами и фрагментами их осадочного чехла, присутствуют блоки островных дуг и окраинно-континентальных поясов, т.е. надсубдукционные образования. Термин *террейны*, безусловно, применим для них, поскольку палеомагнитные и палеоклиматические данные свидетельствуют о формировании уралид в низких южных широтах, за тысячи километров от их современного местонахождения [31, 55]. На примере Тетиса, Палеотетиса и Уральского палеоокеана неоднократно отмечалось, что крупные фрагменты активных окраин сохраняют признаки внутренней пространственной упорядоченности, а положение реперных надсубдукционных комплексов в масштабах Урала, несмотря на палеозойский дрейф мегаплит, не хаотично. Эта упорядоченность широко используется для реконструкций направления погружения сейсмофокальных палеозон, диагностики продуктов островодужного и окраинно-континентального режимов и т.д., но количественные характеристики палеоконвергенции практически не обсуждались. Мы предприняли попытку такого анализа для Урала, взяв за основу общие закономерности состава и строения современных активных окраин с известными геодинамическими параметрами. Нашей задачей была оценка вероятной скорости субдукции, возможных изменений в направлении движения и углах наклона субдуцируемой океанской литосферной плиты, анализ общего перемещения палеограницы океан—континент.

Геодинамические аспекты современных сейсмофокальных зон. Объективный критерий миграции палеозон субдукции в пространстве — последовательное смещение специфических фронтальных комплексов, фиксирующих выходы этих зон на палеоповерхность. Судя по современным активным окраинам, подобные выходы трассируются фациями глубоководного желоба и мегамеланжем аккреционной призмы. Данные бурения и драгирования показывают, что аккреционные призмы сложены преимущественно сжатыми осадками океанской плиты, в меньшей мере — островодужными тефротурбидитами. Океанические толеиты, габбро, гипербазиты и вулканы морских гор также присутствуют, но эпизодически, поскольку практически полностью поглощаются в зонах субдукции и выводятся на поверхность лишь при последующих коллизионных процессах. Установлено, что аккреционным призмам обычно свойственна обратная стратиграфическая последовательность отложений, т.к. при сгуживании и подвиге осадочного чехла океанской плиты древние слои оказываются сверху, а молодые — ближе к основанию призмы. Характерная черта этих образований — локально проявленный глаукофановый метаморфизм высоких давлений и низких температур.

О направлении падения палеозоны субдукции позволяет судить вектор нарастания калиевоности в породах равной кремнекислотности как в объеме однородных магматических серий, так и в эволюционном ряду последовательных формаций (толеитовых, известково-щелочных, субщелочных) [44]. Эта эмпирически установленная закономерность связывается с постепенным заглублением очагов

магмогенерации над погружающейся сейсмофокальной зоной, вследствие чего с увеличением давления уменьшается степень плавления субстрата и возрастает щелочность формирующихся расплавов [9, 16 и др.].

Угол схождения плит (в плане), судя по современным примерам, может изменяться от 90° при фронтальной конвергенции до 25° при косой. При меньших углах субдукция трансформируется в сдвиг [44]. Для фанерозойских активных окраин, нарушенных многоэтапными дислокациями, направление и угол конвергенции могут быть установлены лишь в общем виде (фронтальная или косая конвергенция). Подмечено, например, что максимальные объемы plutонических пород в надсубдукционных магматических сериях соответствуют эпизодам косой конвергенции, тогда как при фронтальном схождении океанской и континентальной плит преобладают вулканические образования [45]. Возможная причина отмеченных фациальных различий видится в том, что тангенциальные (касательные) напряжения, возникающие при косой субдукции, способствуют возникновению продольных полостей, снимая проблему пространства для среднекоровых батолитов. Признаком косой субдукции могут служить последовательное омоложение магматических центров вдоль конвергентной границы плит, а также продольная формационная зональность, выраженная сменой островодужных комплексов на окраинно-континентальные [18, 44].

Угол погружения сейсмофокальной зоны влияет на удаленность магматического фронта от синхронного желоба и на ширину зоны активного магматизма. Чем ближе плоскость субдукции, тем дальше от желоба и аккреционной призм возникает магматический фронт, тем шире ареал магматизма. Примером может служить Перу-Чилийский сегмент южноамериканской активной окраины, в котором расстояние до самых дальних от желоба магматических центров достигает 500 км, а общая ширина ареала синхронных магматитов 200 км. Над крутопадающими участками зон субдукции магматизм ограничен линейной цепью моно- или полиформационных вулканических центров (островные дуги Тонга, Курильская и другие) [44, 48].

Скорость субдукции — результат действия разнонаправленных сил, в числе которых можно назвать: давление со стороны центров океанического спрединга, силу тяжести, силу трения, вязкость астеносферы и т.д. [50]. Не последнюю роль играет возраст погружающейся океанской коры [53]. Установлено, что субдукция молодой, еще не остывшей коры происходит медленнее, требуя дополнительной силы извне, а более древняя, остывшая кора погружается под действием собственной избыточной плотности. Для обстановок с высокой скоростью субдукции характерны смещение желоба в сторону океана и проявление задугового спрединга. Кроме того, высвобождение значительного количества тепловой энергии и интенсивная дегидратация субдуцированной океанской коры создают благоприятные условия для максимальной степени плавления деплетированной мантии и генерации островодужных толеитовых магм [47—49]. Как известно, в островных дугах с высокой скоростью субдукции, превышающей 7 см в год (Южная Сэндвичева, Тонга-Кермадек и др.), преобладают толеитовые и малокалиевые известково-щелочные базальты. При малой скорости субдукции (менее 4 см в год) вул-

канины представлены преимущественно известково-щелочными андезитами и риолитами (Аляска, Каскады, Новая Зеландия) [44]. На примерах Малой Антильской дуги, Центральной Америки и Каскадных гор установлена прямая зависимость скорости накопления магматических продуктов от скорости субдукции [51].

Скорость поддвига океанской коры — не единственный фактор, влияющий на структуру и состав вещественных комплексов активной окраины; не меньшее влияние оказывает соотношение скоростей субдукции и конвергенции двух плит (пододвигаемой и перекрывающей). Перекрывающая плита под действием ротационных (инерционных), удаленных спрединговых и других сил может обладать самостоятельным вектором движения [18, 22, 52]. Соответственно, различают активные окраины с преобладающей обстановкой сжатия, где скорость конвергенции больше скорости субдукции (Анды, Гималаи), и активные окраины растяжения с обратным соотношением этих скоростей (трог Окинава, Японская дуга, Карпаты). Для первых характерны пологие сейсмофокальные зоны с относительно неглубоким фронтальным желобом, высокогорный рельеф и интенсивная денудация, типична эксгумация высокометаморфизованных комплексов и молассообразование. Для вторых обычен низкий островной рельеф, глубокие желоба, задуговой спрединг, слабый метаморфизм, длительное флишевое осадконакопление.

Исходя из этих, наиболее информативных (и консервативных) геологических особенностей современных обстановок на конвергентных границах плит, были проанализированы характер пространственной миграции и качественная геодинамика сейсмофокальных зон в истории развития активной окраины Уральского палеоокеана. Возраст, состав и тектонические условия залегания индикаторных комплексов позволяют говорить о трех дискретных этапах функционирования палеозон субдукции: позднеордовикско-силурийском, девонском и каменноугольном. На первом этапе вдоль всей активной окраины существовал островодужный режим, на втором — формировались и островодужные, и окраинно-континентальные образования, на третьем — только окраинно-континентальные [41, 46]. Признаки более молодой пермской субдукции на Урале не известны.

Динамика позднеордовикско-силурийской зоны субдукции. Первые продукты надсубдукционного вулканизма (дифференцированные толеитовые серии островодужного типа) на всем протяжении Урала (от Щучинской зоны в Заполярье до Денисовской на юге) датированы поздним ордовиком—ранним силуром (ашгиллий—лландовери), а излияния толеитовых лав MORB-типа — концом раннего ордовика (аренигом), поздним ордовиком и лландовери [34]. Следовательно, режим активной окраины возник в Уральском палеоокеане вскоре после начала океанического спрединга и существовал параллельно с ним. В зоне субдукции поглощалась «горячая» океанская литосфера, что не могло не сказаться на скорости погружения (очень низкой) и составе вулканических продуктов. Результатом аномально высокого теплового и флюидного потока могло быть накопление мощных экстрезивно-пирокластических толщ малокальциевых риодацитов, дацитов и андезитов уже на начальной стадии образования островной дуги в позднем лландовери—раннем венлоке (павдинский комплекс на севере Урала, мичуринский и катенинский на юге) [13, 14, 36]. Этот ранний кислый и андезитоидный вулканизм, за которым в венлоке—лудлове последовал калиевый базальтоидный (именновский комплекс), а в пржидолии—лохкове — шошонит-латитовый (туринский комплекс), можно рассматривать как косвенный показатель низкоскоростной субдукции неостывшей океанской коры. Сходный состав вулкаников имеют современные островные дуги, например, Новозеландская, Рюкю, Антильская, где ско-

рость поглощения океанской коры не превышает 4 см в год [44]. Вместе с тем необходимо отметить, что формирование обширных очагов палингенных кремнекислых магм уже в раннем силуре (вслед за инициальными островодужными толеитами) связывается также с плавлением реликтовых останцов континентальной коры в фундаменте юной островной дуги под действием высокого теплового потока [39].

Синхронность проявления реперных островодужных комплексов вдоль всей активной окраины Уральского палеоокеана (толеитовых в позднем ордовике—раннем силуре, шошонитовых на рубеже силура и девона), объемное преобладание вулканических фаций над гипабиссальными и отсутствие крупных плутонов могут свидетельствовать о фронтальном характере субдукции на данном этапе. Судя по закономерному расположению линейных зон калиево-во-щелочного магматизма к востоку от цепи известково-щелочных базальтовых и андезитовых вулканов, по нарастающему в восточном направлении содержанию калия и других литофильных элементов в породах равной кремнекислотности, погружение сейсмофокальной палеозоны было восточным (в современных координатах), а не западным, как считают некоторые исследователи [24]. Характерное телескопирование магматитов юной, развитой и зрелой стадий развития островной палеодуги, установленное в крупных террейнах (Тагило-Кушвинский узел и другие), может свидетельствовать о крутом наклоне этой сейсмофокальной зоны.

При первых геодинамических реконструкциях уралид с позиций плитотектоники [12, 23, 37, 46] высказывалось предположение, что наклоненный к востоку Главный Уральский глубинный разлом (ГУГР) унаследовал раннепалеозойскую зону субдукции восточной (сибирской) вергентности. Новые данные о сегментации силурийской островной дуги в процессе формирования [39] и современное положение комплексов ее аккреционной призмы позволяют утверждать, что такое заключение справедливо лишь для центрального отрезка этого трансуральского тектонического шва, от широты г. Екатеринбург на юге до верховьев р. Хулга на севере Приполярного Урала (рис. 1). Только здесь реликты раннепалеозойской аккреционной призмы (разлинзованные фтаниты и океанические толеиты ашгиллия—лландовери, ортосланцы с глаукофаном и серпентиниты) и силурийские известково-щелочные вулканиды залегают непосредственно в его висячем, восточном борту. На Полярном Урале эта ассоциация не совпадает с зоной Главного Уральского разлома (Главной сутуры), располагаясь в 20—25 км восточнее ее, в пределах так называемых Хойлатинских и Войкарских высот, к востоку от девонских андезитоидных вулканоплутонитов [3, 37]. В южно-уральском сегменте силурийской островной дуги аналогичная по составу раннепалеозойская аккреционная призма залегает еще далее к востоку и прослеживается, как и пластины силурийских известково-щелочных вулкаников, вдоль восточного края Челябинско-Мугоджарского микроконтинента (см. рис. 1). Столь значительное латеральное смещение южно-уральского отрезка силурийской островной дуги к востоку могло быть следствием дрейфа и штампового вдавливания микроконтинента в аккреционную призму [39]. Впаянный в океанскую кору легкий и обширный сиалический блок неизбежно должен был затормозить поглощение литосферной плиты, вызвав кардинальную перестройку конвергентного процесса.

Известно, что южно-уральский отрезок Главной сутуры, как и полярноуральский, содержит тектонические линзы ордовикских и силурийских фтанитов, аргиллитов, океанических толеитов и серпентинитов (поляковский, вознесенско-присакмарский, лагортинский комплексы [26, 34]), но здесь тектонический мегамеланж включает еще и пластины конденсированных девонских кремней

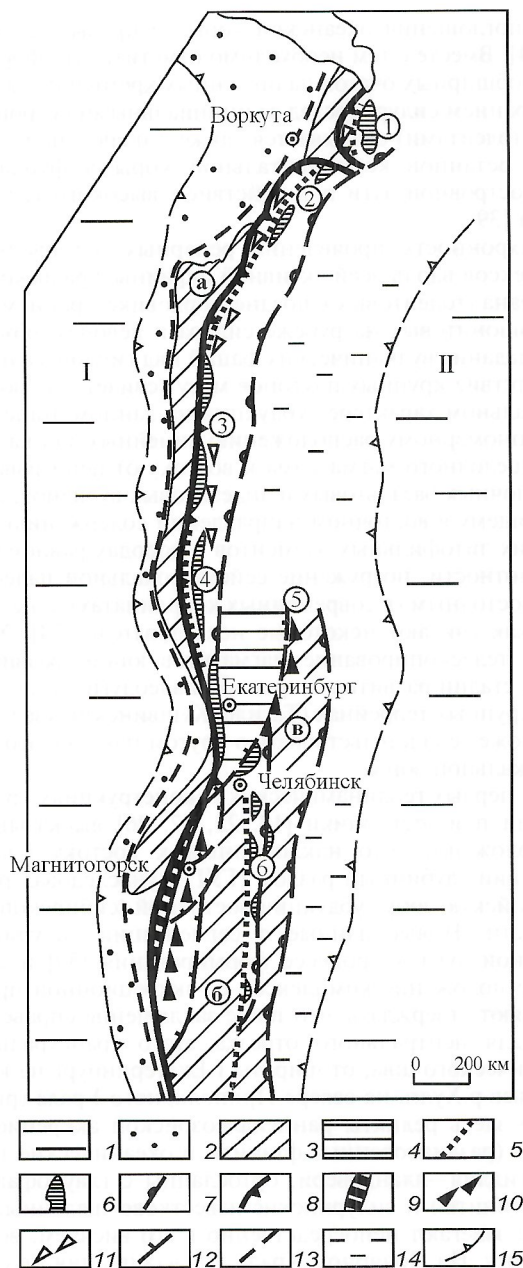


Рис. 1 Схема миграции палеозон субдукции в структуре уралид:

1 — Восточно-Европейская допалеозойская (I) и Казахстано-Тяньшаньская раннекаледонская (II) континентальные плиты [41]; 2 — осадочные комплексы пассивной окраины Уральского палеоокеана и Предуральского прогиба; 3 — микроконтиненты (буквы в кружках: а — Центрально-Уральский, б — Восточно-Уральский, в — Зауральский); 4 — Восточно-Уральский микроконтинент под аллохтонами девонских островодужных комплексов; структурные элементы последовательных этапов формирования активной окраины Уральского палеоокеана: 5 — реликты ордовикско-силурийской аккреционной призмы, 6 — фрагменты вулканического фронта силурийской островной дуги, 7 — сутурные зоны раннедевонской коллизии островная дуга—континент, 8 — реликты фаций девонского палеожелоба и аккреционной призмы (зона Главного Уральского глубинного разлома); фрагменты магматических поясов, связанных с девонской сейсмофокальной зоной: 9 — внешняя (Ирендыкская) островная дуга, 10 — внутренняя (Восточно-Магнитогорская) островная дуга, 11 — окраинно-континентальный пояс, 12 — сутурные зоны турне-визейской коллизии островная дуга—континент; 13 — след каменноугольного палеожелоба (глубоководные фации Предуральского прогиба); 14 — Тургайский прогиб в тылу раннекаменноугольной кордильеры (магматическому фронту этого этапа соответствует заштрихованная площадь сгруженных Восточно-Уральского и Зауральского микроконтинентов (3б, 3в, 4); 15 — границы Уральского складчатого пояса; цифры в кружках — зоны: 1 — Щучинская, 2 — Войкарская, 3 — Ивдельско-Краснотурьинская, 4 — Западно-Тагильская, 5 — Алапаевско-Режевская, 6 — Челябинско-Варненская (Восточная)

[17]. Кроме того, вся эта более молодая ассоциация расположена на фронте девонских магматических поясов и поэтому рассмотрена нами ниже, в числе образований девонского этапа конвергенции.

Принято считать фрагментами ордовикской и (или) силурийской островной дуги низкотитанистые толеитовые базальты, андезиты и риодациты, расположенные к западу от южно-уральской части Главной сутуры, в мегамеланже Сакмарской зоны [32]. Следует заметить однако, что в составе обширного Сакмарского аллохтона преобладают серпентиниты, толеиты MORB-типа и кремни с широким возрастным диапазоном (от ордовика до франа) [34]. Кроме того, судя по фациальным, структурным и геохимическим данным, «островодужные» вулканы принадлежат дифференцированной серии спилитов-кератоспилитов-кератофиров [10], для формирования которой не обязателен режим островной дуги. Достаточным условием может быть обстановка низкоскоростного спрединга на изолированном участке срединно-океанического хребта.

В пражский век раннего девона силурийская островная дуга, прекратившая свое существование, была причленена к тыловым микроконтинентам (Березовскому, Салдинскому, Зауральскому). Коллизионный шов, след замкнувшегося тылового моря с корой океанского типа, трассируется на Северном и Среднем Урале офиолитами Серовско-Маукской сутуры [38, 39], а на Южном — мегамеланжем Восточной вулканогенной зоны. Коллизия силурийской островной дуги с микроконтинентами и континентальной окраиной, как и предшествующая субдукция, была фронтальной. Это доказывается ее амагматичным характером, синхронностью и вещественной однородностью синколлизионных образований, которые на всем протяжении Уральского складчатого пояса (от Щучинской зоны в Заполярье до Челябинско-Варненской на юге) представлены прагиен-эмскими известняками, краснокаменными молассоидами и бокситоносными латеритами.

Динамика зоны субдукции в девоне. Девонский этап конвергентного режима на Урале начался с перескока сейсмофокальной зоны в сторону палеоокеана (на запад в современных координатах) [38]. Если силурийская аккреционная призма, как было показано выше, лишь частично совпадает с зоной Главной сутуры Урала, то девонская соответствует ей на всем протяжении складчатого пояса. Максимальным западное смещение аккреционной призмы было на Южном Урале, где в эмсе—раннем эйфеле возникла юная островная дуга (баймак-бурибаевский, ирендыкский комплексы), отделенная от континентальной окраины тыловым морем с корой океанского типа. Уже упоминалось, что выход девонской сейсмофокальной зоны трассируется здесь мегамеланжами южно-уральского отрезка Главной сутуры (от широты г.Челябинск к югу) и Сакмарской зоны. В их объеме сгружены пластины позднеордовикских и лландоверийских фтанитов, линзы океанических базальтов того же возраста, серпентинизированные гипербазиты, глаукофансодержащие сланцы, а также более молодые, конденсированные кремнистые осадки океанической абиссали с возрастным диапазоном от эйфеля до франа [17, 34].

На севере Урала (от широты г.Краснотурьинск до Заполярья) в это же время формировался андезито-тоналитовый окраинно-континентальный пояс кордильерского типа. Западное смещение следа сейсмофокальной палеозоны здесь также фиксируется, но оно было значительно меньшим, чем на юге, т.к. признаки существования малого океанского бассейна в тылу вулканоплутонического пояса отсутствуют. На Северном, Приполярном и Полярном Урале след девонской зоны субдукции совпадает с крайними западными сечениями Главной сутуры, где под габбро-гипербазитовыми аллохтонами сгружены пластины конденсированных углеродистых кремнисто-глинистых сланцев в возрастном

диапазоне от раннего—среднего ордовика до позднего девона [2, 3, 23, 28], а также диабазы и габбро, серпентиниты, апобазальтовые глаукофан- и жадеитсодержащие сланцы. Отмечено тектоническое налетание более древних осадков на молодые [23, 28], подобное описанному для внутренних склонов современных желобов. Всю ассоциацию вместе с расположенными восточнее комплексами силурийской островной дуги можно рассматривать как фрагмент протяженной аккреционной призмы на фронте Красноуральско-Ивдельского, Войкарского и Щучинского сегментов девонского андезитоидного вулканно-плутонического пояса. Отметим, что девонский магматический фронт и в современной постколлизийной позиции более удален от синхронного аккреционного клина, чем предшествующий силурийский. Это может свидетельствовать о более пологом погружении сейсмофокальной зоны в девоне. В современной структуре Северного и Приполярного Урала аккреционная призма девонского окраинно-континентального пояса сливается с силурийской островодужной и, возможно, она формировалась путем наращивания последней при сгущивании девонских абиссальных осадков (углеродистых кремнисто-глинистых сланцев), их поддвиге под ордовикско-силурийские отложения на внутреннем склоне палеожелоба.

На Полярном Урале, как и на Южном, фиксируются две отдельные полосы высокобарических метаморфитов по ордовикско-силурийским океаническим базальтоидам и парасланцам. Западная соответствует выходам лагортинского комплекса в зоне Главной сuture. Она трассирует подошву Войкаро-Сынынского и Райизского гипербазитовых массивов в фундаменте девонского андезито-тоналитового постофиолитового пояса и представляет собой часть девонской аккреционной призмы [3]. Восточная полоса апобазальтовых метаморфитов (низовья р.Хараматолоу, Хойлатинские высоты), как и на юге Урала, ассоциирует с тектоническими линзами толеитовых и известково-щелочных андезитов и базальтов силурийской островной дуги.

Перескок сейсмофокальной зоны в раннем девоне и ее сегментацию по простиранию мы связываем, как уже упоминалось выше, со штамповым причленением Челябинско-Мугоджарского микроконтинента к желобу и аккреционному клину силурийской островной дуги на ее южно-уральском отрезке. Предполагается, что именно в результате коллизии микроконтинента с фронтальной частью островной дуги субдукция утратила ортогональный характер [39]. Помимо сосуществования островодужного и окраинно-континентального режимов вдоль девонской активной окраины Уральского палеоокеана доказательствами косого схождения плит могут быть следующие аргументы: 1) среди магматитов краевого пояса в объемном отношении преобладают абиссально-мезоабиссальные плутоны тоналит-гранодиоритового состава, что особенно наглядно для восточного склона Полярного Урала [37]; 2) возраст начальных проявлений андезитоидного магматизма по простиранию с севера на юг омолаживается: в полярноуральской части вулканно-плутонического пояса он, по данным Rb-Sr изотопии, соответствует лохкову (400 ± 10 млн.лет [6]), а в Красноуральском районе Северного Урала датирован поздним эмсом [38]; 3) в островодужном сегменте девонской активной окраины фиксируется аналогичное омоложение возраста центров инициального толеитового и последующего известково-щелочного вулканизма в южном направлении (от пражского и раннеэйфельского в Алапаевско-Режевской зоне Среднего Урала до ранне- и позднеживетского в Восточно-Магнитогорской зоне, эйфельского и живет-франского в Западных Мугоджарах [4, 27, 34]).

Утратив фронтальный характер, субдукция сохранила и в девоне близкое силурийскому направление погружения сейсмофокальной зоны в сторону восточного, Казахстано-Тяньшаньского континента. Это подтверждает содер-

жание калия и других литофильных элементов в породах равной кремнекислотности, возрастающее с запада на восток (в современных координатах). В этом же направлении мигрируют центры последовательно формирующихся магматических формаций [12, 32, 37, 40].

Наклон сейсмофокальной зоны в девоне был, по-видимому, более пологим, чем в силуре. Такой вывод позволили сделать следующие данные. В островодужном секторе девонской активной окраины (на Среднем и Южном Урале) телескопирование разновозрастных интрузивных и вулканических центров — скорее исключение, чем правило. Единственным примером подобного многостадийного центра может служить Верхнеуральско-Краснинский, где пространственно совмещены интрузивные комагматы живетской андезитоацитовой (улутауской), франской андезитобазальтовой (колтубанской) и фаменской шошонит-латитовой (верхнеуральской) формаций [4, 30, 40]. Обычно — скачкообразное смещение более молодых и более зрелых вулканических комплексов к востоку, в направлении погружения палеозоны субдукции. Показательно, что девонская островодужная система, в момент зарождения — линейная цепь эпиокеанических вулканов, в процессе эволюции стала двойной, и это также может быть свидетельством более пологого погружения океанической плиты, чем в силуре. Внешняя (Ирендыкская) дуга, возникшая в результате раннедевонского перескока зоны субдукции в сторону океана, завершила свою активность уже в эйфеле, на ранней стадии развития. Она полностью сложена примитивными островодужными толеитами и малокалиевыми известково-щелочными базальтами (баймак-бурибаевский и ирендыкский комплексы). В тылу этой юной эпиокеанической островной дуги реставрируется серия кулисных разносторонних зон надсубдукционного (вторичного) спрединга с колчеданными залежами (карамалыташский, домбаровский, сафьяновский и аналогичные им комплексы [4, 40]). Внутренняя (Восточно-Магнитогорская) дуга возникла над низкоскоростной (карамалыташской) спрединговой зоной и достигла в своем развитии зрелой стадии с шошонитами, латитами, сиенитами.

Исходя из состава островодужных вулканитов, можно предполагать, что скорость субдукции в девоне была более высокой, чем в силуре. Поскольку вся Ирендыкская палеодуга и большая часть Восточно-Магнитогорской сложены островодужными толеитами и пирокластикой малокалиевых известково-щелочных базальтов, это позволяет проводить аналогию режима их формирования с современными Южной Сэндвичевой, Марианской, Тонга-Кермадекской островными дугами, для которых установлена скорость субдукции, превышающая 7 см в год [44]. Кроме того, наличие эшелонированных зон залудового спрединга также показатель высокой скорости схождения плит [52]. Одной из причин ускорения субдукции в девоне могло быть поглощение древней (ордовикско-силурийской) океанской коры, холодной и потому более плотной и тяжелой. Возраст кремнистых осадков в пластинах аккреционной призмы на фронте палеодуги (Южный Урал) и окраинно-континентального пояса (север Урала) подтверждает этот вывод.

Девонский этап формирования активной окраины Уральского палеоокеана завершился в турне-визейское время косой коллизией островной дуги с континентальным краем и специфическим рифтогенным магматизмом толеитовой и субщелочной серий [5]. Возраст синколлизийных вулканитов омолаживается по мере раскрытия грабенообразных структур от турне-ранневизейского до поздневизейского, но уже с юга Магнитогорской зоны на север [29]. Это может свидетельствовать о качественном изменении параметров конвергенции, отличных от действовавших в девоне.

Динамика зоны субдукции в позднем палеозое. После турне-ранневизейской коллизии Магнитогорской остро-

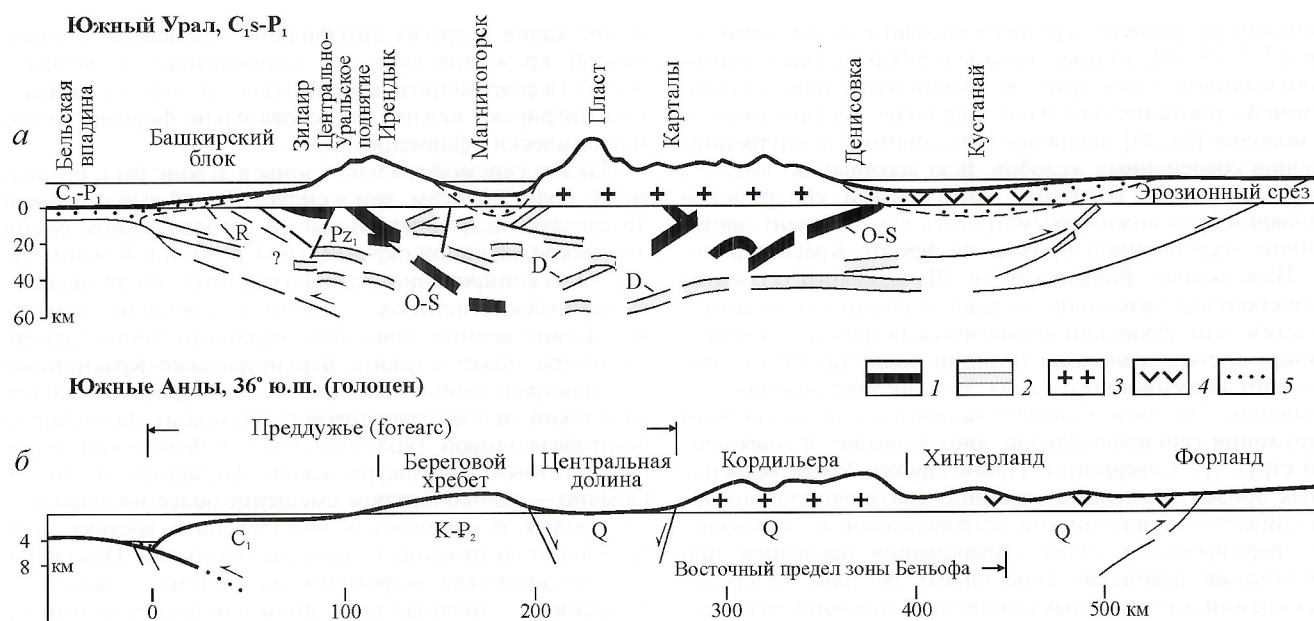


Рис. 2. Схематические профили Южного Урала в карбоне (а) и Южных Анд [48] в голоцене (б):

предполагаемые фрагменты океанической литосферы: 1 — ордовикско-силурийской, 2 — среднедевонской и каменноугольной (?) (положение фрагментов намечено в соответствии с наиболее четкими отражающими площадками субширотного сейсмопрофиля Урсейс-95 на Южном Урале по линии Стерлитамак—Николаевка); 3 — андезито-гранодиоритовый пояс Главной кордильеры; 4 — базальты хинтерланда; 5 — вулканомиктовые молассоиды и флиш

вной дуги с восточным континентом (казахстанидами), а на севере Урала — после затухания позднедевонского субщелочного вулканизма, завершившего магматическую активность постфиолитового краевого пояса, характер схождения плит вновь изменился. Судя по составу преобладающих магматических образований, активная окраина Уральского палеоокеана с этого времени формировалась в едином режиме с южным обрамлением Сибирского палеократона, где на всем протяжении Урало-Монгольского пояса в среднем—позднем карбоне фиксируется мощный андезито-гранодиоритовый, гранодиорит-гранитный магматизм андийского типа. Генерация этих магм связывается с надвиганием континентальной Сибирской плиты на океанское ложе Палеотетиса [7, 32, 40, 46].

Геологически синхронно с формированием андезитоидного магматического пояса произошло заложение Предуральского прогиба и началось накопление в нем глубоководного флиша, а в Зауралье — пестро- и красноцветных молассоидов. В условиях шельфа и на западном, и на восточном склонах продолжалось отложение однородных карбонатных толщ [19, 35]. Несмотря на широкое площадное развитие перечисленных образований в современной структуре Уральского орогена, они не рассматривались как части единого целого и слабо изучены в геодинамическом отношении. Ранее региональные реконструкции и геохимические исследования позволили сделать самый общий вывод, что формирование гранитоидов и вулканитов происходило над сейсмофокальной зоной, погружавшейся на восток, в конвергентном режиме, близком современному андийскому. Андийский тип конвергенции («накатывание» верхней, континентальной плиты на океанскую) доказывается стабильной миграцией магматизма в глубь активной окраины, т.е. на восток, начиная с позднего девона, а также — преимущественно андезитоидным составом исходных магм. В этом главные его отличия от охотско-япономорского типа, при котором вулканизм скачкообразно мигрирует в сторону океана.

Полный латеральный ряд надсубдукционных структурных элементов позднего карбона—ранней перми сохранился только в южно-уральском сегменте активной окраины (рис. 2). Он включает три разновозрастных асиммет-

ричных прогиба: Предуральский (палеожелоб), Центрально-Магнитогорский (фронтальный) и Тургайский (тыловый). Разделяющие их поднятия соответствуют Береговому хребту (Центрально-Уральский микроконтинент и реликты потухшей девонской дуги) и Главной магматической кордильере (восточно-уральские андезито-гранодиоритовые ассоциации). Размеры пологого преддужья шириной 200—250 км с четко выраженным фронтальным прогибом и наличие тылового Тургайского бассейна (все — с обширными шельфами) — факторы, благоприятные для формирования карбонатных платформ, подобных визейской на Урале [35]. Именно краевые бассейны, огражденные от открытого океана естественными барьерами в виде потухших островных дуг, тектонических поднятий и т.д., считаются наилучшей обстановкой конденсированного карбонатакопления [54].

В эталонной Андийской окраине с Южным Уралом наиболее сходен южный, самый низкоскоростной ее сегмент (33—45° ю.ш.) над пологий (30°) сейсмофокальной зоной, конвергенция вдоль которой происходит за счет надвигания континента на самую молодую (горячую) океаническую литосферу. Только в Южных Андах фундамент магматического пояса включает блоки тыловодужной океанической литосферы предшествующего (мел-эоценового) этапа субдукции, аналогичные среднедевонским спрединговым образованиям и только здесь прогиб и растяжение хинтерланда, как и в Тургае, сопровождалось мощным базальтоидным вулканизмом. Излияния базальтов (континентальных толеитов и гавайитов) фиксируют наиболее удаленный край субдуцированной под континент плиты. Расстояние от него до Перу-Чилийского желоба около 450 км (см. рис. 2), что сопоставимо с расстоянием от Тургайского прогиба до Предуральского.

Рассматривая общие черты современного и каменноугольного краевых поясов, нельзя не отметить их индивидуальные особенности. В отличие от Андийской, Уральская активная окраина формировалась вдоль межконтинентального бассейна средиземноморского типа и не в наземных условиях, а в обстановке обширного шельфа. Палеогеографическая ситуация напоминала современное северное обрамление Австралийского континента (Тимор).

Как и в современном Средиземном море, в пределах Предуральского бассейна на юге (в Прикаспии) и на севере (Печорская впадина) допускается существование остаточных или новообразованных «окон» океанской коры [1, 19]. Тем не менее, возможности субдукции были ограниченными, и конвергенция в позднем карбоне могла осуществляться почти исключительно за счет движения на запад верхней, континентальной плиты. Мощным источником водных флюидов при генерации андезитовых и базальтовых (в Тургае) магм должна быть ранее поглощенная океаническая литосфера, в т.ч. и сравнительно молодая, тыловодужная (в южном сегменте пояса).

Характеристику уральских надсубдукционных структурных элементов карбона—ранней перми удобнее начать с кордильеры, состав и морфология которой наиболее наглядно свидетельствуют о новом качестве динамики схождения плит на этом этапе. Магматические породы кордильеры, в сравнении с барьерными зонами силурийской и девонской островодужных систем, довольно однородны по составу и представлены тоналит-гранодиорит-гранитными плутонами. Небольшие объемы субаэральных, краснокаменно измененных андезитовых, андезитобазальтовых туфов и лав сохранились в Восточной зоне Южного Урала [14, 41]. По простираню породы вулканоплутонического пояса прослежены от Восточных Мугоджар на юге до полярных районов. Ширина их ареала даже в современной структуре складчатого пояса превышает 250 км (от меридиана Верхисетского, Сыростанского гранитоидных массивов на западе до цепи Милютинско-Михайловских интрузий на востоке), что свидетельствует о формировании магматитов над очень пологой сейсмофокальной зоной. Преобладание плутонических фаций над вулканогенными может указывать на косое схождение плит, при котором, благодаря внутрикоровым сдвиги-раздвиговым деформациям, легче решается проблема пространства для плутонов. Вывод о косом направлении конвергенции на этом этапе подтверждает и омолаживающийся по простираню пояса возраст гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации. По данным Rb-Sr изотопии, время формирования тоналитов на Южном Урале 349 ± 2 млн. лет (Каиндинский массив [8]), а на Среднем — 315—320 млн. лет (Верхисетский массив [42]). Общий наклон сейсмофокальной зоны, как и на предшествующих этапах, был направлен под казахстаниды, о чем свидетельствует латеральная зональность макро- и микроэлементного составов андезитовых магматитов [40, 42].

Если для силурийского и девонского этапов конвергенции фации палеожелоба и смежной аккреционной призмы сначала частично, затем полностью совпадали с современной зоной ГУГР, то для каменноугольного этапа такое совпадение исключено, поскольку разлом запечатывается тоналит-гранодиоритовыми плутонами кордильеры. Наиболее яркий пример — Сыростанский массив на Южном Урале. Известно, что при пологом погружении сейсмофокальной плоскости расстояние от магматического фронта до желоба должно быть значительным: в современных поясах оно достигает 200—250 км [44, 50]. Следовательно, выход на поверхность каменноугольной сейсмофокальной плоскости (палеожелоб) должен быть намного западнее Верхисетского, Сыростанского массивов и зоны ГУГР. По фаціальным, вещественным и структурным признакам ранне-среднекаменноугольному желобу на Урале соответствуют глубокоководные флишево-турбидитные отложения в асимметричном Предуральском прогибе, заложение которого датируется поздним визе—серпуховом [19]. Возможно, именно эту самую молодую сейсмофокальную зону унаследовал трансуральский полого наклоненный на восток детачмент (внутрикоровый срыв), выявленный исследованиями по программе Урейс-95 [15, 26, 43]. Западный выход его на по-

верхность совпадает с глубокоководными фациями позднекаменноугольного Предуральского прогиба, а тектонические элементы зоны ГУГР по отношению к этому базальному срыву лирические (см. рис. 2).

К востоку от глубокоководных позднекаменноугольных отложений Предуральского прогиба (палеожелоба) расположено амагматичное в карбоне поднятие — Береговой хребет, прослеженный вдоль всего Урала и представляющий собой главный источник сноса вулканомиктового и терригенного материала в смежные бассейны. Он включает террейны древней континентальной коры (Башкирский, Кваркушский, Ляпинский, Харбейский и др.) и тектонически совмещенные с ними фрагменты силурийской и девонской островодужных систем и в целом может рассматриваться как мощная аккреционная призма на фронте каменноугольной кордильеры [20]. На юге Урала ее от магматического пояса (кордильеры) отделял обширный и асимметричный внешний прогиб, сходный по морфологии с Продольной долиной Анд [48]. Пространственно этот прогиб в значительной степени унаследовал фаменский тыловодужный бассейн (Центрально- и Восточно-Магнитогорская зоны). Его западному пологому шельфу соответствуют известняки визейско-башкирского возраста и лагунные эвапориты Агаповской синформы, а на востоке прогиба, вдоль тоналит-гранодиоритового магматического пояса расположены более глубокоководные битуминозные карбонатно-песчано-глинистые отложения со спонголитами [29, 40]. На Среднем и Северном Урале осадочных фаций, соответствующих внешнему прогибу, не установлено. Возможно, их и не было, если узкая аккреционная призма непосредственно примыкала к магматическому поясу кордильеры. При косо ориентированной и высокоскоростной конвергенции это очень вероятно.

И, наконец, к востоку от кордильеры, сохранившей сейчас лишь реликты наземной андезитовой пирокластике, реконструируется тыловой Тургайский прогиб, выполненный осадочными породами позднего визе, серпуховского и московского ярусов. Прогиб также асимметричен. Мощные шельфовые известняки расположены в нем на востоке, в Боровской зоне вдоль казахстанид, а его западная часть (Валерьяновская зона), примыкающая к кордильере, сложена мощными тефро-турбидитами андезитобазальтового и андезитового составов [34].

Таким образом, продольные положительные и отрицательные структуры, возникновение которых можно связать с сейсмофокальной зоной каменноугольного этапа, охватывают весь современный Уральский ороген, и даже после межконтинентальных, гиперколлиззионных дислокаций они имеют суммарную ширину более 500 км. Подобная морфология активной окраины, состав магматитов и предполагаемый пологий наклон сейсмофокальной палеозоны свойственны современным обстановкам, в которых абсолютная скорость конвергенции превышает скорость субдукции [52]. Для активной окраины Уральского палеоокеана это может означать, что в карбоне надвигание перекрывающих, восточных континентальных масс было более эффективным, чем подвиг реликтов океанской коры. Это подтверждают проведенные геодинамические исследования на Магнитогорской площади [40], которые выявили систему внутрикоровых поддвигов северо-западной вергентности. Эти структуры, наиболее ярко проявленные в обрамлении Суундукского, Кацбахского, Кассельского гранитоидных массивов, интерпретируются как результат сгущивания сляических блоков земной коры при давлении с юго-востока.

Однородный андезитовый состав магм — косвенное указание на низкую скорость схождения плит в карбоне. Для аналогичных современных известково-щелочных серий Аляски, Канады и Мексики она не превышает 4 см в год [44], а в наиболее близких по морфологии Южных Ан-

дах составляет 2 см в год [48]. Косвенно этот вывод подтверждается относительно малой суммарной амплитудой перемещения по Уральскому глубинному detachmentу: палеорекострукции показывают, что в течение позднего палеозоя—раннего мезозоя она составляла всего 100—150 км [15]. В отличие от предшествующего, девонского этапа с четко проявленным режимом растяжения над сейсмофокальной палеозонной общей структура каменноугольной активной окраины Уральского палеоокеана свидетельствует о преобладающей обстановке сжатия, когда абсолютная скорость конвергенции, как в Андах и Гималаях, больше скорости субдукции [48, 52].

В заключение этого раздела необходимо отметить, что у нас нет единого мнения о направлении падения зоны субдукции в каменноугольно-раннепермский этап развития Уральского орогена. К.С.Иванов [11] предполагает, что палеозона субдукции в этот период имела западное падение (в современных координатах). Основным аргументом для этого послужили данные международного субширотного сейсмопрофиля на Южном Урале по линии Стерлитамак—Николаевка (Урсейс-95). В коре восточного домена выявлены мощные четкие отражатели, которые падают на запад под углами 30—40° (см. рис. 2) и прослеживаются до глубины 40 км и более и обычно секут структуры с восточным падением. На поверхности они идентифицируются как крупные региональные разломные зоны, сложенные преимущественно милонитами, бластомилонитами, меланжированными серпентинитами, где установлены следы дислокационного метаморфизма повышенных давлений. Наиболее значимый из этих тектонических швов — Карталинская разломная зона, которая предположительно интерпретируется как позднепалеозойская зона субдукции.

В заключение отметим следующее. Изложенные выше данные о размещении, геологической последовательности и составе фрагментов активной окраины Уральского палеоокеана (разновозрастных аккреционных призм, магматических поясов, внешних и внутренних бассейнов), их сравнение с современными образованиями вдоль конвергентных границ с известными геодинамическими параметрами позволяют получить общее представление о вероятной динамике сейсмофокальных зон в фанерозое. Эволюция конвергентного режима при формировании Уральского внутриконтинентального складчатого пояса представляется нам следующим образом.

1. Возникнув в конце ордовика вдоль восточной (в современных координатах) окраины Уральского палеоокеана, магомгенерирующая сейсмофокальная зона дважды, в прагиене—эмсе и позднем визе—серпухове скачкообразно меняла свою позицию, скоростные и векторные характеристики. Смещение ее на каждом из этапов было направлено в сторону палеоокеана, с востока на запад.

Судя по положению разновозрастных аккреционных призм и магматических фронтов, на юге Урала перескоки палеозоны субдукции были более значительными, чем на севере, что является следствием косо ориентированной конвергенции, режим которой установился с эмса. В результате на юге Урала силурийская, девонская и каменноугольная аккреционные призмы отделены друг от друга и от восточной континентальной окраины вулканогенными и осадочными образованиями остаточных бассейнов с корой океанского типа. После перескока в эмское время сейсмофокальной зоны от палеоокеана было отчленено карамалыташско-западномугджарское краевое море, а после перескока в раннем карбоне — центрально-магнитогорское.

2. Наклон сейсмофокальных палеозон, соответствующих дискретным этапам становления активной окраины Уральского палеоокеана, судя по формационной и геохимической зональности магматитов, был направлен под восточный, Казахстано-Тяньшаньский континент. Именно он, а не Восточно-Европейский, поэтапно наращивал-

ся при аккреции островных дуг и микроконтинентов. Вместе с тем, в пределах общего восточного направления палеозоны субдукции векторы движения подстилающей и перекрывающей плит с течением времени менялись. Фронтальная субдукция новообразованной океанской коры, характерная для ордовика—силура, сменилась в раннем девоне косо ориентированной, с юго-восточным (в современных координатах) поддвигом древней океанической литосферы под континентальную окраину на севере и под океанскую плиту на юге. К концу раннего карбона этот процесс почти прекратился, сменившись встречным, северо-западным надвиганием верхней (восточной) плиты на трансформированную океанскую.

3. Косая конвергенция обусловила скользящее омоложение возраста однотипных магматитов по простиранию девонских и каменноугольных поясов. При девонской субдукции омоложение происходило с севера на юг, а с турне-ранневизейского времени оно шло в противоположном северном направлении [25, 29]. Судя по возрасту позднекаменноугольных тоналитовых plutonov и гранитных массивов S-типа завершающего гиперколлизийного этапа [21], сходный режим, впервые проявившийся при визейской коллизии девонской островной дуги с восточным континентом, сохранялся до триаса. Можно предполагать, что в раннем карбоне гравитационный субдукционный процесс [22] трансформировался в инерционную конвергенцию.

4. Угол наклона сейсмофокальной плоскости с каждым этапом становился все положе, до минимального в карбоне. Соответственно, каждый новый магматический фронт закономерно возникал на все большем расстоянии от синхронных образований палеожелоба и аккреционной призмы. На севере Урала, где смещение выхода сейсмофокальных палеозон в сторону океана было сравнительно небольшим, где аккреционные призмы разных этапов последовательно наращивали друг друга, дискретная миграция все более молодых индикаторных магматитов в глубь активной окраины четко проявлена в современной структуре орогена. Ордовикско-силурийскому магматическому фронту соответствуют магматиты Западно-Тагильской зоны, девонскому — Восточно-Тагильской и Красноуральско-Ивдельской, каменноугольному — тоналит-гранодиоритовый пояс Зауралья. На юге Урала в связи с косо ориентированным сжатием плит девонский магматический фронт (Ирендыкская островная дуга) возник на океанической, западной стороне силурийской активной окраины, а в карбоне вследствие предельного выполаживания сейсмофокальной зоны магматиты окраинно-континентального пояса максимально удалены от синхронных фаций палеожелоба в Предуральском прогибе и расположены в глубоком тылу активной окраины, в Зауралье и Тургае.

5. Скорость субдукции при формировании активной окраины Уральского палеоокеана от силура к девону заметно возросла, предположительно от менее 4 см в год до более 7 см в год (по аналогии с современными геодинамическими обстановками), а в карбоне снизилась до 2 см в год в связи с почти полным поглощением океанской коры. Причины ускорения субдукции в девоне могли быть различными, состав аккреционных призм позволяет судить об одной из них. Установлено, что на фронте девонских магматических поясов наряду с эмс-эйфель-живет-франскими глубокоководными кремнистыми осадками стуживались фрагменты ордовикско-силурийской океанической литосферы, т.е. поглощалась не юная, как в силуре, а древняя, остывшая и тяжелая плита. Высокая скорость субдукции в девоне на Южном Урале — наиболее вероятное объяснение примитивного состава толеитовых и малякалевых известково-щелочных базальтов, полностью слагающих Ирендыкскую островную дугу, она же обусловила появление эшелонированных зон задугового спрединга с разными скоростными параметрами. Замедле-

ние скорости субдукции в раннем карбоне компенсировалось встречным движением перекрывающей континентальной плиты (казахстанид и их аккрецированного уральского обрамления), завершившимся межконтинентальной пермско-триасовой гиперколлизией.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 99-05-64264, проект № 99-05-64311).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берлянд Н.Г. Карта глубинного строения земной коры Урала. Объяснительная записка. — С.-Пб.: Роскомнедра, ВСЕГЕИ. 1993.
- Бочкарев В.В. Магматические формации северной части Приполярного Урала. — Свердловск: УрО АН СССР, 1990.
- Бочкарев В.В., Карстен Л.А. Современная и палеотектоническая позиция раннегеосинклинальных комплексов севера Урала // Геотектоника. 1989. № 2. С. 12—21.
- Бочкарев В.В., Сурин Т.Н. Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Урала. — Екатеринбург: Наука, 1993.
- Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. — Екатеринбург: УрО РАН, 2000.
- Виноградов В.И., Букчайте М.И. Изотопный состав стронция в породах Войкаро-Сынбинского офиолитового массива Полярного Урала // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981. С. 59—70.
- Горбаченко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. — М.: Наука, 1987.
- Горожанин В.М. Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург, 1998. С. 98—108.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. М., 1968. С. 132—227.
- Заварицкий А.Н. Спилито-кратофировая формация окрестностей месторождения Блява на Урале. — М.: Наука, 1946.
- Иванов К.С. Основные черты геологической истории и строения Урала. — Екатеринбург: УрО РАН, 1998.
- Иванов К.С., Шмелев В.Р. Платиноносный пояс Урала — магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 5. С. 649—652.
- Каретин Ю.С. Эволюция раннегеосинклинального базальтоидного вулканизма Тагильского прогиба // Вулканические образования Урала. Свердловск, 1978. С. 69—87.
- Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. — М.: Наука, 1979.
- Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н. Особенности строения литосферы Урала по результатам многоволнового глубинного сейсмического зондирования // Геотектоника. 1998. № 4. С. 3—18.
- Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост континентов и островных дуг // Окраины континентов и островные дуги. М., 1970. С. 249—263.
- Маслов В.А., Яркова А.В., Артюшкова О.В. и др. Корреляции вулканогенных комплексов девона Магнитогорской мегазоны // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Ч. 2. Екатеринбург, 1997. С. 31—33.
- Меланхолина Е.Н. Тектонические обстановки развития активных окраин запада Тихого океана // Геотектоника. 1993. № 1. С. 79—95.
- Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. — Екатеринбург: УрО РАН, 1997.
- Мизенс Г.А. Проблема палеозойской коллизии континентальных плит на Южном Урале // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Екатеринбург, 1999. С. 96—98.
- Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Г.Б.Ферштатер, Н.С.Бородин, М.С.Рапопорт и др. — Миасс: УрО РАН, 1994.
- Паталаха Е.И., Паталаха М.Е. О двух предельных субдукционных процессах как отображении важнейших тенденций в эволюции земной коры континентов // Докл. АН Украины. 1997. № 3. С. 136—138.
- Петров Г.А., Пучков В.Н. Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25—37.
- Петров Г.А., Свяжжина И.А., Рыбалка А.В. Геодинамическая реконструкция Тагильской палеостроудужной системы по геологическим и геофизическим данным // Отечественная геология. 2000. № 4. С. 14—20.
- Пучков В.Н. Формирование Урало-Новоземельского складчатого пояса — результат неравномерной, косоориентированной коллизии континентов // Геотектоника. 1996. № 5. С. 66—75.
- Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 42—61.
- Пучков В.Н., Иванов К.С., Коровко А.В. О возрасте вулканогенных формаций и времени заложения островной дуги на востоке среднего Урала // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 5. С. 1203—1205.
- Руженцев С.В., Аристов В.А. Новые данные по геологии Полярного Урала // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М., 1998. С. 25—41.
- Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского метасинклинария. — Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992.
- Салихов Д.Н., Яркова А.В., Салихова Р.Н., Мосейчук В.М. Вулканизм позднего девона Магнитогорского метасинклинария (геология, петрохимия, геохимия). — Уфа: БНЦ АН СССР, 1987.
- Свяжжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С. Реконструкция ордовикского Уральского океана на палеомагнитной основе // Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 17—22.
- Серавкин И.В. Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. № 1. С. 32—47.
- Тектоника Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала м-ба 1:1 000 000 / А.В.Пейве, С.Н.Иванов, В.М.Нечехун и др. — М.: Наука, 1977.
- Формирование земной коры Урала / С.Н.Иванов, В.Н.Пучков, К.С.Иванов и др. — М.: Наука, 1986.
- Чувашов Б.Н., Пучков В.Н. Геологическая история Урала в каменноугольный период // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Свердловск, 1990. С. 11—15.
- Шурыгина М.В., Милицина В.С. Силурийские и нижнедевонские отложения южной части Восточно-Уральского прогиба (окрестности пос.Первомайский, р-н г.Челябинска) // Матер. по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург, 1996. С. 38—49.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулканоплутонический пояс (Полярный Урал). — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Постколлизийный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника. 1993. № 4. С. 56—65.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32—44.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. — Екатеринбург: УрО РАН, 1998.
- Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В. Реликты активной континентальной окраины в структурах Урала // Геотектоника. 1989. № 3. С. 76—85.
- Bea F., Fershtater G., Montero P. et al. Generation and evolution of subduction-related batholiths from the central Urals: constraints on the P-T history of the Uralian orogen // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. № 1—4. P. 103—116.
- Brown D., Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A. et al. Geometric and kinematic evolution of the foreland thrust and fold belt in the Southern Urals // Tectonophysics. 1997. Vol. 16. № 3. P. 551—562.
- Gill J. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin. Heidelberg. New York: Springer-Verlag, 1981.
- Glazner A.F. Plutonism, oblique subduction and continental growth: an example from the Mesozoic of California // Geology. 1991. Vol. 19. № 8. P. 784—789.
- Hamilton W. The Uralides and motion of the Russian and Siberian platform // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. Vol. 81. № 9. P. 2553—2576.
- Honza E., Miyazaki T., Lock J. Subduction erosion and accretion in the Solomon sea region // Tectonophysics. 1989. Vol. 160. № 1—4. P. 49—62.
- Jordan T.E., Isacks B.L., Allmendinger R.W. et al. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate // Geol. Soc. Amer. Bull. 1983. Vol. 94. № 3. P. 341—361.
- Jolivet L., Huchon Ph., Rangin C. Tectonic setting of Western Pacific marginal basins // Tectonophysics. 1989. Vol. 160. № 1—4. P. 23—47.
- Moore E.M., Twiss R.J. Tectonics. — New York: Freeman and CE, 1995.
- Priest G.R. Volcanic and tectonic evolution of the Cascade volcanic arc, Central Oregon // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. № 12. P. 19583—19599.
- Royden L.H. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries // Tectonics. 1993. Vol. 12. № 2. P. 303—325.
- Thorkelson D.J. Ridge subduction: kinematics and implications for the nature of mantle upwelling: Discussion // Can. J. Earth. Sci. 1994. Vol. 31. P. 14—86.
- Whalen M.T. Barried basins: a model for eastern ocean basin carbonate platforms // Geology. 1995. Vol. 23. № 7. P. 625—628.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Kononov M.V. Absolute reconstructions of the Paleozoic oceans // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 74. № 1. P. 103—116.

Максютовский комплекс на Южном Урале — «пробный камень» уральской геодинамики

Г.Н.КУЗОВКОВ (АО «СУГРЭ» КПП по Свердловской области)

Урал — один из мировых эталонов складчатых поясов [7], и на его примере неоднократно разрабатывались и разрабатываются схемы тектонического и металлогенического развития систем, относимых к геосинклинальным. Согласно современным геодинамическим моделям [6, 7 и др.], увязанным с общими представлениями, регламентируемыми «новой глобальной тектоникой», Урал сформировался в результате полного геодинамического цикла, пройдя в своем развитии предрифтовый (рифей—венд), континентальный рифтовый (кембрий—ранний ордовик), океанический спрединговый (ранний—поздний ордовик), островодужный (поздний ордовик—поздний девон), коллизионный (поздний девон—пермь), постколлизионный (триас) и платформенный (юра—настоящее время) этапы этого цикла.

Несмотря на то, что в существующих моделях максимально учтены структурно-геологические особенности Урала, стратиграфическое положение и характер взаимоотношений слагающих его комплексов, особенности петрологии магматитов и накопленные к настоящему времени геофизические данные о глубинном строении региона, проблема формирования Уральского подвижного пояса остается дискуссионной [4, 12 и др.]. «Геотектоническое, геодинамическое строение Урала и, особенно, его металлогения трактуются различными учеными неоднозначно» [5, с. 68]. Согласно же работе [12], применительно к Уралу ни одна из существующих гипотез не может дать удовлетворительного объяснения всем фактам, а накопленный к настоящему времени объем данных не укладывается полностью в концепцию плиттектоники.

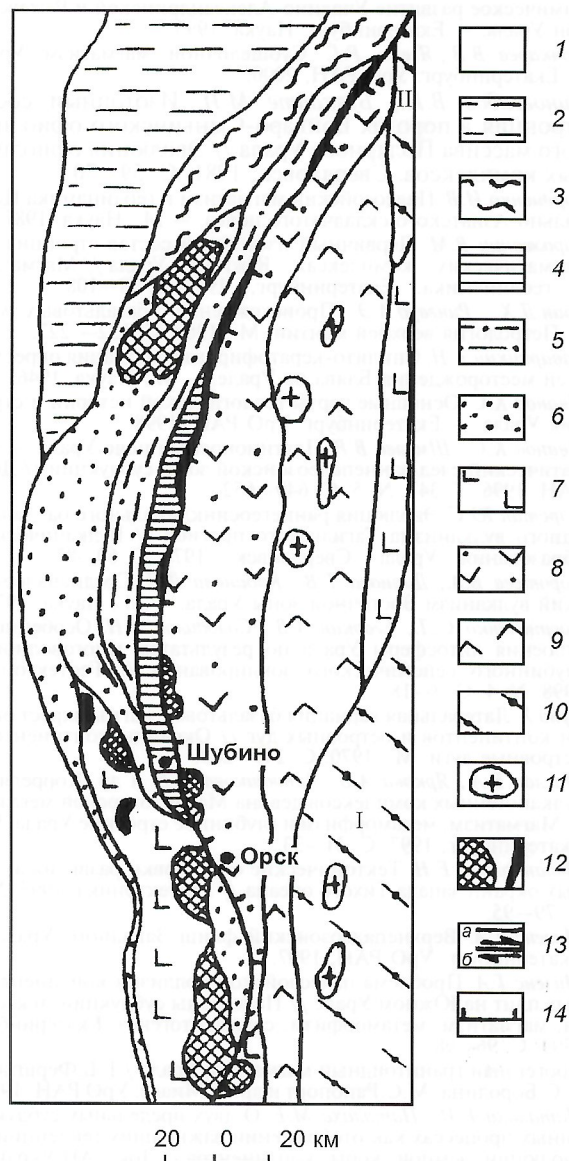
В.Б.Соколов считает, что «данные об отсутствии восточной границы Урала, сейсмические данные о погружении фундамента Восточно-Европейской платформы на восток под Урал, широкое развитие горообразовательных процессов западнее Урала при их практическом отсутствии в его «закрытой» части и тождественность серпентинитовых поясов на Урале и в Зауралье» [13, с. 171] свидетельствуют о предпочтительности не общепринятой [6, 7 и др.] «субдукционной», а предлагаемой им «обдукционной» модели Урала, согласно которой Урал — передовая часть Западно-Сибирской плиты, надвинутая (обдущированная) на Восточно-Европейскую платформу.

Однако как сторонники «субдукционной», так и сторонники «обдукционной» моделей до сих пор не придают должного значения минералогическим особенностям пород регионального эклогит-глаукофанланцевого пояса Урала, учитывая которые эти две «наиболее реальные» (по В.Б.Соколову) модели оказываются **несостоятельными**, а именно присутствию в хорошо известном максютовском эклогит-глаукофанланцевом комплексе Южного Урала (рисунок) **лонсдейлита** — гексагональной модификации углерода, выявленной и описанной в 1977 г. [2].

По данным упомянутых авторов, лонсдейлит в ассоциации с графитом и муассанитом обнаружен в рутилоносных гранат-омфациит-глаукофановых эклогитах нижней части максютовского комплекса у дер.Шубино. Он присутствует в породах в виде зерен, размером 0,1—0,5 мм, желтого, желтовато-серого, серого и черного цветов, уплощенной формы, иногда в псевдогексагональных табличках, с приближенными параметрами решетки: $a_0 = (2,51 \pm 0,02) 10^{-1} \text{ нм}$, $c_0 = (4,12 \pm 0,02) 10^{-1} \text{ нм}$. Согласно имеющимся данным [6, 11, 14, 15 и др.], в этих же породах обнаружена ассоциация коэсит-алмаз, а согласно работе [2], алмаз-графитовые сростки с лонсдейлитом около дер.Шубино ассоциируют с высокотемпературными политапами муассанита $\alpha\text{-SiC } 6\text{H}$

и $\alpha\text{-SiC } 15\text{R}$ — диагностическим признаком ударного метаморфизма.

Согласно работе [2], лонсдейлит образуется из графита при P более 13 ГПа и T более 1000°C. По оценкам работы [1], преобразование различных форм углерода в алмаз-лонсдейлитовые агрегаты происходит при ударных нагрузках 35—60 ГПа, и эти агрегаты сохраняются, если нагрев, вызванный ударным сжатием, не приводит к их скоротечной графитизации и дезинтеграции (P более 70 ГПа, T более 2000°C). Следует учесть, что лонсдейлит может давать переходы типа вюртцит—сфалерит в кубиче-



Геолого-структурная схема района максютовского комплекса на основе работы [15]:

1 — Восточно-Европейская платформа (P—J); байкалиды (AR—PR); 2 — передовой прогиб, 3 — складчатый пояс, 4 — максютовский комплекс, 5 — Суваньякский террейн, 6 — Сакмарская зона (O—C); островодужные комплексы: 7 — раннеостроводужные (O—S), 8 — зрелых дуг (D—C₁), 9 — вулканоплутонический пояс (O—C); 10 — Мугоджарский (I) и Ильменогорский (II) микроконтиненты (PZ₁); 11 — гранитоиды; 12 — офиолиты; 13 — тектонические границы и нарушения (a), сдвиги (б); 14 — Главный Уральский глубинный разлом

ский алмаз [10] и изофациален термически неустойчивому стишовиту, который в режиме высоких остаточных температур замещается коэситом [3]. Этим, вероятно, можно объяснить присутствие ассоциации коэсит—алмаз в эклогитах максютовского комплекса.

Присутствие лонсдейлита в ассоциации с коэситом и алмазом в эклогитах максютовского комплекса, указывая на несостоятельность неомобилистских геодинамических моделей Урала, в то же время согласуется с ударно-взрывной гипотезой происхождения Урала, выдвинутой в работе [8]. С позиций этой гипотезы объясняются пространственное положение эклогит-глаукофансланцевого пояса Урала в зоне относительно низких (остаточных) температур 300–350°C и достаточно высоких давлений $(7\div 16)10^2$ МПа и более, скоротечность протекания жадеит-глаукофанового метаморфизма и сохранность описанных минеральных ассоциаций на поверхности, на что указывалось ранее [8].

В рамках этой гипотезы нет необходимости в хитроумных механизмах реализации процесса метаморфизма, подобных предложенному в работе [6], манипуляциях скоростями погружения-выталкивания плит, механизмами «закупорки» и «перескакивания» зон субдукции, выделения многократных этапов деформации, выведения новообразованной ассоциации на «уровень средней коры» и т.п. Импактная модель полностью согласуется и с геофизическими данными о глубинном строении Урала [8, 9], в особенности с их «обдукционным» вариантом [13]. При этом можно согласиться с мнением В.Б.Соколова об отсутствии раскола какого-то единого фундамента, благодаря которому мог сформироваться Урал, но отвергнуть его же утверждение о том, что нет оснований говорить о существовании этого единого фундамента: коренное отличие строения Восточно-Европейской и Западно-Сибирской плит объясняется в рамках модели импактной модификацией коры последней.

Исходя из приведенных данных, максютовский комплекс можно рассматривать как «пробный камень» геодинамических моделей, а эклогит-глаукофансланцевый пояс Урала и аналогичные пояса других регионов — как диагностический признак гигантских импактных структур (гиаблем). Между прочим, в рамках предложенной импактной геодинамической модели Урала оказываются по своему праву как «мобилисты» (геодинамическая — импактная фаза), так и «фиксисты» (постимпактная эволюция структуры). Таким образом, наша ударно-взрывная гипотеза может быть «точкой примирения» тех и других.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы / В.Л.Масайтис (ред.), М.С.Мащак, А.И.Райхлин и др. — С.-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998.
2. Головина С.В., Хвостов В.Г., Макаров Е.С. Гексагональная модификация алмаза (лонсдейлит) в эклогитах метаморфических комплексов // Геохимия. 1977. № 5. С. 790—793.
3. Гуров Е.П., Гурова Е.П. Геологическое строение и вещественный состав пород импактных структур. — Киев: Наукова Думка, 1991.
4. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Автонеев С.В. Глубинные критерии размещения рудных месторождений Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейской территории России и Урала: Матер. региональной конференции. Екатеринбург, 2000. Кн. 2. С. 65—66.
5. Душин В.А. Актуальные проблемы металлогении Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейской территории России и Урала: Матер. региональной конференции. Екатеринбург, 2000. Кн. 2. С. 68—69.
6. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6—0,2 млрд лет) и строения Урала: Дисс. на соиск. доктора геол.-минер. наук в форме научн. доклада. Екатеринбург, 1998.
7. Коротеев В.А., Иванов К.С. Актуальные вопросы тектоники и истории формирования Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейской территории России и Урала: Матер. региональной конференции. Екатеринбург, 2000. Кн. 2. С. 97—98.
8. Кузовов Г.Н. Ударно-взрывная гипотеза происхождения Урала (Приложение механизма ударно-взрывного процесса к объяснению геологических явлений). — Екатеринбург, 1998.
9. Кузовов Г.Н. Импактная природа Уральской геодинамики // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейской территории России и Урала: Матер. региональной конференции, 2000. Кн. 2. С. 103—104.
10. Курдюмов А.В., Слесарев В.Н., Островская Н.Ф. и др. Особенности структуры и механизм образования лонсдейлита // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 6. С. 1382—1385.
11. Ленных В.И. Эклогит-глаукофансланцевая формация Южного Урала. — Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1977.
12. Рапопорт М.С., Морозов А.Ф. Роль региональных геолого-съемочных и геофизических работ в укреплении минерально-сырьевой базы и развитии производительных сил Урала // Геология и металлогения Урала: Сб. научн. тр. Екатеринбург, 1998. Кн. 1. С. 69—82.
13. Соколов В.Б. Характер взаимодействия Восточно-Европейской и Западно-Сибирской плит и место Урала в этом процессе // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейской территории России и Урала: Матер. региональной конференции. Екатеринбург, 2000. Кн. 2. С. 170—171.
14. Чесноков Б.В., Попов В.А. Увеличение объема зерен кварца в эклогитах // Докл. АН СССР. 1965. Т. 62. С. 909—910.
15. Lennykh V.I., Valizer P.M., Beane R. et al. Petrotectonic Evolution of the Maksyutov Complex, Southern Urals, Russia: Implications for Ultrahigh-Pressure Metamorphism // International Geology Review. 1995. Vol. 37. P. 584—600.

УДК 551.1/4

© Б.П.Агафонов, 2001

Литодинамическое направление в изучении Байкальского рифта

Б.П.АГАФОНОВ (Институт земной коры СО РАН)

В науках о Земле есть проблемы такого уровня сложности, что, несмотря на значительные усилия исследователей, они крайне медленно поддаются разрешению. Одна из таких проблем — литодинамический круговорот, под которым понимается движение вещества как по земной поверхности, так и погружение его в недра, а также его перемещения из недр к поверхности Земли [13]. Обзор литературы показал, что этим еще далеко не устоявшимся направлением заинтересовались многие геологи и географы, но развитие его явно сдерживается отсутствием ясных представлений о том, как перейти от общих идей о литодинамическом круговороте к непосредственному изучению его в природе, с чего начинать и в какой последовательности проводить такие исследования.

Работая в указанном направлении, нам удалось на начальном этапе охватить исследования преимущественно экзогенную составляющую регионального (Байкальского) литодинамического круговорота, называемую нисходящим литопотоком, включающим весь комплекс процессов переноса рыхлого материала. При разработке проблемы нисходящего литопотока значительное внимание уделяется раскрытию взаимосвязей экзогенных процессов, изменений подстилающей основы и рельефа, образующих сложную саморегулирующуюся систему с тонкими, подчас трудно уловимыми механизмами взаимодействия.

Актуальность литодинамических исследований определяется тем, что в охваченном изучением поверхностное литосферы сосредоточена почти вся эколого-социа-

льная деятельность человека. Особую важность работе придает обострившаяся проблема рационального использования и сохранения природных ресурсов оз. Байкал и Прибайкалья, решение которой в значительной степени осложняется угрозой всплеск активности экзогенных процессов при антропогенном вмешательстве в природную среду.

Перед началом изучения нисходящего литопотока необходимо было выработать новый общий методологический подход к организации стационарных литодинамических исследований. Традиционные стационарные наблюдения, проводившиеся обычно в нескольких отдельных пунктах, не позволяют решать проблему литодинамического потока. Нужно было найти иной подход: создание не нескольких стационаров, а густой сети опорных стационарных пунктов, притом такой сети, которой охватывались бы основные природные комплексы, и чтобы после получения на этих пунктах необходимых количественных данных о скоростях литодинамических процессов можно было рассчитать поток вещества, поступающий с различных по природным условиям участков. И такая сеть была создана (рис. 1); она послужила основой почти для всех наиболее интересных последующих литодинамических научных разработок. Поскольку литодинамические исследования проводились в сейсмически- и тектонически активном Байкальском регионе, то в обязательном порядке были поставлены измерения процессов в зонах молодых разломов и особенно в сейсморвах с возможной фиксацией их дальнейшего расширения и углубления.

Следующий важный вопрос, решение которого потребовалось для расчета литодинамического потока, — выделение поверхностей, однообразных по условиям сноса с них продуктов выветривания пород. Было признано целесообразным двухступенчатое расчленение территории. Вначале — на высотнo-литодинамические пояса: альпийский, гольцово-подгольцовый, горно-лесной, горно-степной, низинный лугово-болотно-лесной, которые резко различаются количеством и интенсивностью процессов. Каждый пояс затем разделялся на динамически однородные поверхности.

На основании стационарных наблюдений подсчитывалось количество вещества, сносимого каждым процессом с динамически однотипных участков. Затем определялось количество вещества, поступающего в каждую отдельную котловину оз. Байкал: северную, среднюю, южную, а также с их различных бортов: северо-западного и юго-восточного. Суммирование этих данных по всей впадине дало общее количество материала, сносимого в озеро.

Рассчитанные количественные данные по каждому процессу позволили перейти к оценке относительной и суммарной значимости их в литопотоке и в рельефо- и осадкообразовании. Соответственно были составлены ряды значимости процессов (рис. 2). При решении такой задачи наряду с собственными материалами обобщены имеющиеся сведения о стоке и аккумуляции растворенного вещества [4], данные о твердом стоке рек [2] и золотом сносе в оз. Байкал, равном 180 тыс. т/год [4]. Следует иметь в виду, что в нисходящий литопоток (см. рис. 2) по некоторым его составляющим включалась только та часть сносимого к озеру вещества, которая не откладывается в дельтах, мысах, барах, косах, а транспортируется на подводные склоны и далее на большие глубины. К таким составляющим литопотока, прежде всего, относится сток твердого вещества по крупным рекам. Так, значительная часть твердого стока р. Баргузин расходуется на формирование береговых валов перешейка п-ова Святой Нос; из продуктов выноса рек Верхняя Ангара и Кичера сформирован о. Ярки длиной более 15 км. Река Селенга образовала дельту, на наращивание которой затрачивается до 60% переносимого ре-

кой взвешенного вещества [11]. Поставляемый материал остальными процессами перерабатывается оз. Байкал почти полностью и вовлекается в нисходящий литопоток, направленный в недра, о чем свидетельствуют почти повсеместный размыв берегов и дефицит наносов на прибрежной отмели.

Местоположение процессов в рядах их значимости не нуждается в особых пояснениях, кроме разве только медленного смещения рыхлого покрова (крипа), которому многие исследователи [3, 15 и др.] отводят ведущее место в развитии склонов. Их представление, возможно, справедливо для низкогорий, но не для всех горных районов, в т.ч. и Байкальской рифтовой зоны. По полученным нами многолетним данным, этот процесс в денудации, сносе вещества и аккумуляции занимает предпоследнее место, имеет мизерное значение по сравнению почти со всеми предыдущими процессами (см. рис. 2).

Привлекает внимание довольно внушительное поступление золотого вещества в озеро — 180 тыс. т/год, превышающее объемы оползневого, обвально-осыпного, крипового подповерхностного и делювиального сносов вместе взятых. Интенсивность этого процесса в значительной степени связана с нарушением растительного покрова, а также с воздушными выбросами предприятий окрестных городов и Байкальского целлюлозно-бумажного комбината. Судя по опубликованным данным [7], рассчитанная нами аккумуляция золотых частиц в оз. Байкал (0,4 см/1000 лет) намного выше, чем в наиболее чистых районах Земли — на ледниках Гренландии (0,014 см/1000 лет), Антарктиды (0,001 см/1000 лет), в Арктике (0,002—0,009 см/1000 лет), но непомерно ниже, чем, например, на побережье Каспийского

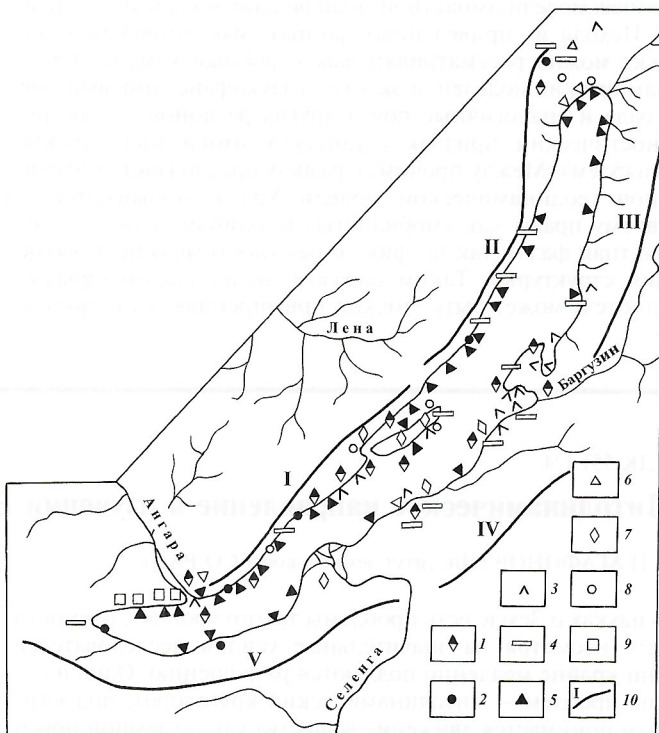


Рис. 1. Сеть пунктов стационарных наблюдений и измерений скорости процессов сноса рыхлого материала:

1 — выветривание; 2 — отседание блоков горных пород; 3 — крип; 4 — перемещение курумов; 5 — абразия берегов; 6 — рекуляция (отступление уступов); 7 — золотой снос; 8 — плоскостной смыв; 9 — сели и оползни; 10 — горные хребты: I — Приморский, II — Баргузинский, III — Байкальский, IV — Улан-Бургасы, V — Хамар-Дабан

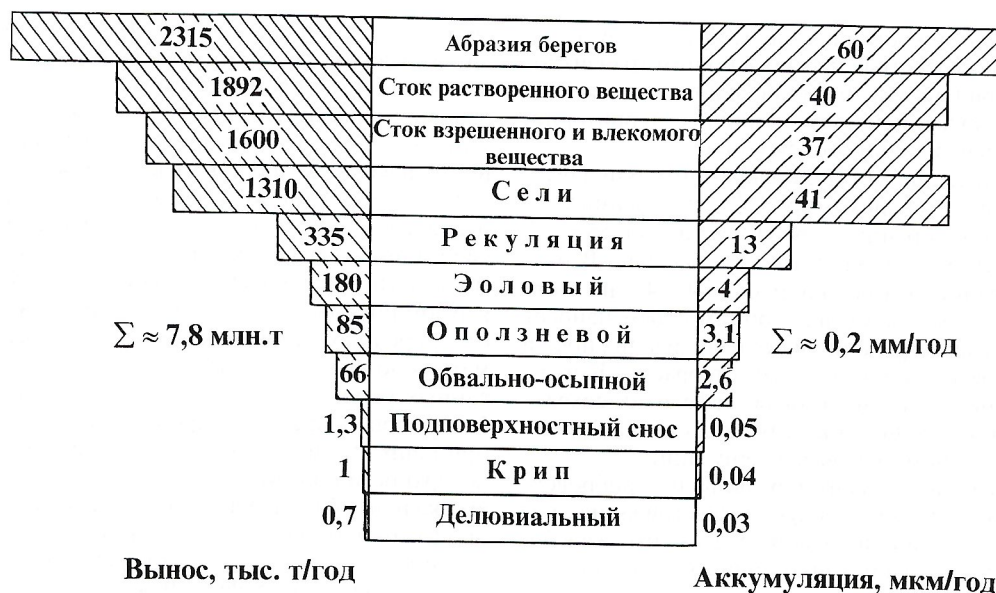


Рис. 2. Литопопоток в оз.Байкал:

слева — составляющие литопотока; справа — их значения в осадконакоплении на глубоководном днище озерной котловины

моря (65,9—86,2 см/1000 лет), в Пиренеях (1,8—2,3 см/1000 лет), Израиле (2—8,3 см/1000 лет).

В целом среднегодовой снос вещества к побережью оз.Байкал составляет более 15 млн.т [1]. Затрачивается на формирование дельт, мысов, кос и выносятся р.Ангара около 7,2 млн.т поступающего материала. В литодинамическом потоке, погружающемся вместе с коренным основанием в недра, остается не более 7,8 млн.т осадочного вещества (см. рис. 2). В них приходится (в %): на абразию берегов и прибрежного дна около 30; растворенное вещество 24,3; снос реками твердого вещества 20,5; сели 16,8; рекуляцию (разрушение свежесформированных уступов на склонах, возникающих вследствие подрезок бортов впадины абразией, сейсмостектоническими разрывами, человеком) 4,3; осаждение эоловой пыли 2,3; оползни 1; обвалы и осыпи 0,8; подповерхностный смыв 0,017; крип 0,013; плоскостную эрозию 0,01. Средняя интенсивность осадконакопления на дне оз.Байкал приблизительно составляет 0,2 мм/год (см. рис. 2). При расчетах скорости накопления осадков использовалась средняя объемная масса современных донных отложений (1,54 г/см³), изменяющаяся от 1,11 г/см³ в поверхностном слое глубоководных илов до 1,96 г/см³ в песчаных наносах [9]. Полученная нами скорость осадконакопления примерно в 5 раз превышает наиболее часто используемую величину аккумуляции (0,041 мм/год), выведенную [4] косвенно, исходя из баланса кремнекислоты в оз.Байкал.

Из-за резко неравномерного проявления процессов во времени и пространстве осадконакопление изменяется от года к году в значительных пределах. Так, во время бурных июльских ливней в 1971 г. в южной котловине оз.Байкал скорость осадконакопления в среднем по площади дна только от одних селей составила около 1,5 мм, а вместе с другими активизировавшимися в это время процессами могла достигать 2 мм. В годы без селевых и оползневых смещений рыхлых масс в озеро скорость осадконакопления может снижаться до 0,17 мм, т.е. приблизительно в 12 раз.

Резко колеблется от года к году скорость денудации склонов. Например, на склоне Байкальской впадины от порта Байкал до пос.Маритуй в 1971 г. скорость денудации селями и оползнями достигла 11,7 мм [1]. Однако сели и оползни возникают там только в годы исключите-

льно бурных многодневных ливней. В промежутке между этими годами вещество сносится в основном плоскостной эрозией и крипом. Суммарная денудация этими процессами, как показали измерения, не превышает 0,08 мм/год. Как видим, здесь разрыв между максимальными и минимальными значениями достигает 146 раз.

Одно направление литодинамических исследований — получение количественных данных, всесторонне освещающих литопоток. Другое, не менее важное — выявление закономерностей формирования осадков и развития рельефа в процессе переноса вещества по его поверхности. С этим направлением связано множество проблем фундаментального значения. Так, например, в современной геоморфологии отмечается противоречие между представлениями о высоких темпах экзогенных процессов и сохранностью древних элементов рельефа и отложений на склонах. Одним из первых на это обратил внимание Д.А.Тимофеев [12]. Он объяснил его геологическими катастрофами, сделав вывод, что «развитие рельефа управляется не эволюциями, а революциями». Нами на основе собственных стационарных наблюдений для объяснения такого противоречия введены понятия «прерывистая денудация» и «прерывистая аккумуляция». Суть первого из них заключается в том, что в определенных условиях на денудационных формах рельефа, прикрытых даже очень тонким, прерывистым рыхлым слоем, неминуемо возникают перерывы в денудационном срезании поверхности, выраженные на графиках на фоне суммарной денудации в виде ступеней, спадов ломаной линии [1]. По мере удаления точек наблюдений от бровки склона перерывы денудационного срезания учащаются из-за частой компенсации сноса накоплением транзитного вещества. Общее снижение поверхности в таком случае приближается к нулю.

Гидроклиматические факторы влияют на денудацию, но опосредованно, через транзитный поток наносов. Наблюдения показали, что если в одних пунктах при усилении воздействия гидроклиматических факторов денудация активизировалась, то в ряде других в это время произошло затухание процесса денудации и даже наращивание поверхности.

Из всего сказанного можно заключить, что при благоприятных условиях на склонах создается литодинамическая система, в которой интенсивное удаление продуктов

выветривания с одних мест приостанавливает разрушение соседних участков вследствие переноса по ним транзитного материала. Причем, чем большие площади охвачены интенсивным разрушением, тем обширнее территории, защищаемые от денудационного срезания.

Перерывы в денудации могут быть краткими или длительными. В наших экспериментах [1], проведенных на уступах обнажений коренных пород крутизной 55—62°, они продолжались от 2 до 11 и даже 20 месяцев. В ряде мест при шурфовании склонов крутизной 40—45° на п-ове Святой Нос и о.Ольхон нами под тонким слоем наносов обнаружены коры выветривания и остатки древних почв и озерно-галечниковых отложений палеотеррас оз.Байкал. Они не выражены в современном рельефе и их сохранность на круто обрывающихся к оз.Байкал склонах свидетельствует о длительном перерыве в денудации.

Если с прилегающих элементов рельефа на прибрежную часть склона поступают продукты выветривания, а из окружающей воздушной или водной среды к тому же в больших количествах оседают тонкозернистые частицы, то на таких склонах может происходить противоположный процесс — прерывистая аккумуляция. В условиях Байкальской рифтовой зоны прерывистая аккумуляция в весьма яркой форме выражена на склонах котловины оз.Байкал, где под тонким слоем илистых наносов вскрыты толщи плотных глин. Расшифровка глинистой толщи почти всеми известными методами привела многих исследователей [5, 8 и др.] к выводу об их «добайкальском» происхождении в условиях мелководных озер и болот. Понятие о прерывистой аккумуляции позволяет предполагать, что глины могли сформироваться и непосредственно в оз.Байкал в результате создания динамического равновесия между приходом и расходом вещества в верхнем, постоянно обновляющемся слое и уплотнения нижнего недвижимого горизонта.

Закономерности прерывистой денудации и прерывистой аккумуляции легли в основу дальнейших теоретических изысканий и построений. Так, с выявлением подобных закономерностей открылись возможности более глубокого анализа развития склонов — одной из важнейших проблем геоморфологии. При построении теории эволюции склонов обычно исходят из положения, что они представляют собой элементарные поверхности простой формы — плоские, выпуклые, выпукло-вогнутые, и на основе этого создаются модели их отступления или выполаживания. Например, модели Л.Кинга [6], С.С.Воскресенского [3], А.В.Позднякова [10] и др. Однако склоны в большинстве случаев чрезвычайно сложные морфолитодинамические системы с участками длительных перерывов в денудации или аккумуляции.

Развитие склонов еще более усложняется тем, что понижения, рвы, тектонические ступени, направленные вкост падения поверхности, а также подножия вогнутых склонов обычно являются упором, препятствующим движению нижних толщ отложений. Все это приводит к формированию в определенных условиях практически недвижимого «мертвого» горизонта в нижней части рыхлого покрова склонов. В отличие от верхнего слоя данный горизонт не подвержен заметному смещению, что подтверждается непосредственными измерениями в Прибайкалье, а также разрезами отложений, в которых нижние слои разрыхлены до состояния коры выветривания, но сохранили слабо заметную структуру коренных пород.

С учетом изложенных представлений о регулирующем денудацию недвижимом горизонте, рассредоточении и концентрации вещества, прерывистой денудации и аккумуляции склоны и предстают как чрезвычайно сложные морфолитодинамические системы, расшифровка развития которых представляет собой нелегкую, но важную задачу.

Подход к изучению склонов как к сложным морфолитодинамическим системам может стать основой для правильного понимания механизмов пене- и педепленизации, решения ряда других проблем эволюции склонов и связанных с ними закономерностей формирования и сохранения россыпных полезных ископаемых.

В связи с этой же проблемой заслуживает внимание распространенный, но еще слабо изученный процесс активизации разрушения склонов после их подрезки. По многолетним наблюдениям скорость отступления уступов в рыхлом покрове склонов крутизной 30—45° в зависимости от природных условий колебалась от нескольких сантиметров до 466 см/год. Процесс разрушения свежесформированных уступов интенсивен и в коренных породах, особенно при подрезке раздробленных сбросами склонов и при направлении преобладающих трещин параллельно их поверхности, образуются мощные обвалы, оползни, оседают скальные блоки. Участки с такими условиями развития процессов находятся в состоянии длительной, спровоцированной подрезкой катастрофической активизации — «растанутой катастрофы». Важнейшей особенностью подобной активизации является то, что ее отрицательное влияние на хозяйственную деятельность может сказаться не обязательно сразу после подрезки, а по прошествии некоторого времени, на глазах уже следующих поколений.

В завершении обзора хочу акцентировать внимание на главных результатах исследований. Прежде всего, впервые на конкретном объекте, на основе режимных наблюдений дана количественная оценка экзогенной ветви нисходящего литодинамического потока, показаны ее структура и закономерности формирования. Оценены темпы сноса вещества и наращивания осадочных толщ каждым процессом и их совокупностью (см. рис.2). Создана густая сеть стационарных пунктов наблюдений, которая в дальнейшем может быть использована при выполнении программы экологического мониторинга и решении проблем круговорота вещества и литогенеза в котловине оз.Байкал.

На основе полученных результатов наметились новые аспекты и представления о механизме денудации и аккумуляции, развитии склонов и склоновых отложений. Специальными полевыми экспериментами установлено, что рельеф обладает своеобразной защитной реакцией на денудационные воздействия, названной «прерывистой денудацией», изучение которой вскрывает тонкую структуру геоморфологической деятельности экзогенных процессов, способствует правильному пониманию развития рельефа и сохранению в нем реликтовых элементов. Перерывы в снижении поверхностей вызываются не только мощным движущимся слоем, но и едва заметными, не образующими сплошного потока, перестилаемыми порциями вещества. Не меньшее значение для понимания развития рельефа имеет изучение подобных перерывов у противоположного процесса — аккумуляции, которые могут возникать даже при постоянном поступлении осадочного материала в условиях одновременного почти полного выноса его. Знание закономерностей прерывистой аккумуляции необходимо для разработки теории формирования рыхлых отложений.

Разработку литодинамического направления в изучении Байкальского рифта уже второй раз поддерживает Российский фонд фундаментальных исследований (гранты 94-05-16037а, 98-05-64287). Перспективные задачи, намеченные на ближайшее будущее, — выявление не только экзогенной, но и эндогенной составляющей нисходящего литопотока, их соотношений в разные периоды. Предполагается раскрыть структуру нисходящего литопотока, количественно оценить его элементы и показать тенденцию развития по соотношению объемов приносимых в котловину оз.Байкал и уходящих на глубину масс горных пород.

Планируется также рассчитать и оценить интенсивность разрастания рифта за счет разрушения его бортов в процессе сноса вещества нисходящим литопотоком. Необходимо обобщить информацию о проваливании блоков, отраженном в строении коренного ложа и осадочного чехла рифтовых впадин, всех имеющихся фактах о резких провалах блоков на днищах впадин во время катастрофических землетрясений, темпах накопления осадков. Требуется создание, а там, где они уже имеются, дооборудование полигонов стационарных измерений скорости процессов, анализ космо- и аэрофотоматериалов. Особенно тщательные наблюдения желательны организовать на участках неустойчивого залегания пород и развития наиболее мощных процессов (в зонах активных разломов и раздробленности склонов сбросами).

В процессе систематических наблюдений на литодинамических полигонах особенно ценно снятие показателей скорости процессов непосредственно перед землетрясениями и сразу после них, позволяющее вычленив виброгенную, почти не затронутую исследованиями, составляющую в формировании литопотока. В результате такого рода режимных наблюдений откроются перспективы выявления роли в деструкции рельефа не только сильных, но и умеренных (5–6 баллов) землетрясений, не принимавшихся ранее во внимание при количественных оценках денудации и нисходящего литопотока. Однако, поскольку проведение аналогичных многолетних режимных измерений — задача не из легких и нигде пока еще не осуществлена, то и до реализации этой идеи много полезной информации можно добыть при визуальных наблюдениях сразу после умеренных землетрясений на раздробленных активными разломами склонах — наиболее чутких элементах рельефа к сейсмоздействиям. Незамедлительные наблюдения сразу же после умеренных землетрясений необходимы потому, что не успели стертись свежие признаки, прямо свидетельствующие о приуроченности срывов грунтов к только что произошедшему землетрясению. Такими признаками являются: 1) сбитые или пораненные обвалами и сейсмогенными грунтовыми лавинами деревья и кустарники или ветви со свежей, еще не засохшей листвой; 2) свежееобразованные порошкообразные продукты разрушения горных пород на местах приземлений и соударений обрушившихся глыб; 3) наличие под сорвавшимися глыбами свежепримятой травы или ветвей кустарников. Для еще большей уверенности в диагностике причины и времени смещения грунтовых масс желательно применять своеобразный методический прием «подкарауливания» момента сейсмоздействия на горные склоны. Для этого необходимо проводить специальные подробные систематические обследования выбранных для наблюдений полигонов — бассейнов рек, участков бортов впадин и т.д. При обследованиях выявляются участки, где следует ожидать сейсмогенные подвижки горных пород, а также фиксируются следы произошедших срывов грунтов, что позволяет сразу же отделить их от вновь возникших при землетрясении смещений скальных и рыхлых масс.

Первые результаты подобного рода исследований недавно удалось получить в бассейне р.Кынгарга в Тункинской впадине. Обследование бассейна проведено сразу после Тункинского землетрясения, случившегося 30 июня 1995 г. в 8 ч 02 мин местного времени. Выявлено, что наиболее интенсивно на сейсмоздействие, достигавшее в районе долины р.Кынгарга не более 6 баллов, отреагировали тектонически раздробленные склоны в зонах активных разломов; обвалились преимущественно повышено трещиноватые участки скальных обрывов, часто подсеченных в основаниях наклонными в сторону долины трещинами. Составлена карта районирования бассейна р.Кынгарга по интенсивности сноса обломочного матери-

ала, вызванного этим землетрясением. Заслуживает внимания эмпирически выявленная закономерность резко асимметричного распределения сейсмогенных обвалов в долине р.Кынгарга. На землетрясение интенсивнее среагировали восточные и юго-восточные борта долины, с которых в сумме было снесено более 1900 м³, а с противоположных бортов всего 65 м³ грунта. Асимметрию эту можно вполне объяснить нахождением источника сейсмической энергии и, соответственно, подходом сейсмических волн к исследованной долине с юго-восточной стороны. В результате непосредственному сейсмическому удару подверглась вся поверхность восточных и юго-восточных склонов долины, а противоположные склоны оказались в некоторой степени изолированными от прямого воздействия сейсмических волн глубокими эрозионными врезами.

В имеющихся многочисленных отечественных и зарубежных работах формирование рифтовых все углубляющихся депрессий еще не анализировалось с позиции литодинамического круговорота, поскольку сама идея об этом виде круговорота высказана сравнительно недавно [14] и только начинает осмысливаться исследователями, не вошла в учебники по динамической геологии, не создано еще и общей схемы круговорота (например, схема аналогичная схеме круговорота воды в природе).

Намеченные разработки, безусловно, не раскрывают всех возможных аспектов и следствий регионального литодинамического анализа. В значительной степени они отражают личный опыт автора по воплощению общих георетических положений Н.А.Флоренсова [13] о литодинамическом потоке в непосредственном приложении к конкретному объекту, освещают один из наиболее реальных путей подхода к изучению этой крупной и сложной проблемы, основополагающей в геоморфологии и «одной из главнейших проблем наук о Земле» [13, с. 19].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонов Б.П. Экзолитодинамика Байкальской рифтовой зоны. — Новосибирск: Наука, 1990.
2. Власова Л.К. Речные наносы бассейна озера Байкал. — Новосибирск: Наука, 1983.
3. Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971.
4. Вотинцев К.К., Глазунов И.В., Толмачева А.П. Гидрохимия рек бассейна озера Байкал. — М.: Наука, 1965.
5. Голдырев Г.С., Белова В.А., Выхристюк Л.А., Лазо Ф.И. Новые данные о составе и возрасте верхней части осадочной толщи котловины Байкала // Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975. С. 43–44.
6. Кинг Л. Морфология Земли. — М.: Прогресс, 1967.
7. Кукал З. Скорость геологических процессов. — М.: Мир, 1987.
8. Мац В.Д., Галкин В.И., Мизандронцев И.Б. Песчаная свита и возраст Байкальской впадины // Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975. С. 45–46.
9. Мизандронцев И.Б., Шимараева М.К. Донные отложения Байкала как естественная пористая среда // Геологические и гидрологические исследования озер Средней Сибири: Листви́нское на Байкале. Л., 1973. С. 3–14.
10. Поздняков А.В. Развитие склонов и некоторые закономерности формирования рельефа. — М.: Наука, 1975.
11. Потемкина Т.Г., Филалов В.А. Распределение наносов в водотоках дельты реки Селенги, их вынос и распространение в озере Байкал // География и природные ресурсы. 1978. № 2. С. 70–74.
12. Тимофеев Д.А. Неравномерность рельефообразования во времени и пространстве // Проблемы регионального геоморфологического анализа Л., 1974. Вып. 100. С. 16–19.
13. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. — М.: Наука, 1978.
14. Ходжер Т.В., Потемкин В.Л. О процессе самоочищения атмосферы на Байкале // Всесоюзный симпозиум по фотохимическим процессам земной атмосферы: Тез. докл. Черногловка, 1986. С. 69–70.
15. Kirkby M. I. Measurement and theory of soil creep // Jour. Geology. 1967. Vol. 75. № 4. P. 59–78.

О трех НЕ — нелинейность, необратимость, неравновесность — геологических процессов

Б.А.БЛЮМАН (ВСЕГЕИ)

Примета нашего геологического времени — сосуществование различных геодинамических концепций: геосинклинально-платформенной тектоники плит и новой глобальной тектоники, геоблоковой делимости, расслоенности литосферы. Несмотря на заметные различия в истолковании существа геологических событий разными геологическими концепциями, всем им в той или иной мере присущ определенный детерминизм. Весьма показательно, что сравнительно недавно (50—60-е годы) в нашей стране разрабатывалась и в конечном счете была доведена до «совершенства» концепция стадийности развития подвижных систем — последовательного, жестко определенного чередования стадий развития. Однако, как было показано в те же годы А.Д.Щегловым, не всегда и не везде процессы геологического развития укладывались в «прокрустово ложе» стадийности развития и в геологическую практику выведены понятия тектономагматической активизации (А.Д.Щеглов), ревивации (М.С.Нагибина), структур ди-ва (Чень Гоа, В.Л.Масайтис, Ю.Г.Старицкий). Впоследствии А.Д.Щегловым в геологический «оборот» было введено понятие «нелинейность» — нелинейность металлогении [7] и совсем недавно нелинейная геология [8]. Появились понятия нелинейная геофизика (О.Л.Кузнецов, 1981), нелинейная геодинамика [3, 5] и, наконец, нелинейная петрология [1]. Появление столь широкого спектра нелинейных геологических наук вызвано необходимостью подчеркнуть неоправданно большое значение, придаваемое линейности — детерминированности геологических процессов, все более отчетливо понимаемый их совокупный, кооперативный характер. Именно эта особенность геологических процессов определяет их нелинейность — нарушение в геологических, так же как и в других физических системах принципа суперпозиции, когда результат каждого воздействия в присутствии другого оказывается не таким, каким бы он был, если бы другое воздействие отсутствовало.

При характеристике нелинейных металлогенических (А.Д.Щеглов) и геодинамических (Ю.М.Пушаровский) процессов, прежде всего, подчеркиваются такие их признаки, как разномасштабность, разноуровненность, хаотичность, неупорядоченность, случайность и, как следствие этого, большие отклонения от детерминированности, линейности. Подчеркивается, что «последующие явления не всегда вытекают из предыдущих, так как существуют многочисленные ансамбли процессов, действующих одновременно и суммарно» [8, с. 7]. Отмечено также, что «объективное назначение нелинейной геодинамики состоит в том, чтобы открыть пути для изучения тектонических, магматических и иных явлений и процессов, не вписывающихся в предначертанные для них в нашем сознании канонизированные схемы» [3, с. 74].

А.Д.Щеглов [8] определяет в целом понятие «нелинейная геология» как направление, которое исследует множественный, многофакторный и разнотипный характер развития геологических процессов, обусловленный их параллельным, одновременным проявлением в связи с эволюцией различных геосфер. В целом же базовый признак нелинейности, по А.Д.Щеглову и Ю.М.Пушаровскому, — ее обусловленность совокупным взаимодействием разнотипных геологических процессов неупорядоченным, разно-

уровненным, хаотичным и в силу этого недетерминированным характером этого взаимодействия.

С учетом всего сказанного необходимо попытаться дать ответ на следующий вопрос: является ли признак нелинейности развития геологических систем преимущественно их определяющим и, соответственно, наиболее значимым? Прежде всего, нелинейность развития физических систем — следствие нарушения принципа суперпозиции, и в этом отношении практически все многофакторные, многокомпонентные природные системы нелинейны. Но нелинейность таких систем равнозначно сочетается с рядом других их признаков, таких как необратимость и неравновесность, присущих так же как и нелинейность в равной мере системам неоднородным, гетерогенным, значительные амплитуды «колебаний» которых обуславливают наряду с нелинейностью их необратимость и неравновесность.

Неравновесность — состояние термодинамической (физической) системы — характеризуется неоднородностью распределения ее микроскопических параметров. Неравновесность системы приводит и к необратимым в ней процессам, которые стремятся вернуть систему в состояние термодинамического (статистического) равновесия, если нет препятствующих этому факторов отвода или подвода к системе энергии или вещества. Рассматривая проблему равновесия в естественных системах (структурах), И.Пригожин и И.Стенгерс отмечали, что ответ о возможности равновесия в природных структурах может быть только отрицательным, подчеркивая, что «на глобальном уровне равновесные системы инертны их можно изолировать и поддерживать бесконечно долго без дальнейшего взаимодействия с окружающей средой, но естественные системы не только открыты, но и существуют оттого, что взаимодействуют с окружающей средой» [4, с. 181].

Применительно к геологическим процессам — пространственно-временным физическим системам — наряду с их нелинейностью и неравновесностью чрезвычайно важное значение приобретает и их необратимость. Необратимые процессы — процессы, которые могут самопроизвольно протекать только в одном направлении — в сторону равномерного распределения вещества, теплоты и т.д. и характеризуются положительным производством энтропии. Примечательно в этом отношении высказывание И.Пригожина и И.Стенгерс о том, что классической термодинамике — науке о вечных обратимых траекториях противоречит нелинейная термодинамика — термодинамика необратимых процессов, процессов их эволюции. В этом отношении все геологические системы по своей сущности располагаются в нелинейной области, а их необратимость — неперемное свойство, присущее всем без исключения открытым неравновесным системам. В связи с этим необходимо напомнить, что Н.С.Шатский считал, что «Одним из важнейших достижений советской геологии является установление необратимого качественного развития всех геологических процессов, происходящих на земной поверхности и в земной коре. Необратимость развития процессов осадкообразования хорошо выяснена. Однако накоплено достаточное количество фактов, позволяющих утверждать, что в истории развития Земли также необратимо изменяется характер тектонических процес-

сов, рельефообразования, характер выветривания и денудации, характер магматизма и связанного с ним рудообразования и т. д.» и здесь же далее «История Земли — не только в трансгрессиях и регрессиях, образовании гор и их разрушении, но и в качественном изменении процессов, управляющих всеми этими явлениями» [6, с. 54—55]. Подтверждением правомерности приведенных положений Н.С.Шатского служит и то, что в последние десятилетия появились новые, уже упоминавшиеся направления изучения и анализа геологических (Ю.М.Пушаровский), металлогенических (А.Д.Щеглов) и геофизических (О.Л.Кузнецов) процессов, подчеркивающих их нелинейность и отчетливую направленность развития по «стреле времени» (И.Пригожин, И.Стенгерс).

Устанавливается, таким образом, взаимосвязь и взаимообусловленность таких характеристик геологических систем (процессов), как неравновесность, нелинейность и необратимость, а анализ особенностей развития подобного рода систем предпочтительно проводить с использованием аппарата неравновесной, нелинейной термодинамики и синергетики [2, 4].

Представления о нелинейности геологических процессов — естественная реакция на необходимость осмысления фактического материала, чем более разнообразного, тем более не укладывающегося в детерминистские, использующие принцип линейности, геодинамические и металлогенические построения. Особо следует остановиться на необратимости геологических процессов, хотя и сегодня в рамках различных геодинамических и металлогенических построений практически линейно экстраполируется вглубь геологических времен основные характеристики геологических процессов, присущих недавнему (с геологической точки зрения) прошлому.

Непродуктивным оказалось и структурирование геологических дисциплин, их дробление, разобщение, при котором каждая из этих дисциплин развивалась и развивает-

ся концептуально независимо, «в рамках сценария как можно ближе к теоретическому описанию. Исследуемое явление должно быть предварительно препарировано и изолировано с тем, чтобы оно могло служить приближением к некоторой ситуации, возможно физически недостаточной, но согласуемой с принятой концептуальной схемой» [4, с. 187]. Таким образом, структурирование, концептуализм и детерминизм оказываются взаимосвязанными и накладывают неизгладимый отпечаток на естественно научные воззрения и, как следствие, их непримиримость и значительные, неоправданные затраты времени и сил на выяснение межконцептуальных отношений.

В связи со сказанным выше определенные перспективы в геологии, на наш взгляд, открываются в связи с необходимостью освоения не всегда достаточно оцененной совокупной сущности геологических процессов — их нелинейности, необратимости и неравновесности, полагая их триединое «не» подобным трем «не» В.В.Набокова — несбыточности, невозвратимости и невозможности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кашинцев Г.А., Пушаровский Ю.М.* Гетерогенность мантии под океанами и нелинейность магматических процессов // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. С.-Пб., 1995. С. 6—39.
2. *Летников Ф.А.* Синергетика геологических процессов. — Новосибирск: Наука, 1992.
3. *Нелинейная геодинамика* / Под ред. Ю.М.Пушаровского. — М.: Наука, 1994.
4. *Пригожин И., Стенгерс И.* Порядок из хаоса. — М.: Прогресс, 1986.
5. *Пушаровский Ю.М.* Нелинейная геодинамика // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3—6.
6. *Шатский Н.С.* Избранные труды. Т. 4. М., 1965. С. 54—55.
7. *Щеглов А.Д.* Нелинейная металлогения // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 6. С. 1471—1474.
8. *Щеглов А.Д.* О некоторых вопросах нелинейной геологии // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 5—16.

УДК 551.242.4+551.590.25+553.041(—925.21)

© Б.С.Зейлик, 2001

Астролема Семейтау и ее рудоконтролирующая роль

Б.С.ЗЕЙЛИК (ИГН им. К.И.Сатпаева)

В Восточном Казахстане, в Семипалатинском Прииртышье, с конца XIX в. внимание геологов привлекали своеобразные горные породы, обнаженные в горах Семейтау, в пределах кольцевой структуры с поперечником 75 км. Изучением геологии этого региона занимались: в конце XIX—начале XX вв. А.А.Краснопольский, А.К.Мейстер, Н.К.Высоцкий; в 20—30 годах Н.Н.Горностаев; в конце 30-х годов В.В.Кочуров и В.Л.Сулоева; в конце 40-х годов В.Ф.Беспалов и В.К.Монич, в 50-х годах Н.А.Севрюгин, А.П.Никольский; в 60-х годах А.Н.Истомин и др.; в 80-х годах П.Е.Ермолов, А.Г.Владимиров, А.Э.Изох и др.; в 90-х годах А.А.Малыгин, Г.П.Нахтигаль, И.В.Бегаев и др. Во всех этих исследованиях геологические образования района рассматривались как Семейтауский вулканогенный комплекс [7], базит-гранитоидная, вулканоплутоническая серия, Т₁[14], вулканоплутоническая структура [10].

Однако некоторые особенности этого района явно аномальны в сравнении с магматическими проявлениями, обычными для обширной территории Казахстана. Прежде всего, привлекают внимание наиболее распространенные здесь лавоподобные горные породы кислого состава, традиционно определяемые как игнимбритовые липариты,

липариты и витрофиры [14] (рис. 1). Парадоксален возраст этих пород. Они датируются ранним и средним триасом. На десятки и сотни километров вокруг подобные по возрасту образования не установил, и выглядят они своеобразным «островом», наложенным на осадочные ранне- и среднекаменноугольные угленосные толщи. На относительную молодость образований комплекса обратил внимание один из первых исследователей района Н.Н.Горностаев. Он считал, что породы Семейтауского комплекса лежат на пенепленизированной поверхности собранных в складки пород верхнего палеозоя [7].

Среди лавоподобных пород присутствуют упомянутые выше витрофиры — нераскристаллизованное черное расслоенное стекло. Для Казахстана, где вулканизм завершился в палеозое, это неординарное явление. Подобные породы ранее были установлены в метеоритном кратере Жаманшин [16]. В его пределах были также обнаружены силикатные стекла, вначале интерпретировавшиеся как вулканические, но затем уверенно идентифицированные как импактиты и тектиты. Указанные особенности рассматриваемого комплекса пород позволили предположить его космогенную природу.

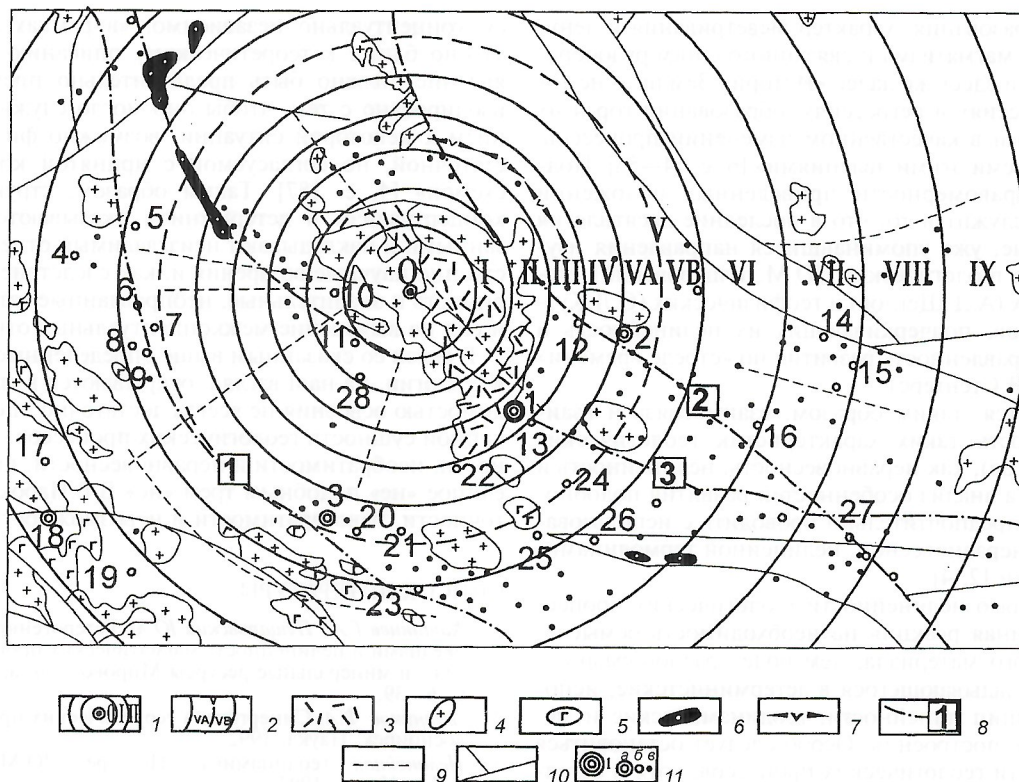


Рис. 1. Схема строения Семейтауской кольцевой структуры:

1 — геометрический центр структуры (0) и контуры концентрических нечетных зон растяжения—разуплотнения (I, III, V, VII, IX) и четных зон сжатия (II, IV, VI, VIII); 2 — концентрическая зона растяжения V с подзонами VA и VB; 3 — лавоподобные горные породы (традиционно определяемые как преимущественно игнимбритовые липариты, липариты и витрофиты) мезозойского возраста, в действительности представляющие собой массивные импактиты, развитые внутри кратера космогенной структуры; наиболее удаленный от геометрического центра структуры контур распространения этих пород соприкасается с внутренним ограничением зоны сжатия IV, которая в общих чертах соответствует положению уничтоженного эрозией кольцевого цокольного вала астроблемы; 4 — гранитоиды, в т.ч. выявляемые по геофизическим данным на глубине 3—5 км; гранитоиды, развитые внутри космогенного кратера, представляют собой раскристаллизованные импактиты либо проявление триггерного магматизма [8]; 5 — габброиды; 6 — протрузии ультрабазитов; 7 — кольцевой пояс даек основного состава; 8 — разломы, контролирующие линейные рудные зоны (цифры в квадратиках: 1 — Жананский, 2 — Мукурский, 3 — Знаменский); 9 — радиальные и дугообразные разломы, связанные с образованием кольцевой структуры; 10 — разломы второго и третьего порядков; 11 — месторождения и рудопроявления золота и их номера (a — крупные и средние месторождения, б — мелкие месторождения и рудопроявления, в — точки минерализации); золоторудные объекты: 1 — крупное месторождение Суздальское, 2 — среднее месторождение Джерек, 3 — среднее месторождение Жанан, 18 — среднее месторождение Коскудук; мелкие месторождения, рудопроявления: 4 — Балапан, 5 — Болдыколь, 6 — Мышьяковское, 7 — Сурьяное, 8 — Кемпир, 9 — Восточное, 10 — Мираж, 11 — Сарымбет (Au), 12 — Восточный Семейтау, 13 — Майчеку, 14 — Скак, 15 — Кедей, 16 — Верхнемукурское, 17 — Каражирлык, 19 — Жусалы, 20 — Алимбет, 21 — Жанатай, 22 — Акчоко, 23 — Южный Жанан, 24 — Майбулак, 25 — Аркалык, 26 — Молакудук, 27 — Жетык, 28 — Сарымбет (Sb)

Некоторые черты петрохимии лавоподобных пород, определяемых как липариты, игнимбриты и витрофиты, подтверждают их импактную природу: в них часто устанавливается отношение оксидов железа, не характерное для кислых и средних эффузивов [4], но обычное для стекол метеоритных кратеров Нордлинген Рис [17] и Попигайский [11]. Вкрапленники в этих породах представлены опалевшими или фрагментами кристаллов кварца и полевого шпата, что указывает на высокую температуру их образования (температура плавления кварца около 1700°C).

В основании комплекса кислых лавоподобных пород установлены образования, определяемые как субщелочные гиаобазальты, трахиты, кварцевые трахиты и латиты [14]. В «гиаобазальтах» наблюдаются мелкие ксенолиты (до 0,5 см), представленные плагиоклазсодержащими верлитами. Эти ксенолиты интенсивно дезинтегрируются расплавом, при этом наблюдаются все стадии дезинтеграции: от хорошо обособленных обломков до отдельных сильно катаклазированных и корродированных ксенокристаллов [14]. Гиаобазальты сложены переменным количеством нераскристаллизованного стекла, в котором расположены микролиты плагиоклаза, клинопироксена и оливина.

Породы, определяемые как трахиты и кварцевые трахиты, различаются только по содержанию вкрапленников кварца, содержание которых в трахитах не превышает 3%, а в кварцевых трахитах достигает 10%. По другим признакам эти породы неразличимы между собой, а их тесная геологическая сопряженность не позволяет выделять их в виде самостоятельных тел. В этих породах отмечены корродированные кристаллы решетчатого микроклина.

Породы, рассматриваемые как гранитоиды в контурах структуры, представлены монцонитами и монцонит-порфирами, кварцевыми сиенитами и граносиенитами, субвулканическими гранит-порфирами и кварц-полевошпатовыми порфирами, лейкократовыми порфировидными гранитами. Эти образования могут рассматриваться как проявления триггерного магматизма либо как раскристаллизованные импактиты. Нечто подобное имело место при изучении широко известной структуры Садбери, где «интрузивный комплекс Садбери», представляющий собой мощный пласт хорошо раскристаллизованного импактного расплава, рассматривался как магматический. Это главное образование нориты и кварцевые нориты, переходящие в гранофиты, слагающие верхнюю часть пластового тела мощностью около 2,5 км [12]. Состав монцонитов очень неустойчив, что в значительной мере связано с перемен-

ным количеством ксеногенного материала, т.к. породы насыщены мелкими ксенолитами и ксенокристаллами.

В тяжелой фракции протолок кварцевых сиенитов и граносиенитов повсеместно диагностирован парагенезис ксеногенных минералов. Он представлен маложелезистым оливином, субкальциевым авгитом и ортопироксеном. В гранит-порфирах и кварц-полевошпатовых порфирах широко распространен ксеногенный парагенезис минералов, представленный клинопироксеном, оливином, маложелезистым ортопироксеном и, возможно, амфиболом. В лейкократовых порфировидных гранитах в результате исследования тяжелой фракции протолок установлены ксеногенные гиалосидерит и клинопироксен.

Следует особенно отметить, что в качестве аксессуарных минералов в кварцевых сиенитах и граносиенитах, а также субвулканических гранит-порфирах и кварц-полевошпатовых порфирах, для которых исследовалась тяжелая фракция протолок [14], выявлены шарики самородного железа, представляющие собой метеоритное вещество, впрыснутое при космогенном взрыве в глубоко проникающие трещины пород мишени [5] и впоследствии захваченное «гранитоидной» магмой или импактным расплавом.

Ксеногенный материал, постоянно присутствующий во всех породах Семейтауского комплекса и рассмотренный в работе [14] как глубинные включения, предположительно определяется как распыленные остатки вещества космического тела-ударника, имевшего, скорее всего, состав обыкновенного хондрита. Обращает на себя внимание необычно высокая для вулканогенных и интрузивных пород, но характерная для импактитов температура образования пород Семейтауского комплекса. Так, температуры гомогенизации расплавных включений в трахитах 1030—1090°C, в кислых породах 1050—1170°C, в монцонитах 1380—1400°C [14].

Уникален для территории Казахстана тот факт, что породы Семейтауского комплекса представляют собой полный эквивалент позднепротерозойской рапакиви-гранитоидной формации, для которой свойственны: высокая калиевая щелочность и железистость пород и минералов, овоидная структура в монцонитах и граносиенитах, сопряженность интрузивных пород с вулканическими [14]. Особый интерес представляет овоидная структура пород, которая предположительно может быть связана с конденсацией тяжелых силикатных паров во взрывном облаке, порожденном импактным событием.

Следствием конденсации силикатных паров взрывного облака может быть возникновение своеобразного силикатного «града» — крупных капель импактного расплава, преобразуемых впоследствии в результате длительной кристаллизации и перекристаллизации в овоиды. Не подобным ли процессом объясняется овоидная структура пород позднепротерозойской рапакиви-гранитоидной формации, время становления которой в истории Земли совпадает с мощными космогенными бомбардировками планеты? Во всяком случае, породы с подобной же овоидной структурой — своеобразные пизолитовые зювиты, состоящие из обрывков, осколков стекла и тончайшей стеклянной «пыли», были встречены среди импактитов крупной Токрауской астроблемы [4]. На космических снимках и геологических картах рассматриваемый район предстает как типичная кольцевая структура [10]. Весьма характерно, что радиальные разломы, «выходящие» из геометрического центра этой кольцевой структуры, простираются на расстояния 50—60 км. Дугообразные разломы, описываемые вокруг геометрического центра, имеют радиусы 90—130 км [2]. Это ярко выраженная структура «битой тарелки».

В гравимагнитных полях структура выделяется так, как это обычно наблюдается у импактных космогенных структур [3]. В поле силы тяжести она проявлена областью пониженных аномальных эффектов, имеющей округлую

форму [10], что у астроблем связывается с дроблением и, как следствие, разуплотнением горных пород мишени. Северо-восточное крыло структуры подчеркивается аномальными положительными эффектами поля силы тяжести, соответствующими кольцевому поясу даек основного состава [10]. Ударно-взрывное космогенное происхождение структуры нашло веское дополнительное подтверждение при исследовании горных пород, слагающих ее фундамент, т.е. мишень, подвергнувшуюся космогенному взрывному воздействию. В кварце прожилков, секущих породы фундамента-мишени, в карьере крупного золоторудного месторождения Суздальское были обнаружены планарные структуры, указывающие на прохождение через породы мощной ударной волны с пиковым давлением 10—35 ГПа [13]. По работе [10], Семейтауская кольцевая структура по золотонасыщенности превосходит все известные рудные районы и узлы Казахстана. Данное обстоятельство обуславливает повышенный интерес к закономерностям размещения проявлений золота в контурах структуры и в непосредственном ее обрамлении.

В связи с космогенной природой структуры, правомерно предположение о «разбегании» во все стороны от точки удара и взрыва космического тела продольных и поперечных сейсмических волн, создающих концентрические зоны сжатия и растяжения — разуплотнения горных пород. Этот феномен должен играть существенную роль в пространственном размещении гидротермальных рудных месторождений, поскольку зоны растяжения — разуплотнения должны быть предпочтительными путями движения рудосных флюидов.

Ярко выраженный структурный контроль концентраций жидких и газообразных углеводородов в концентрических зонах разуплотнения горных пород в гигантских астроблемах (гиаблемах) установлен в последние годы в Казахстане [6]. В соответствии с флюидодинамической концепцией образования месторождений полезных ископаемых, выдвинутой Б.А.Соколовым и В.И.Старостиным [15], подобный структурный контроль неизбежно должен проявиться в пространственном размещении золоторудных объектов в рассматриваемой Семейтауской кольцевой структуре.

Выполненный анализ локализации золотого оруденения подтвердил эту мысль (см. рис. 1, таблица). Наиболее важный структурный элемент, показанный на рис. 1, — правильные по форме концентрические кольцевые зоны I—IX, описанные вокруг центрального круга 0. Эти зоны соответствуют упомянутым полосам сжатия и растяжения. Построены они с учетом данных дешифрирования космических снимков, площади распространения лавоподобных пород, пространственного положения кольцевого пояса даек основного состава, наиболее вероятного пространственного положения кольцевого докольного вала космогенной структуры, а также пространственного положения известных к данному времени золоторудных объектов. Полосы сжатия и растяжения, по-видимому, предопределяют впервые установленную латеральную зональность в размещении различных типов золотого оруденения [10]. Следует подчеркнуть правильную кольцевую или эллипсовидную форму возникающих в результате космогенных взрывов зон растяжения и сжатия, что находит объяснение в следующем.

При грандиозных космогенных взрывах высвобождается колоссальное количество энергии, что приводит к тому, что горные породы в эти мгновения ведут себя подобно жидкости. Плотность энергии при космогенном взрыве настолько высока, что различия в плотности пород гетерогенной мишени практически не вызывают сколько-нибудь заметных искажений во фронте распространения продольных и поперечных волн от района взрыва. Волны распространяются в виде правильных кругов либо при косом наклонном ударе космического тела в виде правиль-

Распределение месторождений и рудопроявлений золота и их соотношение в концентрических кольцевых зонах Семейтауской астроблемы и ее окрестностей

Индекс зоны		Число месторождений и рудопроявлений						Превышение числа рудных объектов в зонах с их повышенной концентрацией (нечетных) над их числом в зонах с небольшой концентрацией (четных)					
		Зоны с повышенной концентрацией рудных объектов				Зоны с малым числом рудных объектов							
		Крупные месторождения	Средние месторождения	Мелкие месторождения и рудопроявлений	Общее число рудных объектов	Мелкие месторождения и рудопроявлений	Общее число рудных объектов						
Центр 0													
I				3	3								
II								2,5					
III		1		1	2			5,0					
IV						2	2	8,5					
V	VA		2	3	5	12				2,4			
	VB			7	7						3,6		
VI						5	5					2,8	
VII			1	7	8								2,9
VIII						2	2						
IX				1	1								
Итого		1	3	22	26	9	9						

ных эллипсов. Этот феномен находит подтверждение в реакции вязких жидкостей на внешние воздействия, описанной Максвеллом. Вязкие жидкости в течение достаточно малых промежутков времени ведут себя как твердые тела [8]. А это означает, что твердые тела в течение достаточно малых промежутков времени ведут себя как вязкие жидкости. Земная кора — твердое тело. Космогенный удар и взрыв происходят в достаточно малом промежутке времени, измеряемом долями секунды или первыми секундами. Следовательно, волновая картина в земной коре должна быть подобной волновой картине в жидкостях: отсюда правильная кольцевая форма концентрических зон сжатия и разуплотнения в горных породах.

Построенные внутренние концентрические зоны, охватывающие собственно Семейтаускую астроблему, включая ее кольцевой цокольный вал, соответствующий зоне IV, характеризуются одинаковой шириной. Построение зоны VA, охватывающую астроблему и имеющую ту же ширину, приводит к тому, что в ее контуре оказываются средние месторождения Джерек и Жанан, а также мелкие месторождения, рудопроявления Алимбет, Жанатай и Майбулак (см. рис. 1, рудные объекты 2, 3, 20, 21 и 24). Однако в данном случае, за пределами этой зоны, но в пространстве, непосредственно примыкающем к ней, обозначенном индексом VB, расположены семь рудных объектов, включая компактную группу из пяти мелких месторождений, рудопроявлений (см. рис. 1, рудные объекты 5—9), расположенных в западной части района.

Этот факт заставляет выдвинуть предположение, что зона растяжения V имеет гораздо большую ширину по сравнению с внутренними зонами растяжения и сжатия. С учетом территориального положения рудных объектов в этом внешнем пространстве кольцевой космогенной структуры были построены концентрические зоны V—IX, охватившие все известные в данном районе золоторудные

объекты. Для этих внешних зон растяжения и сжатия эмпирически была выбрана ширина, в 2 раза и более превышающая ширину внутренних зон. При такой ширине наибольшее количество золоторудных объектов попадает в зоны растяжения.

Подобное изменение ширины зон согласуется с закономерным уменьшением частоты волновых колебаний и увеличением длин волн по мере концентрического разбегания продольных и поперечных волн в земной коре от точки космогенного взрыва. Как известно, скорость распространения волн v , частота волновых колебаний f и длина волн λ связаны соотношением: $v = f\lambda$. Поскольку скорость распространения волн в породах фундамента-мишени, представленных в приповерхностной зоне осадочными угленосными толщами и терригенно-вулканогенными образованиями, постоянна или близка постоянной, постольку падение частоты волновых колебаний по мере их затухания должно сопровождаться увеличением длин волн.

Статистический анализ показывает, что в построенных на основе приведенных соображений концентрических зонах наибольшее число золоторудных объектов сосредоточено в нечетных зонах (см. таблицу). Однако четная зона VI содержит пять рудных объектов. Как представляется, это большое число для зоны сжатия, каковой она должна быть по занимаемому ею пространственному положению. Вместе с тем два рудных объекта, находящихся в ее контуре, а именно рудопроявления Южный Жанан и Верхнее Мукурское (см. рис. 1, рудные объекты 23 и 16) примыкают — первый к нечетной зоне V, второй — к нечетной зоне VII. Да и рудопроявление Молакудук (см. рис. 1, рудный объект 26) расположено в значительной близости к зоне V. Указанные обстоятельства позволяют допускать возможность некоторого увеличения ширины зон V и VII за счет соответствующего уменьшения ширины зоны VI. Возможность подобного изменения ширины зон находит подтверждение в

экспериментах на жидкостях, которым уподобляется земная кора при космогенных ударах и взрывах [8]. Эти эксперименты обнаруживают разнообразную длину волн, распространяющихся от точки удара в жидкости, что позволяет предполагать возможность изменения ширины зон сжатия и растяжения в космогенных кольцевых структурах. В нечетных зонах расположены крупное месторождение Суздальское и три средних месторождения Жанан, Джерек и Коскудук. В них же находится и наибольшее число мелких месторождений и рудопоявлений — 22 из 31 соответственно. Таким образом, из 35 рудных объектов рассматриваемой территории, 26 (74,3%) расположены внутри нечетных концентрических зон. Что касается запасов благородного металла, то все 100% учтенных балансовых запасов сосредоточены в месторождениях, находящихся в нечетных концентрических зонах. Общее количество рудных объектов в этих зонах почти в три раза превышает их количество в четных зонах (см. таблицу).

Вместе с тем, необходимо обратить внимание на то, что наиболее резко выраженное преобладание числа рудных объектов, приуроченных к нечетным концентрическим зонам, над их числом в четных зонах, установлено для пространств, ограниченных внешними контурами зон VA (в 5 раз) и VB (в 8,5 раза). По-видимому, в этих пределах в наибольшей степени проявилась контрастность в масштабах растяжения (разуплотнения) и сжатия (уплотнения) горных пород в результате прохождения сквозь них продольных волн, порожденных космогенным взрывом. Поперечник возникшей в результате взрыва космогенной Семейтауской кольцевой структуры, если судить по внешнему ограничению цокольного вала, как отмечалось, составил 75 км. Если судить по площадному проявлению рассмотренной выше закономерности пространственного размещения золоторудных объектов, то зона влияния космогенного взрыва охватывает площадь, диаметром 215 км, т. е. Около 36 300 км². Наиболее перспективно не более половины этой территории. Однако если учесть, что рудные объекты нередко в пространственном размещении контролируются линейными рудными зонами, тяготеющими к протяженным разломам, то общие размеры наиболее перспективных для поисков площадей могут быть сокращены в еще большей степени. В частности, крупное месторождение Суздальское и мелкие месторождения Майчеку, Мираж, Сарымбет (Au) и Сарымбет (Sb) расположены в рудной зоне, тяготеющей к Знаменскому протяженному разлому. Среднее месторождение Джерек и мелкие месторождения Восточное Семейтау, Верхнее Мукурское, Жетык находятся в рудной зоне, контролируемой Мукурским протяженным разломом, среднее месторождение Жанан и мелкие месторождения Мышьяковое, Сурьянное, Кемпир, Восточное, Алимбет, Жанатай, Южный Жанан расположены в рудной зоне, тяготеющей к Жананскому протяженному разлому (см. рис. 1). Следовательно, наиболее перспективными необходимо считать области взаимного наложения нечетных концентрических зон и пересекающих их линейных рудных зон, тяготеющих к протяженным разломам (рис. 2).

В дополнение необходимо отметить, что при анализе известных рудных провинций и районов возможно выявление нескольких кольцевых структур, перекрывающих друг друга. В этом случае предлагаемый способ прогнозирования перспективных площадей для поиска месторождений металлических полезных ископаемых должен быть применен отдельно в каждой из структур. Территориальные блоки, представляющие в подобном случае площади взаимного перекрытия наиболее перспективных зон каждой из структур, будут представлять собой высокоперспективные пространства, которым также должно отдаваться предпочтение при постановке поисковых работ. Схема вычленения подобных территориальных блоков показана на рис. 2.

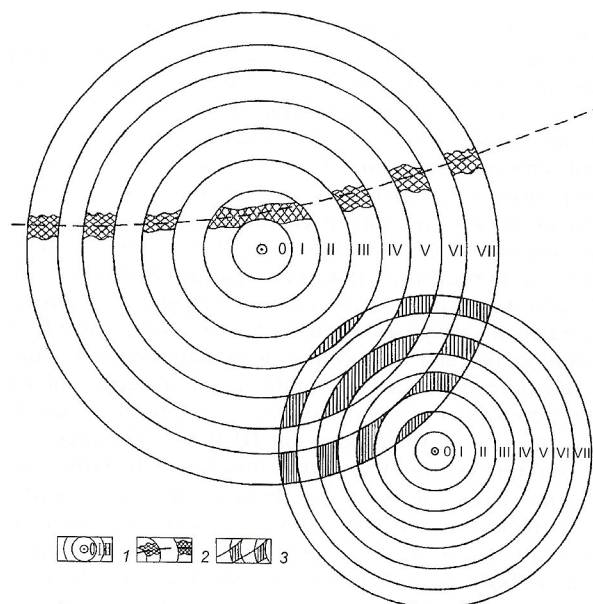


Рис. 2. Схема выделения наиболее перспективных для постановки поисков месторождений областей взаимного наложения концентрических зон растяжения кольцевых структур и пересекающих их линейных рудных зон, а также вычленения высокоперспективных территориальных блоков взаимного перекрытия кольцевых структур:

1 — геометрические центры кольцевых структур и контуры концентрических зон; 2 — наиболее перспективные области взаимного наложения перспективных нечетных концентрических зон и пересекающих их линейных рудных зон; 3 — территориальные блоки взаимного перекрытия перспективных зон различных кольцевых структур, которые должны рассматриваться как высокоперспективные пространства

Что касается точек золоторудной минерализации, то их число в нечетных зонах (59) практически равно таковому в четных зонах (69). Но при этом важно подчеркнуть следующее. В районе крупного золоторудного месторождения Суздальское и расположенного рядом мелкого месторождения Майчеку точки золоторудной минерализации практически отсутствуют. Подобная же ситуация наблюдается в районе месторождений Сарымбет, Акчоко, Болдыколь, Мышьяковое, Сурьянное, Кемпир, Восточное.

Факт отсутствия точек золоторудной минерализации в районах упомянутых месторождений, по-видимому, объясняется перераспределением рудообразующих металлов, т. е. их концентрацией в одном месте геологической среды при выносе из окружающего это место макрообъема. Общеизвестно, что значительное число рудных объектов в пространстве сопряжено с областями пониженных концентраций рудообразующих элементов, которые логично интерпретируются как зоны выноса [9]. Не исключено, что это перераспределение «на месте» привело к значительной концентрации золота в упомянутых выше месторождениях при его выносе из окружающего пространства, лишённого в силу этого рассеянных точек минерализации.

Если подобный процесс осуществляется, а очень многие факты свидетельствуют, что это именно так, то новые крупные месторождения золота следует искать в тех областях взаимного наложения перспективных нечетных концентрических площадей-зон и пересекающих их линейных рудных зон, а также в территориальных блоках взаимного перекрытия перспективных зон различных кольцевых структур, где отсутствуют точки минерализации [1].

Существенная особенность всех месторождений и рудопоявлений золота, расположенных в зонах растяжения Семейтауской кольцевой структуры, — согласующиеся с их размещением именно в зонах растяжения, интенсивные

трещиноватость, брекчированность, раздробленность гидротермально-метасоматически измененных пород, вмещающих эти рудные объекты [10]. Отмеченные интенсивные трещиноватость, брекчированность, раздробленность вмещающих пород, помимо указанной локализованности в охарактеризованных зонах растяжения, — также следствие одновременного размещения месторождений и рудопроявлений золота в упоминавшихся линейно вытянутых Мукурской, Знаменской и Жананской рудных зонах, тяготеющих к соответствующим протяженным разломам (см. рис. 1).

В свете всего изложенного, а также учитывая, что северо-западный, северный и северо-восточный фланги Семейтауской кольцевой структуры должным образом еще не изучены и не оценены [10], наибольший интерес для постановки поисковых работ на золото заслуживают области пересечения концентрических зон III и V с Мукурской рудной зоной на северном фланге структуры. Подобное же заключение касается областей пересечения перспективных концентрических зон III, V и VII с разломом, продолжающим Знаменскую рудную зону в северо-западном направлении, а также места пересечений зон V и VII с Жананской рудной зоной в западном и северо-западном секторах кольцевой структуры. Принимая во внимание синергетический процесс перераспределения металлов в рудных полях и отсутствие, по-видимому, в связи с этим точек золоторудной минерализации в районах месторождений Сарымбет, Акчок, Болдыколь и др., следует допускать вполне вероятную возможность значительного увеличения масштабов этих рудных объектов при выполнении на них дополнительных объемов геологоразведочных работ.

Рассмотренный метод выбора перспективных площадей для поиска месторождений металлических полезных ископаемых предпочтителен с позиций охраны окружающей среды, т.к. позволяет исключить из рассмотрения, а следовательно, и из объектов, намечаемых для проведения поисковых геолого-геофизических и геологоразведочных работ, значительную часть исследуемых территорий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Э.Н. Геохимические поля выноса рудообразующих систем // Тез. докл. IV междунар. симпозиума по проблемам прикладной геохимии. Иркутск, 1994. Т. 1. С. 75–76.
2. Геологическая карта Казахстана. М-б 1:1 000 000 / Гл. ред. Г.Р. Бекжанов. — Алматы, 1996.
3. Дабижва А.И., Федьинский В.В. «Звездные раны» Земли и их диагностика геофизическими методами // Земля и Вселенная. 1975. № 3. С. 56–64.
4. Зейлик Б.С. О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника). — М.: ОЦНТИ ВИЭМС, 1978.
5. Зейлик Б.С. Ударно-взрывная тектоника и краткий очерк тектоники плит. — Алма-Ата.: Гылым, 1991.
6. Зейлик Б.С. Астролема — ключ к нефти и газу // Нефтегазовая вертикаль. 1999. № 6. С. 68–63.
7. Истомин А.Н. Семейтауский вулканогенный комплекс и пути практического использования его пород: Автореф. дисс. на соиск. канд. геол.-минер. наук. Алма-Ата, 1965.
8. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика. Т. VII. Теория упругости. — М.: Наука, 1987.
9. Лось В.Л., Гольдберг И.С. Рудообразование как самоорганизационный процесс перераспределения металлов // Геология и минерагения Казахстана. Алматы, 2000. С. 116–129.
10. Малыгин А.А., Нахтигаль Г.П., Бегаев И.В. Золотоносность Семейтауской вулканоплутонической структуры Семипалатинского Прииртышья // Геология и разведка недр Казахстана. 1995. № 2. С. 20–25.
11. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попигаевский метеоритный кратер. — М.: Наука, 1975.
12. Масайтис В.Л., Мащак М.С., Райхлин А.И. и др. Алмазоносные импактиты Попигаевской астроблемы. — С.-Пб., 1998.
13. Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С. и др. Геология астроблем. — Л., 1980.
14. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Семейтауская базит-гранитоидная, вулканоплутоническая серия, T₁ / Отв.ред. Э.П. Изох. — Новосибирск, 1983.
15. Соловьев Б.А., Старостин В.И. // Смирновский сборник-97. С. 99–147.
16. Флоренский П.В., Дабижва А.И. Метеоритный кратер Жаманшин. — М., 1980.
17. Engelhardt W.V. // Conf. Miner. and Petrol. 1972. Vol. 36. № 4. P. 265–292.

УДК 553.31:552.45

© Н.И.Литовченко, 2001

К проблеме происхождения железистых кварцитов*

Н.И.ЛИТОВЧЕНКО (Комитет природопользования и геологии Правительства Курской области)

Можно только приветствовать принятое редколлегией журнала решение о целесообразности публичного обсуждения выявленных многочисленных несоответствий между первичной природой докембрийских железорудных формаций (ДЖФ) и публикациями о результатах реконструкции палеоклиматическими, литологическими, петрохимическими методами осадочного минералообразования и восстановления процессов прогрессивного метаморфизма методами парагенетического и фациально-метаморфического анализов. Как справедливо замечает И.А.Бергман, эти методы в современном исполнении — «вещь в себе», и ею останутся до тех пор, пока исследователи не обеспечат их соответствующими природными эталонами и корректными методами контроля. Нельзя не согласиться с автором статьи также и о том, «что результаты анализа парагенезисов минералов ДЖФ оказываются зависимыми от «генетических» представлений исследователей, что лишний раз указывает на отсутствие объективности в его исполнении» [1, с. 76]. Оче-

видно, это замечание в равной мере относится и к варианту реконструкции ДЖФ по И.А.Бергману.

Судя по цитируемым в статье работам, И.А.Бергман приглашает к участию в дискуссии в качестве оппонентов тех исследователей ДЖФ, которые являются его единомышленниками по таким концептуальным проблемам, как признание осадочного происхождения железистых кварцитов, необходимости их стратификации и возможности восстановления процессов преобразования исходных железисто-кремнистых осадков на стадиях диагенеза, эпигенеза, прогрессивного метаморфизма и метасоматоза. При этом подразумевается, что проблема происхождения железистых кварцитов решена окончательно и однозначно, а железорудные формации заняли место в официально утвержденных стратиграфических схемах и легендах к издаваемым картам на все времена.

Однако, несмотря на давность и актуальность проблемы происхождения железистых кварцитов, которым посвящено огромное число работ, до сих пор нет единого взгляда на генезис этих образований. Предпринятая в 1969 г. редколлегией журнала «Известия АН СССР. Сер. геол.» дискуссия по статье Г.И.Князева, В.А.Решитько, Л.И.Федо-

* По поводу статьи И.А.Бергмана в журнале «Отечественная геология» №2/2000).

ровской «О генезисе железистых кварцитов» [7], не позволила прийти к однозначному выводу.

Г.И.Князев с соавторами оспаривали широко распространенное представление об осадочно-метаморфическом происхождении железистых кварцитов и выдвигали положение о гидротермально-метасоматическом их генезисе. Обосновывали они это положение, прежде всего, фактом нахождения среди железистых кварцитов реликтов незамещенных вмещающих изверженных и метаморфических пород. Из приведенного в статье краткого обзора месторождений железистых кварцитов нескольких районов Украины видно, что они залегают среди самых различных пород (метаморфические сланцы, амфиболиты, метаморфизованные ультрабазиты, гнейсы, граниты). В пространственном размещении железистых кварцитов первостепенную роль играл не стратиграфический контроль (т.е. осадконакопление), а приверженность к сравнительно узким тектонически нарушенным (рассланцованным, катаклазированным, милонитизированным) зонам. Криворожско-Кременчугская и другие зоны служили путями проникновения метаморфизирующих и гидротермальных растворов, с которыми связано образование железистых кварцитов и сопровождающих их богатых магнетитовых, марититовых, магнетит-гематитовых и других типов руд. Железистый метасоматоз наложен на породы различных ступеней метаморфизма. Этим обусловлено сравнительно большое разнообразие образующихся железистых кварцитов, сходство их минерального состава с составом вмещающих пород и развитие между ними целой серии переходных разновидностей.

Р.П.Петров, В.И.Леоненко, А.Н.Морозов, А.В.Тарханов в рецензии [12] в общем поддержали основные тезисы, выдвинутые в статье Г.И.Князевым и др. По их мнению, изъятие железистых кварцитов из числа стратифицируемых образований — «это удар по всем существующим представлениям о стратиграфии докембрия, это изменение всех структурных представлений, это коренной пересмотр взглядов на строение земной коры и историю ее формирования» [12, с. 138]. Г.И.Князев с соавторами вполне обосновано считают железорудный метасоматоз наложенным на породы, измененные предшествующим окварцеванием и еще более ранней карбонатизацией. В свете представлений о том, что образование железистых кварцитов связано не с процессами седиментации, можно дать простые ответы на многие вопросы, бытующие среди геологов. Признавая железистые кварциты образованиями в тектонических зонах *in situ*, следует считать вполне естественной относительно слабую дислоцированность их толщ даже при крутом моноклинальном их залегании. Считая формирование железистых кварцитов связанным с движениями вдоль мобильных зон, легко объяснить широкое развитие флексурных изгибов с субпараллельными крутыми, близкими к вертикальным шарнирами. Допуская одновременное формирование отдельных таконито-образующих минеральных комплексов, можно найти объяснения не только различиям в интенсивности деформации агрегатов различного состава, но и многим особенностям текстуры полосчатых пород этого рода. Вполне понятно развитие линзовидных форм у полос, сложенных кварцем первых генераций. Полосы, сложенные этим минералом, никогда не ветвятся. Полосы, образованные преимущественно гематитом и магнетитом или одним из этих минералов, всегда ветвятся и обволакивают линзы, сложенные в значительной степени кварцем. Полосы, образованные такими силикатными минералами, как кумингтонит и биотит, могут развиваться на контакте между карбонатными и кварцевыми полосками. В этом случае для них обычно асимметричное строение и неправильные внешние очертания, характерные для биметасоматических образований. Они могут занимать также секущее положение по отношению к кварцевым и железняковым полосам.

При этом их отличает симметричное строение, характерное для минеральных масс, выполняющих открытые полости или заместивших в процессе метаморфизма ранее существующие жильные минералы. Вместе с тем, Р.П.Петров с соавторами отметили, что всякое отступление от стратиграфических колонок и невнимание к ним у исследователей районов распространения таконитовых формаций, может рассматриваться как отступление от фактов, невнимание к фактам. «Дело в недопустимом невнимании к исключительной выдержанности взаимного расположения безрудных кварцитов, текстурно отождествляемых с метапесчаниками и метаконгломератами, железистых кварцитов (таконитов), принимаемых за ритмично переслоенные метаморфизованные осадки, и карбонатных пород, принимаемых за оскарнованные, метаморфизованные известняки и доломиты» [12, с. 139].

В.Н.Гусельников [6] в рецензии пришел к выводу, что аргументация Г.И.Князева с соавторами достаточна, чтобы отрицать осадочно-метаморфический генезис железистых кварцитов Кривого Рога, но недостаточна для утверждения их гидротермально-метасоматического происхождения. По его данным, железистые кварциты — сложные полигенные образования, среди которых следует различать вулканогенно-хемогенные, гидротермально-вулканогенные, собственно эффузивные, магматические, контактово-метасоматические и метаморфические.

Н.Е.Соколов и Ю.Г.Гершойг [6] в рецензии на статью Г.И.Князева и других выступили в защиту традиционных представлений о терригенно-осадочном, а А.А.Глаголев — о вулканогенно-осадочном происхождении железистых кварцитов.

В общем исход этой дискуссии был вполне предсказуемым, т.к. исследованием ДЖФ занимались преимущественно литологи и стратиграфы, а также специалисты по метаморфизму, придерживающиеся взглядов об осадочном происхождении железистых кварцитов. Однако при подведении итогов редколлегии журнала все же отметила, что в целом прошедшая дискуссия была полезной и что необходимо дальнейшее углубленное изучение конкретных месторождений железистых кварцитов.

В последующие годы, как и прежде, в периодической печати предпочтительно были опубликованы многочисленные работы сторонников первично-осадочного происхождения ДЖФ. Вследствие этого отчетливо проявились расхождения во взглядах представителей терригенно-осадочной и вулканогенно-осадочной гипотез по таким принципиальным аспектам, как источник железа и кремнезема (коры выветривания или вулканы), палеоклимат и состав атмосферы для специфического корообразования, формы переноса железа и кремнезема из кор выветривания в речной и морской воде (истинные или коллоидные растворы), состав и свойства морской воды, глубина бассейна осадконакопления, причины и механизм раздельного осаждения железа и кремнезема, способ образования тонкой седиментационной слоистости при подводном вулканизме, минеральный состав первичного осадка и характер его последующего преобразования при диагенезе, эпигенезе, процессах прогрессивного метаморфизма и метасоматоза.

Сторонники вулканогенно-осадочной гипотезы обосновывают несостоятельность терригенно-осадочной гипотезы, пользуясь преимущественно известными геохимическими данными о поведении железа, кремнезема, кислорода, серы, углерода, фосфора и других присутствующих в ДЖФ элементов в растворах различной концентрации, кислотности или щелочности, при различных окислительно-восстановительных потенциалах, а также результатами экспериментов по осаждению железистых, кремнистых, карбонатных, силикатных, сульфидных минералов на различных геохимических барьерах и при различных температуре и давлении.

Представители терригенно-осадочной гипотезы отстаивают свои взгляды, как правило, методологией литологического, стратиграфического, палеогеографического, фациального и других видов анализа, пользуясь которыми они пытаются показать, что отложение первичных железисто-кремнистых осадков ДЖФ проходило в миогеосинклинальных условиях, а не в эвгеосинклинальных. Ссылаются при этом на данные Н.М.Страхова (1966), показавшего, что хемогенная садка кремнезема невозможна, а следовательно, проблематично образование его хемогенных вулканогенно-осадочных месторождений.

Для представителей названных конкурирующих гипотез общая задача — стремление найти правдоподобные варианты специфических условий седиментации железисто-кремнистых осадков в докембрии, которым нет аналогов в фанерозое и в настоящее время, т.е. обосновать идею, что метод актуализма не применим при изучении ДЖФ.

По данным Р.Гаррелс и Ф.Маккензи (1974), отчетливая тенденция железа к образованию оксидных минералов в зоне выветривания и высокая устойчивость этих минералов в почвах объясняются их исключительно низкой растворимостью в окислительных условиях. Экспериментальные и расчетные данные по поведению железа, кремнезема и других сопутствующих им элементов в растворах различного типа и образованию их минеральных фаз к настоящему времени накоплены в большом количестве и, в целом, настолько соответствуют условиям нахождения этих минералов в природе, что всякие слова зачастую излишни. В качестве природных эталонов можно назвать латеритные и каолиновые коры выветривания.

Всем участникам дискуссии также известно, что гидроксиды железа и кремнезема находятся в морской воде в ничтожных количествах и не могут служить источником для хемогенного отложения мощных толщ железисто-кремнистых осадков, лишенных заметных примесей песчано-глинистого материала, тем более в волноприбойной зоне шельфа. Поэтому для обоснования возможности отказа от применения метода актуализма при изучении ДЖФ в разные годы предпринимались самые разнообразные предположения. Из наиболее экзотических следует вспомнить космическую гипотезу М.И.Калганова, предположившего, что железо в ДЖФ поступало в виде космической пыли. Большинство литологов склоняются к мысли, что докембрийская атмосфера могла быть бескислородной, характеризовалась высоким содержанием углекислого газа, а гидросфера — рН 4—6. При таких специфических условиях процессы корообразования могли проходить принципиально иначе, чем в настоящее время, а железо могло мигрировать с континента вдаль от береговой линии и накапливаться в виде железисто-кремнистых (по другим авторам, карбонатных) осадков при низкой солености морской воды. Планктон в докембрийских океанах мог поставлять при фотосинтезе биогенный кислород, осаждавший в теплые и влажные периоды железо, а в сухие и холодные — преимущественно кремнезема. В общем, сколько опубликовано работ, столько и предложено правдоподобных вариантов моделирования специфических условий корообразования, вулканизма и литогенеза в докембрии.

Даже, если допустить, что в докембрии могла произойти смена восстановительной бескислородной атмосферы на окислительную, обусловленную появлением кислорода в результате фотосинтезирующей деятельности планктона, то в этом случае появляется возможность один раз объяснить правдоподобно мобилизацию, перенос и хемогенное осаждение железа только лишь для нижней толщи железистых кварцитов. Для обоснования условий и механизма седиментации следующих многочисленных толщ железистых кварцитов, фигурирующих в различных региональных, в т.ч. и унифицированных стратиграфических схемах докембрия, приходится придумывать новые вари-

анты метеосказок. Удачно подобранные условия для седиментации оксидов железа оказываются неприемлемыми для осаждения находящихся рядом в разрезе кальцифиров, доломитов и мраморов.

Правомерна постановка вопроса, имеется ли необходимость тратить столько усилий на отрицание метода актуализма, постоянно дающего положительные результаты при сопоставлении природных объектов фанерозоя с данными корректно проведенных лабораторных экспериментов? Другими словами, являются ли ДЖФ экзогенными природными объектами, подлежащими изучению методами стратиграфии, литологии, палеогеографии и фациального анализа? Могут ли ДЖФ служить природным эталоном для реконструкции и теоретического обоснования последовательности минералообразования в каждую из стадий прогрессивного метаморфизма? Дискуссия по статье И.А.Бергмана, по идее, и должна в первую очередь найти объективные ответы на эти вопросы.

По внешним признакам и отчасти по форме залегания толщ железистых кварцитов действительно очень напоминают метаморфизованные осадочные породы, но имеют принципиально иное происхождение. Впервые идея о глубинном (гипогенном) образовании железистых кварцитов Кривого Рога была высказана И.И.Танатаром в 1916 г. [13]. Согласно его представлениям, железистые кварциты образовались путем проникновения газированных кварцево-рудных растворов в амфиболовые сланцы. Их проникновение сопровождалось межминерализационными подвижками и метасоматической перекристаллизацией вмещающих пород. Отличие между амфиболовыми железистыми кварцитами и амфиболовыми сланцами заключается лишь в количестве кварцево-рудных инъекций. Гематито-мартиновые кварциты, по его мнению, представляют собой продукты наиболее интенсивного замещения вмещающих сланцев кварцево-рудными растворами. Мартитизацию магнетита И.И.Танатар относил к заключительным стадиям эндогенного процесса и при этом отмечал связь ее с пиритизацией и последующими процессами милонитизации.

По данным Г.И.Князева и других [7], к выводу о происхождении железистых кварцитов в результате метасоматоза или гидротермального метаморфизма амфиболитов пришли А.И.Милай (1937) и Ю.Ир.Половинкина (1966) для Западного Приазовья; А.Г.Виноградский (1956) для Чертомлыкского района; В.Н.Гладкий и другие (1962) для Орехово-Павлоградского района; З.В.Турובה для Кременчугского района; В.Н.Гусельников (1966) для Курско-Бесединского района КМА; М.Т.Козлов (1966) для центральной части Кольского полуострова.

Фактические материалы, подтверждающие в той или иной степени эндогенное происхождение ДЖФ, приведены также в работах М.Т.Козлова (1969), В.В.Жданова и Т.П.Малковой (1974) по Кольскому полуострову, В.К.Ермакова (1968) по Тараташскому комплексу Урала, Ю.Д.Панкова (1977) и Д.А.Михайлова (1977) по всем структурно-фациальным зонам Урала, П.В.Скляра (1974) по Приазовью, В.К.Головенка (1975) по Карелии, Приазовью и Криворожью, М.С.Точилина (1963), В.Н.Гусельникова (1972), Н.И.Литовченко (1977) и Ю.Д.Панкова (1984) по КМА. В 1979 г. в УНЦ АН СССР опубликован сборник статей по проблеме метасоматических железистых кварцитов под редакцией Ю.Д.Панкова и В.М.Нечехухина [8]. Специальному рассмотрению гипотезы метасоматического происхождения железистых кварцитов докембрия посвящена работа Д.А.Михайлова [9].

Общее для перечисленных работ — отрицание традиционных представлений об осадочном происхождении месторождений железистых кварцитов, особенно залегающих в высокотемпературных регионах среди толщ высокой амфиболитовой и гранулитовой фаций, и вместе с тем допущение возможности отнесения части месторождений Кривого

Рога и КМА, размещенных в районах «умеренного регионального метаморфизма», к слоистым осадочным образованиям. Такой двойственный, неопределенный подход к проблеме происхождения ДЖФ послужил поводом. А.А.Глаголеву [3] выступить снова с резкой критической статьей против Д.А.Михайлова [9] и авторов работы «Метасоматические железистые кварциты» [8] и сравнительно легко в очередной раз, «защитить» традиционные представления. А.А.Глаголев провел этот раунд в нападении, полемизируя на поле противника, т.к. полностью уверен, что «наибольшее число месторождений железистых кварцитов находится в регионах умеренного метаморфизма», «железистые кварциты метаморфизованы слабо или совсем не метаморфизованы и они сохранили несомненные признаки осадочных пород», а «вмещающие породы представляют собой комплекс терригенных осадочных пород (филлиты, углистые сланцы, метапесчаники и т.д.)».

Следует признать, что основания для критики у А.А.Глаголева имеются. Среди исследователей, относящих железистые кварциты к эндогенным образованиям, пока нет единого мнения о причинах, условиях и последовательности процессов дислокационного метаморфизма, магматизма, метасоматоза и рудообразования. Отрывочные сведения имеются также по составу вмещающих пород. Предположения о том, что метасоматоз вызван влиянием гранитов или является следствием продвижения фронта базификации либо не подтверждаются геологическими данными, либо имеют недостаточное петрологическое обоснование. Для объективности рассмотрения проблемы следует также отметить, что уверенность многих литологов в сохранении железистыми кварцитами и вмещающими их толщами «несомненных признаков осадочных пород» может основываться только на беглом макроскопическом описании образцов горных пород и руд при формальном просмотре шлифов и полировок.

Традиционно полосчатость всех разновидностей бедных железных руд, известных под собирательным термином «железистые кварциты», принимается за унаследованную от первичных морских осадков слоистость. Формально эта точка зрения может быть применима лишь для краснополосчатых яшмовидных гематитовых микрокварцитов, встречающихся в виде реликтовых обломков в толщах магнетитовых кварцитов на месторождениях Старооскольского рудного узла, в пределах Михайловского месторождения и особенно в пределах Тимского участка КМА. Структурно-текстурные соотношения, по данным А.С.Егорова [4] и А.А.Илларионова [5], свидетельствуют о том, что яшмовидные микрокварциты — более ранние метаморфические образования по сравнению с вмещающими их магнетитовыми железистыми кварцитами. Соотношение этих двух разновидностей железистых кварцитов изучалось нами в пределах Щигровского и Михайловского месторождений КМА. Для краснополосчатых яшмовидных гематитовых микрокварцитов весьма характерны тонкая полосчатость и микроскладки пластического течения железисто-кремнистого вещества, образованные в них в более ранние периоды перекристаллизации до проявления процессов хрупких деформаций, дезинтеграции и цементации их обломков кварц-магнетитовыми и карбонатно-магнетитовыми инъекциями в процессе образования толщ гематито-магнетитовых и магнетитовых кварцитов. Включения обломков таких же плойчато деформированных яшмовидных гематитовых кварцитов наблюдаются в жилообразных телах гипогенных магнетитовых руд и, что особенно важно отметить, в толщах пород, традиционно относимых к верхам коробковской свиты и низам оскольской серии. Эти наблюдения свидетельствуют о том, что толщи висячих восточных бортов Михайловского и Щигровского месторождений были сформированы в процессе или в более поздний период после деформаций, катаклаза

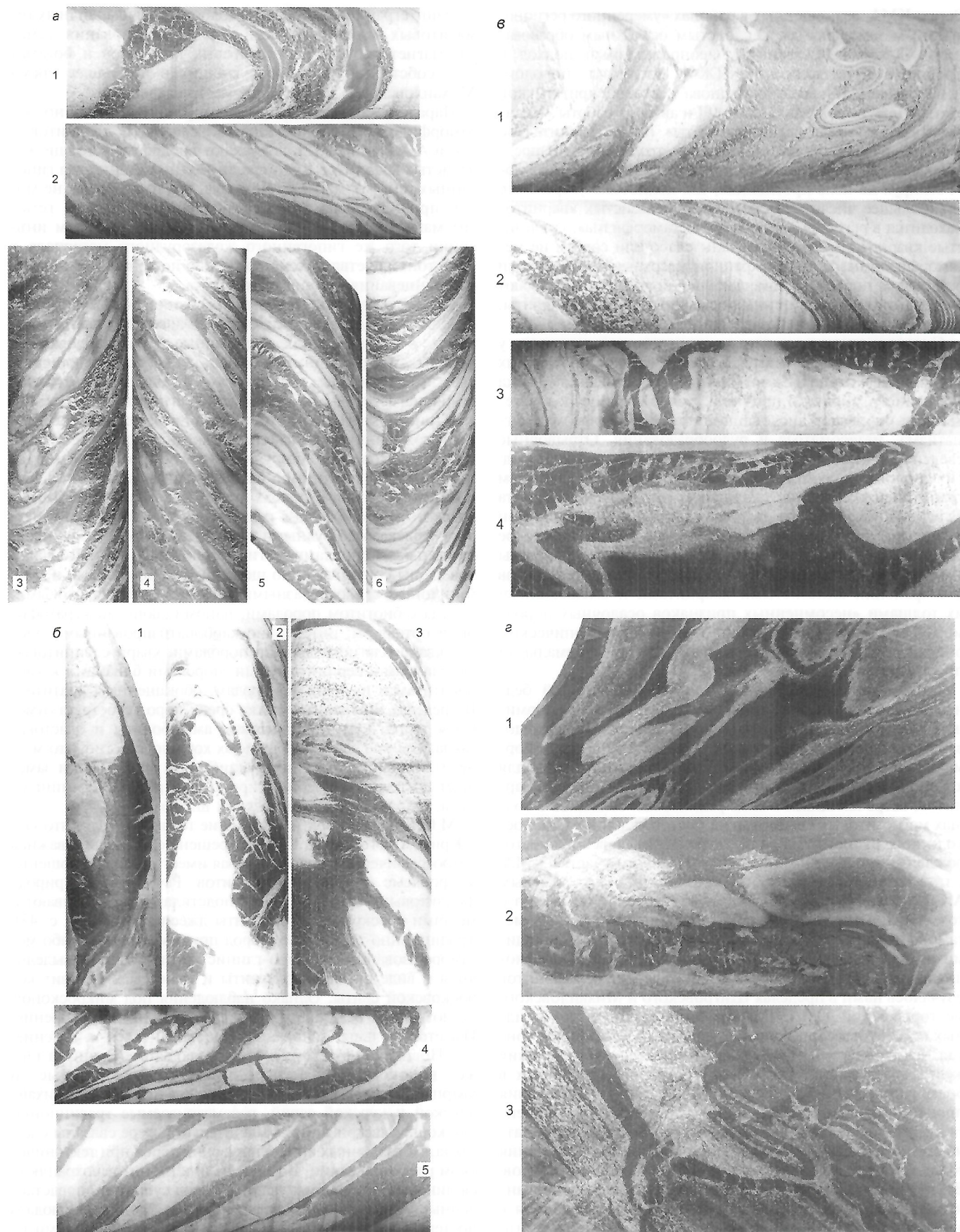
и дезинтеграции толщ краснополосчатых яшмовидных гематитовых микрокварцитов, но до образования гематито-магнетитовых и магнетитовых кварцитов и богатых руд, собственно и представляющих в настоящее время Михайловское и Щигровское месторождения.

Парадокс состоит в том, что сторонники осадочно-метаморфического происхождения железистых кварцитов, в т.ч. и А.А.Глаголев [2], допускают внедрение в толщи железистых кварцитов КМА сравнительно мощных тел гипогенных гематит-магнетитовых руд, и в то же время не могут признать возможность образования самих гематит-магнетитовых и магнетитовых кварцитов путем инъекций того же гипогенного железорудного материала в виде тонких ветвящихся прожилков по зонам катаклаза и рассланцевания в породах субстрата.

По структурно-текстурным особенностям железистые кварциты КМА представляют собой аналогию полимигматитам, в которых катаклазированные и рассланцованные породы субстрата инъецированы не кварц-полевошпатовым, гранитоидным материалом, а кварц-гематитовым, кварц-магнетитовым и карбонатно-магнетитовым материалом (рисунк). Породы субстрата в пределах Щигровского месторождения представлены кроме яшмоидных гематитовых кварцитов также безрудными кварцитами, куммингтонитовыми амфиболитами, бластокатаклазитами по гнейсам и плагиогранитам. В толщах железистых кварцитов Михайловского месторождения реликтовые участки пород субстрата, облекаемые рудными прожилками-полосками, представлены эгиринитами и гиперстенитами, которые часто замещены соответственно щелочными амфиболами и куммингтонитом; своеобразными магнетит-полевошпатовыми, иногда с биотитом породами, напоминающими кератофилы и ортофилы; интенсивно карбонатизированными биотит-кварц-плагиоклазовыми породами, кварц-серицитовыми сланцами, серицитолитами, породами близкими к карбонатитам и щелочным породам, обогащенным апатитом. В пределах Яценского участка среди пород субстрата отмечены гранат-куммингтонитовые амфиболиты и бластокатаклазиты по гнейсам. В шлифах хорошо заметно, что магнетит — один из поздних реакционных минералов и замещает по трещинам зерна эгирина, гиперстена, куммингтонита, граната, апатита и полевых шпатов.

М.С.Точилин обратил внимание геологов на то, что «ни в Кривом Роге, ни на КМА не решена одна весьма важная петрографическая задача, которая имеет прямое отношение к проблеме генезиса джеспилитов. Речь идет о природе филлитовых сланцев, которые подстилают, переслаивают и местами перекрывают горизонты джеспилитов» [14, с. 43]. Традиционно толщи этих пород принимаются за слабо метаморфизованные песчано-глинистые отложения и выделяются в виде стойленской свиты и сланцевых подсвит коробковской свиты. Однако наблюдения под микроскопом не позволяют безоговорочно поддержать эту точку зрения. Имеется больше оснований присоединиться к мнению А.С.Новиковой [11] о том, что двуслюдяные сланцы, а также высокоглиноземистые породы, мусковитовые и кварц-серицитовые сланцы, развитые вдоль раздела михайловской и курской серий, рассматриваемые традиционно как коры выветривания, в значительной мере связаны с катаклизом различных кристаллических пород при тектоническом рассланцевании. В толще этих тектонитов сохраняются линзовидной формы участки пород субстрата, представленные мигматитами и плагиогнейсами. Можно наблюдать постепенные переходы их в катаклазиты с псевдопсаммитовой структурой, принимаемые обычно за аркозовые метапесчаники, а затем в милониты и филлиты, принимаемые литологами за филлитовидные сланцы.

Процессы тектонического рассланцевания и милонитизации сопровождаются низкотемпературным ретроградным метаморфизмом, при котором происходит замещение



Инъекционно-метасоматическое замещение; Щигровское месторождение КМА, коробковская толща, скв. 3112:

a — магнетитом краснополосчатых яшмовидных гематитовых кварцитов, глубина отбора керна, м: 1 — 328,5, 2 — 413, 3, 4 — 414, 5, 6 — 416; *б* — карбонатно-магнетитовой рудой безрудных кварцитов, глубина, м: 1 — 258, 2 — 276, 3 — 276,7, 4 — 349,5, 5 — 393; *в* — магнетитом и карбонатом куммингтонитовых кварцитов, глубина, м: 1 — 237,2, 2 — 238, 3 — 260, 4 — 277,6; *г* — магнетитовое оруденение по куммингтонитовым амфиболитам, глубина, м: 1 — 261, 2 — 277,7, 3 — 294,3

граната и биотита хлоритом, а зерен полевых шпатов — серицитом. Реликты более высокотемпературных минералов часто сохраняются и обычно являются причиной разногласий между геологами при описании эволюции метаморфических преобразований, критическому анализу которых и посвящена статья И.А.Бергмана [1].

Эта проблема ранее была рассмотрена в диссертации В.П.Наумова [10]. Полемизуя с А.А.Глаголевым, он в частности отмечал, что «при детальном изучении метаморфических пород курской серии устанавливаются значительные отклонения минеральных ассоциаций в них от состояния термодинамической равновесности. Отклонения от состояния равновесности и незавершенность метаморфических реакций, широкое распространение метастабильных ассоциаций особенно характерны для метаморфизованных железистых кварцитов, чем обусловлена пестрота (вплоть до переслаивания) распределения метаморфических ассоциаций различной интенсивности метаморфизма и нечеткость проявления среди них границ метаморфической зональности, которая, по существу, может быть установлена лишь статистическим путем» [10, с. 14].

Эта отмечаемая многими исследователями Кривого Рога и КМА «аномальность» в проявлении метаморфизма, когда пространственно совмещены породы, содержащие андалузит (аномальные температуры) и кизанит (аномальные давления); зоны ультраметаморфизма (с развитием анатектической магмы калиевых гранитов) и зоны гнейсификации (с развитием плагитогранитов), а также незакономерно чередуются породы гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой температурных ступеней, возможна лишь в тектоническом меланже, выполняющем региональные зоны смятия типа Ветренного пояса. Такое заключение вполне согласуется с данными Г.И.Каляева (1965), А.С.Егорова [4] и А.С.Новиковой [11], пришедших к выводу о том, что структура железорудных провинций Украины и КМА представляет собой серии кулисообразно расположенных моноклиналей, осложненных крутыми надвигами северо-западного простирания. Все известные железорудные месторождения приурочены именно к этим региональным дислокациям, сопровождавшимся складками волочения, милонитизацией, развалыванием и брекчированием пород.

Зонографическую колонку крутопадающих надвиговых покровов северной части региона КМА можно представить в следующем обобщенном виде.

Верхняя часть автохтона представлена бластокактаклазитами (от конгломератовой и гравелитовой размерностей обломков пород субстрата до псаммитовой и алевроитовой размерностей зерен устойчивых к стрессу минералов), сланцеватыми бластомилонитами и филлонитами (стойленская толща).

Основание аллохтона (коробковская толща) представлено тектоническим меланжем, состоящим из глыб ультрафербазитов (гиперстениты, куммингтонитовые амфиболиты, эгириниты, фаялитовые перидотиты), щелочных пород (сиениты, кератофиры, ортофиры), карбонатитов, апатит-магнетит-силикатных пород, кимберлитов, кварцевых порфиров, превращенных в ходе дальнейших процессов дислокационного и термального метаморфизма, анатексиса и метасоматоза в толще вторичных пород с характерной линзовидно-полосчатой текстурой и весьма сложным непостоянным минеральным составом, известных под собирательными названиями «железистые кварциты» и «филлитовидные сланцы». Среднестатистический химический состав железистых кварцитов тождественен составу ультраосновных магматических пород, а филлонитов — составу граносиенитов.

Средняя и верхняя части тектонического покрова в зависимости от интенсивности и масштаба дислокаций и состава пород субстрата могут существенно различаться. Курбакинская толща в основном представлена брекчиевидными

бластокактаклазитами по кварцевым порфирам, гнейсам и мигматитам с характерными включениями краснополосчатых яшмовидных гематитовых микрокварцитов, представляющих собой, по-видимому, анатектические выплавки в зоне разломов. Роговская толща представлена доломитами и другими карбонатными породами, имеющими вторичную полосчатость и содержащими реликтовые включения участков незамещенных пород субстрата (филлонитов и полевошпатовых пород типа сиенитов). Тимская толща (черносланцевая формация) представляет собой типичный тектонический меланж, состоящий из разлинзованных и расланцованных глыб метаморфических (от гнейсов до филлонитов), осадочных (метапесчаники, метаалевролиты, артилиты), вулканогенных и магматических пород, интенсивно сульфидизированных, диафортированных, пропитанных карбонатно-углеродистым материалом и битумом.

На примере Тим-Ястребовской дислокационной структуры установлена следующая обобщенная геохимическая зональность: стойленская толща находится в зоне кислотного выщелачивания и грейзенизации, коробковская толща — в зоне кристаллизации кислородных соединений железа, роговская толща — в зоне образования углекислотных (карбонатных) соединений магния, кальция, железа и марганца, тимская толща — в зоне устойчивости сульфидов железа, марганца, меди, свинца и цинка, свободно-углерода и битумов, самородных золота, меди и металлов группы платины.

На участках, где проявились сложные чешуйчато-надвиговые, складчатые и сдвиговые дислокации, эти зонографическая и геохимическая колонки существенно усложняются или, наоборот, представлены меньшим числом зон.

Критический анализ известных литературных материалов о ДЖФ с учетом личного опыта поисково-разведочных работ на легкообогатимые железистые кварциты и проведения глубинного геологического картирования докембрия в регионе КМА позволяет нам сделать вывод, что железистые кварциты — продукт сложных многостадийных эндогенных рудообразующих процессов, происходивших в межблоковых зонах смятия кристаллического фундамента. По этой причине ДЖФ не могут быть природным эталонным объектом для корректного обсуждения обозначенных в статье И.А.Бергмана проблем прогрессивного метаморфизма осадочных пород.

Отождествление железистых кварцитов по внешним признакам с метаморфизованными осадочными породами в известной степени способствовало мелкомасштабному картированию кристаллических образований докембрия, не оказывало затруднений при поисках и разведке железных руд, но может отрицательно повлиять на комплексную оценку железорудных и черносланцевых формаций в связи с обнаружением в них эндогенных рудопроявлений золота, металлов группы платины, апатита, алмазов, редких и радиоактивных элементов.

Для повышения эффективности поисково-разведочных работ на эти виды полезных ископаемых МПР РФ предстоит рано или поздно изменить вектор движения при изучении металлогении кристаллических образований докембрия, целесообразно начать вносить коррективы в план тематических работ по региону КМА раньше, уже в начале нового века.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бергман И.А. Насколько достоверно выделение минеральных парагенезисов, равновесных минеральных ассоциаций, метаморфических/минеральных фаций // Отечественная геология. 2000. № 2. С. 71—76.
2. Глаголев А.А. Проявления гипогенного оруденения в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 8. С. 31—39.
3. Глаголев А.А. Железистые кварциты и метасоматизм (по поводу книги Д.А. Михайлова «Метасоматическое происхождение

- железистых кварцитов докембрия») // Геология рудных месторождений. 1984. № 4. С. 118—126.
4. *Егоров А.С.* Проявление докембрийских дислокаций и метаморфизма в железорудной формации КМА // Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, 1969. С. 179—193.
 5. *Илларионов А.А.* Природа кварца, магнетита и гематита железистых кварцитов Курской магнитной аномалии (КМА) // Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, 1969. С. 216—227.
 6. *К диспуту по статье Г.И.Князева, В.А.Решитко, Л.И.Федоровской «О генезисе железистых кварцитов»* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 5. С. 146—149.
 7. *Князев Г.И., Решитко В.А., Федоровская Л.И.* О генезисе железистых кварцитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 12. С. 33—46.
 8. *Метасоматические железистые кварциты.* — Свердловск, 1979.
 9. *Михайлов Д.А.* Метасоматическое происхождение железистых кварцитов докембрия. — Л.: Наука, 1983.
 10. *Наумов В.П.* Метаформизм пород железисто-кремнистой формации Курской магнитной аномалии (КМА): Автореф. дисс. на соиск. кандидата геол.-минер. наук. Л., 1972.
 11. *Новикова А.С.* Тектоника основания Восточно-Европейской платформы // Тр. ГИН. 1971. Вып. 237.
 12. *Петров Р.П., Леоненко В.И., Морозов А.Н., Тарханов А.В.* К статье Г.И.Князева, В.А.Решитко, Л.И.Федоровской «О генезисе железистых кварцитов» // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 2. С. 137—140.
 13. *Танатар И.И.* Некоторые соображения о генезисе криворожских железных руд и вмещающих их железистых кварцитов // Южный инженер. 1916. № 7—8.
 14. *Точилин М.С.* Происхождение и факторы эволюции джеспилитов // Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, 1969. С. 40—46.

Рецензии

УДК (049.32)

© Г.А.Беленицкая, 2001

Литогеодинамический анализ — научное направление нового века*

Г.А.БЕЛЕНИЦКАЯ (ВСЕГЕИ)

Книга крупного ученого, специалиста в различных областях литологии, геохимии, нефтяной геологии, известного украинского исследователя Александра Ефимовича Лукина, опубликованная на русском языке в издательстве «Наукова думка», стала ярким событием в научно-геологической жизни и значительным явлением для российских геологов, особенно литологов и нефтяников.

Конец XX в. ознаменовался упрочением взаимосвязей литологии и геодинамики и рождением на их стыке нового интегрирующего междисциплинарного научного направления, почти одновременно названного А.Е.Лукиным литогеодинамическим анализом, а С.И.Романовским — литогеодинамикой. Параллельное и независимое развитие этого направления в двух научных центрах — Геологическом институте в Киеве и ВСЕГЕИ в Санкт-Петербурге нашло наиболее полное воплощение в двух крупных монографиях, также почти одновременно выпущенных в свет: одной — рецензируемой, а второй — коллективной работе «Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов» (Басков Е.А., Беленицкая Г.А., Романовский С.И. и др. / Под ред. А.Д.Щеглова. — С.-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998). Сам факт синхронности этих исследований, а также появление в последующем других отечественных и зарубежных работ по близкой тематике отражают реальное состояние науки, свидетельствуя о готовности научной почвы и чрезвычайной актуальности и значимости проблемы. Существенно, что исследования петербургской и киевской школ не повторяются, поскольку посвящены разным аспектам проблемы. У петербургских исследователей в названной монографии и серии других публикаций ее авторов главный объект — осадочно-породный бассейн (палеобассейн) в целом, основные акценты сделаны на систематику и сравнительный анализ всего многообразия геодинамических типов таких бассейнов и образующих их формационных рядов, выявление их литологических и минерагенических особенностей, разработку тектоно-седиментологических моделей. В работе А.Е.Лукина главный объект — парагенезы пород, главная задача — исследование

авлакогенного типа обстановок и углубленное изучение взаимосвязей между характерными для него геодинамическими режимами, типами литогенеза и особенностями нефтегазоаккумуляции. В итоге сферы анализа этих двух работ не повторяясь органично и достаточно удачно дополняют друг друга.

Монография А.Е.Лукина представляет собой фундаментальный научный труд, базирующийся на обширном материале собственных многолетних исследований автора, опыте его ведущего участия в комплексных прогнозно-поисковых программах в различных регионах бывшего СССР, а также на широких эмпирических и теоретических обобщениях по нефтегазоносным бассейнам мира. В ней изложены разработанные автором принципы и методы литогеодинамического анализа нефтегазоносных бассейнов, на их основе исследуются закономерности геологической эволюции, литогенеза и нефтегазоаккумуляции в авлакогенных бассейнах; в истории их развития выделены последовательные стадии и отвечающие им литогеодинамические комплексы, которые различаются строением, седиментационно-геохимическими особенностями, спектром вторичных преобразований и характером нефтегазоносности. Впервые обоснована связь всего комплекса таких различий с эволюцией геодинамических режимов и прослежено их отражение в особенностях нафтидогенеза. Предложены существенно новые литогеодинамические критерии нефтегазоносности, особенно значимые для глубоководных комплексов. Раскрытие конкретных связей между эндогенными режимами и процессами литогенеза и нафтидогенеза, определение литологических индикаторов геодинамической активности, установление принципиально новых закономерностей нефтегазоаккумуляции и разработка методов литогеодинамического анализа — вот главные цели и основные составляющие работы, которые определяют, по нашему мнению, ее суть и ценность.

Монография (общий объем 240 с.) состоит из пяти глав, вводного раздела От автора и Заключения. Она богато и выразительно иллюстрирована разнообразным графическим материалом — разрезами, схемами (всего более 80 рис.), таблицами, а также прекрасными макро- и микрофотографиями. Предисловие составлено академиком РАН В.Е.Хаиным, давшим книге чрезвычайно высокую оценку.

* *Лукин А.Е.* Литогеодинамические факторы нефтегазоаккумуляции в авлакогенных бассейнах. — Киев: Наукова думка, 1997.

Глава 1 монографии «Принципы и методы литогеодинамического формационного анализа» — ее теоретический и методический стержень, предваряющий и ориентирующий последующее изложение, и в то же время, как считает и сам автор, главный итог исследований. Основное внимание уделено обоснованию и раскрытию существенно новых нетрадиционных подходов и методов, направленных на расшифровку следствий эндогенных воздействий в сфере экзогенеза. Исходная посылка, предмет обсуждения и цель обоснования как в этой главе, так и во всех последующих, — взаимосвязанные представления. Реально существуют прямые и косвенные литолого-геохимические свидетельства непосредственного влияния эндогенной активности недр на процессы литогенеза на разных (всех) его стадиях, они запечатлены в широком спектре седиментационных и постседиментационных характеристик и могут быть опознаны. Анализ таких свидетельств (их детальное рассмотрение приведено в последующих главах) позволил автору выделить геодинамически обусловленные (литогеодинамические) типы седиментационных образований, их парагенезов и постседиментационных преобразований, суммировать их специфические характеристики и рекомендовать методику комплексного использования в качестве показателей определенных геодинамических условий.

Разработанные принципы и методы реализованы на конкретном региональном материале в значительной по объему главе 2 «Формационные и геодинамические закономерности нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах». Глубокий сравнительный анализ авлакогенных бассейнов Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ выполнен для определения черт сходства и различия в их геодинамическом развитии, литологических особенностях, гидрогеологической эволюции и, как итог, в характере нефтегазоносности. Отчетливая «нефтегазовая направленность» изложения всего материала позволяет по-новому осветить известные и выявить новые факторы и закономерности нефтегазонакопления, специфичные для авлакогенных бассейнов на разных стадиях их развития.

Глава 3 посвящена детальному систематическому исследованию седиментационных — фациально-генетических — типов отложений, формирующихся на разных участках авлакогенов в ходе их тектоно-геодинамического развития. Важный итог исследования — подразделение всего многообразия типов в зависимости от их связей с одной или несколькими разновидностями геодинамических режимов на две группы — стено- и эвригеодинамические. Представители первой отнесены к числу важных литогеодинамических индикаторов. Соглашаясь в целом с этим выводом, следует заметить, что комплексы, определяемые автором как стеногеодинамические, могут рассматриваться как таковые только в заданных рамках бассейнов уже диагностированного авлакогенного типа. При расширении же круга обсуждаемых обстановок и включении в него иных (пассивно-окраинных, активно-окраинных и др.) типов те же отложения (например, турбидиты) переходят из разряда стеногеодинамических в эвригеодинамические и теряют свою индикационную значимость.

В главе 4 «Авлакогенный литогенез» в ее первой части автор, основываясь на итогах и выводах проведенного ранее (гл. 2) сравнительного анализа, выявляет ведущие тенденции в эволюции бассейнов от позднего протерозоя до современности. Выделены три основных мегаэтапа, в свою очередь подразделенные на стадии. Для каждой стадии прослежены отвечающие ей типы формаций, их рядов и более дробных подразделений. Показано, что различным стадиям соответствуют вполне определенные литологические комплексы с устойчивым набором структурно-вещественных и сейсмостратиграфических характери-

стик. Сквозная идея анализа — представление о ведущей роли факторов геодинамического режима. В своих построениях и выводах автор ориентируется на разработанный ранее комплекс литологических индикаторов геодинамических режимов, одновременно пополняет его новыми структурно-вещественными, фациальными, биостратиграфическими и другими показателями. В итоговой схеме тектоно-геодинамической эволюции рифтовых зон платформ подчеркнута ее необратимая составляющая. Интересны соображения относительно особой литогеодинамической значимости неоген-четвертичного мегаэтапа, его первостепенной роли в современном состоянии бассейновых систем.

Вторая часть главы 4 посвящена глубокому анализу особенностей и типов постседиментационных преобразований пород и их связей с геодинамическими режимами. Прослежены многообразные и разномасштабные следствия и свидетельства прямого или косвенного участия гипогенных факторов в литогенезе на разных (всех) его стадиях. Плодотворным представляется выполненное автором подразделение всего комплекса постседиментационных преобразований на две группы, различающиеся, в соответствии с известными разработками В.Н.Холодова (1970), наличием (аллогенетические) или отсутствием (автогенетические) привнесенного извне вещества. Проанализированы принципиальные различия в характере процессов этих двух групп и разработаны критерии их опознания по особенностям структурно-вещественных проявлений. Если для автогенетических событий главной геотермодинамической тенденцией автор справедливо считает нивелировку минералого-геохимических (в конечном счете, энергетических) различий между компонентами, то аллогенетические характеризуются обратной тенденцией — быстро протекающими неравновесными процессами, ведущими к резкой дифференциации среды. Безусловно правомерен и достаточно обоснован вывод, отводящий именно последним событиям основную активную роль в нафтидогенезе и формировании залежей углеводородов. Можно лишь добавить, что он во многом справедлив и для других типов месторождений полезных ископаемых. Убедительно выглядит модель сквозьформационных флюидопроводящих систем, дренирующих осадочно-породные бассейны и их субстрат и осуществляющих связь с эндогенными системами недр.

Заключительная глава 5 «Факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах и критерии прогноза нефтегазоносности» — логический итог работы, ее научный и практический «выход». В ней внимание сосредоточено на тех новых аспектах теории нафтидогенеза и учения о нефтегазоносных бассейнах, а также на новых возможностях прогноза нефтегазоносности недр, которые предоставляет использование развиваемых в работе нетрадиционных подходов, раскрытых или намеченных связей. Такой взгляд — через призму литогеодинамических представлений (он присутствует и в предыдущих главах) — позволяет, с одной стороны, более определенно ответить на ряд дискуссионных теоретических вопросов, а с другой — дать вполне конкретные практические рекомендации. Для широкого спектра систематизированных литологических факторов, контролирующих нафтидогенез и нефтегазонакопление, раскрыты их многоаспектные связи с геодинамическими, стратиграфическими, гидрогеологическими, а также геохимическими, геотермическими и другими показателями. Во всех случаях основной акцент перенесен на анализ геодинамически обусловленной специфики их структурно-вещественных и морфологических проявлений, зависимостей (однозначных или многозначных) от тектоно-геодинамических обстановок возникновения, последовательности эндогенных режимов. При этом вопросу о гипогенном аллогенезе и сквозьформационных системах

отводится главная роль в разных аспектах нефтегазоаккумуляции — как в формировании коллекторов, резервуаров, ловушек, покрышек и других структурно-вещественных неоднородностей, контролирующих размещение залежей, так и собственно в нафтодогенезе.

Оценивая работу в целом, следует подчеркнуть ее несомненный вклад в создание общих научно-методических основ литогеодинимического анализа, исследующего взаимосвязи процессов литогенеза и геодинамики, а также в развитие ряда базовых для анализа положений, которые имеют самостоятельную теоретическую и прикладную ценность. Среди них особенно интересны, на наш взгляд, следующие проблемные разработки: раскрытие корреляционных связей между седиментационными и постседиментационными образованиями, с одной стороны, и геодинамическими режимами и их пространственно-временными проявлениями, с другой; обоснование системы литологических индикаторов геодинамических режимов; развитие представлений об эндофонде, литогеодинимических парагенезах, флюидопроводящих сквозьформационных системах; выделение гипогенных составляющих различных стадий литогенеза с установлением гипогенно-аллотигенной природы многих структурно-вещественных неоднородностей в разрезах осадочного чехла и субстрата; раскрытие «нефтегазовых аспектов» всех выявленных факторов и связей с обоснованием их определяющей роли в образовании, накоплении и локализации залежей углеводородов. Все эти и многие другие важные положения и разработки книги — по сути, реализация и отражение ее сквозной идеи и главной цели: опознать и расшифровать эндогенные составляющие экзогенеза, вычленив их разнообразные проявления в особенностях осадочных разрезов и характере их нефтегазоносности и, в конечном счете, — «открыть» осадочные системы снизу. А это чрезвычайно важно, поскольку до настоящего времени практически все особенности осадочных толщ, их структурно-вещественные и морфологические неоднородности, все типы породных ассоциаций, так же как и источники вещества для их образования, традиционно прочитываются и интерпретируются (по крайней мере, при отсутствии

вулканогенных проявлений) в контексте вещественно «чистого» экзогенеза. Данные автора позволяют изменить (расширить) угол зрения и дают ключ к новому прочтению макро- и микрособытий литологической (и биологической) летописи. Многие результаты и выводы, полученные автором при изучении авлакогенных бассейнов и их нефтегазоносности, имеют более широкое значение — в целом для осадочных бассейнов и в целом же для их продуктивности, во всем разнообразии ее вещественных и генетических проявлений. В еще более широком плане работа представляет собой вклад в развитие (и познание) извечной естественно-научной проблемы взаимодействия в биосфере эндогенных и экзогенных факторов.

Эффективность предлагаемых в книге критериев региональной и локальной оценки нефтегазоносности территорий неоднократно подтверждена практикой прогнозных работ, в т. ч. выполненных под руководством автора.

Монография А.Е.Лукина несомненно будет полезна широкому кругу геологов, особенно специалистам в области нефтегазовой геологии, литологии, фациально-палеогеографического и формационного анализа, экзогенной минерализации, а также тектоники и стратиграфии. Помимо познавательной значимости она интересна новизной взглядов на многие проблемы, нетрадиционностью подходов к их решению, богатством идей, умением видеть и раскрывать макро- и микросвязи в геологических явлениях.

В заключение хочется присоединиться к высказыванию В.Е.Хаина, которым он завершает свое предисловие к рассматриваемой монографии: «Полагаю, что эта книга представляет собой не ординарное, а выдающееся исследование, которое вносит существенный вклад как в теорию литогенеза, так и в учение о нефтегазоносных бассейнах». Добавим, что книга А.Е.Лукина безусловно принадлежит к числу работ, пока лишь единичных, которые выявляют и приближают начало нового этапа в теории литогенеза — этапа приоритетного раскрытия и познания его эндогенных (флюидных) составляющих. Несомненно, дальнейшее развитие литогеодинимики и литогеодинимического анализа составит одно из генеральных направлений исследований этого этапа.

УДК (049.32)

© Ф.П.Митрофанов, Н.В.Шаров, 2001

Рудная сейсморазведка*

Ф.П.МИТРОФАНОВ, Н.В.ШАРОВ (Геологический институт КНЦ РАН)

Представленную монографию можно считать итогом многолетнего совместного труда авторов в области наземных и скважинных сейсмоакустических исследований в различных рудных районах бывшего СССР для разработки теоретических и методических основ применения сейсмических методов поиска и разведки рудных месторождений. Написать краткую рецензию на эту книгу нас побудило желание привлечь к ней внимание геологов и геофизиков, занятых решением научных и производственных задач изучения земных недр.

Современная сейсморазведка в рудных районах относится к числу широкодиапазонных методов, применяемых как при региональных исследованиях земной коры, так и при решении разномасштабных задач структурного контроля рудных месторождений и изучении вещественного состава горных пород в геологических средах, неизмеримо

более сложных, чем среды, изучаемые традиционной сейсмикой при нефтепоисковых работах. Объекты изучения рудной сейсморазведки — разнообразные геологические образования: интрузии, складчатые структурные элементы, приконтактные и шарьяжно-надвиговые зоны, разрывные нарушения, кимберлитовые трубки, коры выветривания и др. В последние годы проведены исследования, связанные с локализацией в разрезе геологических неоднородностей: рудных тел, зон повышенной трещиноватости пород и др. В составе геофизического комплекса сейсморазведка относится к числу глубинных методов и используется при поисках различных месторождений твердых полезных ископаемых: полиметаллов, меди, никеля, бокситов, железа, хрома, алмазов, золота и др.

Книга состоит из 12 глав и подразделена на три части. Первая посвящена физико-геологическому обоснованию рудной сейсморазведки. Рассмотрены основные особенности геологических моделей рудных полей и месторождений, сформулированы задачи, решаемые сейсморазведкой в рудных районах. Представлен обширный материал

* Караев Н.А., Рабинович Г.Я. Рудная сейсморазведка. — М.: Геоинформмарк, 2000.

по упругим характеристикам осадочных и кристаллических пород. Разработаны факторы, влияющие на закономерность распределения упругих характеристик пород. Предложены скоростные модели геологических разрезов сверхглубоких и глубоких скважин, пробуренных в рудных районах.

В заключительном разделе первой части приведена классификация сейсмических моделей исследуемых геологических объектов. Авторы наряду с традиционным классом регулярных моделей при описании рудных районов ввели общий класс сейсмических моделей гетерогенного типа. Центральное место в них отведено гетерогенным системам, составленным из мелко- и среднемасштабных включений, композиционное распределение которых отражает структурные особенности геологических сред. Гетерогенные сейсмические системы более реалистично, чем регулярные сейсмические модели отражают иерархию различных структур и их комбинаций в сложно-неоднородных геологических средах, наиболее типичных для рудных районов. Гетерогенные сейсмические модели получают все большее признание при описании верхней и глубинных частей земной коры на стадиях решения поисковых и региональных задач. Подробно описаны сейсмические модели и волновые поля рудоконтролирующих и рудовмещающих структур и рудных объектов разнообразных геологических сред верхней части кристаллической коры. Относительно большой объем этой части и приведенных иллюстраций обусловлены исключительной значимостью рассматриваемого материала при решении методических и интерпретационных вопросов рудной сейсморазведки.

Во второй части рассмотрены сейсмические методы модификаций, применяемые на различных стадиях исследований в рудных районах — от региональных сейсмических исследований до детальных работ. Особое внимание уделено технологии метода отраженных волн — основного метода изучения рудоконтролирующих структур. Рассмотрены методы преломленных волн и сейсмического просвечивания в модификациях наземных и скважинных наблюдений, а также особенности технологии и обработки данных поляризационного метода (ПМ) ВСП и АК. Особое значение в повышении эффективности рудной сейсморазведки имеет комплексирование различных сейсмических и акустических методов при широком использовании волн различного класса и типа, различаемых поляри-

зацией. Это, по существу, единственный путь не только к повышению информативности рудной сейсморазведки при изучении различного типа сред, но и переход к изучению вещественного состава пород.

В третьей части приведены примеры применения сейсморазведки при решении разнообразных задач в рудных районах. Следуя общей композиции изложения материала, в начале рассмотрены результаты региональных исследований на примере некоторых рудных районов. Примеры применения сейсморазведки при поисках месторождений распределены по главам, рубрикация которых соответствует типам полезных ископаемых. При изложении материалов использованы фрагменты из заключений различных экспертных советов по оценке эффективности сейсмических методов в различных рудных районах.

Следует признать, что сейсморазведка не всегда достаточно эффективна при решении геологоразведочных задач в рудных районах. Занимая лидирующее положение при глубинных региональных исследованиях или решении многих структурных задач, она, как правило, отступает на второй план при прямых поисках рудных залежей или отдельных рудных тел. Снижение эффективности сейсморазведки часто вызвано неоднородным строением ВЧР в районе работ, экранирующим влиянием различных волн-помех, небольшими размерами и сложной конфигурацией рудных объектов. Дальнейшее развитие рудной сейсморазведки должно опираться на внедрение новых методик проведения работ и обработки данных, в т.ч. разрабатываемых в традиционной нефтяной сейсморазведке, приспособленных для условий рудной геологии. В первую очередь это связано с использованием многоканальных и многокомпонентных систем наземных площадных и скважинных наблюдений.

Большое достоинство книги — ее насыщенность большим количеством уникальных фактических сейсмических материалов, полученных при решении региональных и поисковых задач. Существенно и то, что построена и написана монография в форме, доступной для понимания широкого круга читателей с сохранением высокого научно-профессионального уровня при рассмотрении основных проблем сейсморазведки. Это позволяет использовать книгу, как учебное пособие при чтении спецкурсов по рудной геофизике для студентов и аспирантов. Форма и стиль изложения некоторых разделов могут представить интерес для геологов и геофизиков широкого профиля.

УДК (049.32)

© В.Л.Русинов, 2001

Золото-серебряные месторождения*

Типизации подлежат не только месторождения, но и книги. С этой позиции по отношению к читателю их можно объединить в три типа: увлекательные, полезные и ненужные. Первое впечатление от чтения книги М.М.Константинова с соавторами «Золото-серебряные месторождения» (2000) — это ее полезность для геолога, изучающего эпитеpмальные месторождения. По мере же углубления в содержание книги чтение становится также и увлекательным благодаря умело поданному и осмысленному богатому фактическому материалу. Такой результат вполне закономерен, поскольку авторский коллектив включает известных высококвалифицированных специалистов, многие

годы исследующих золоторудные месторождения, пропустивших через себя огромный массив данных и имеющих полное право на их обобщение.

Представления об эпитеpмальных месторождениях существенно реформировались со времени В.Линдгрена. Были даже попытки вообще отказаться от этого термина, но сейчас он вновь замелькал на страницах зарубежной и отечественной геологической печати. Это понятно, т.к. месторождения эпитеpмального типа характеризуются вполне определенными чертами геологической позиции, строения, металлогении и генезиса. Именно к этому генетическому типу относятся золото-серебряные месторождения. Авторы рецензируемой книги не решились вынести термин «эпитеpмальные» в заголовок, хотя речь в книге идет, по существу, об эпитеpмальных месторождениях. Возможно, принятое заглавие точнее характеризует ак-

* М.М.Константинов, Н.П.Варгунина, Т.Н.Косовец и др. Золото-серебряные месторождения. — М.: ЦНИГРИ, 2000.

цент, сделанный авторами на тщательную характеристику фактуры месторождений. Фактический материал, собранный авторами и представленный в книге (как оригинальный, так и заимствованный в литературе), сам по себе представляет большую ценность. Это — детальные геологические разрезы и карты, пространственные образы геофизических и геохимических полей, данные по распределению в пространстве минеральных парагенезисов и т.д. Характеризуются российские золото-серебряные месторождения, и их разнообразие довольно полно покрывается выбранными авторами объектами. Кубака, Карамкен, Многовершинное и Дукач — широко известные интереснейшие месторождения, подвергшиеся моделированию. Привлекаются, кроме того, материалы и по другим месторождениям Дальнего Востока (Белая Гора, Покровское) и Камчатки (Озерновское).

Существенно, что материалы по геофизическим и геохимическим полям сопоставляются между собой и с геологическим строением месторождений в пространстве, так что создается цельный геологический образ месторождения. При этом используемые понятия «модель» и «моделирование», как кажется, не вполне точно отражают существо работы. Модель — это некая абстракция, отражающая одну или несколько избранных особенностей изучаемых объектов, представляемых в каком-либо масштабе. Здесь же авторы попытались (и довольно успешно) представить читателю по возможности полный и точный портрет месторождения с разносторонней его характеристикой. Поэтому «образ» типичного месторождения представляется более точным термином для обозначения результатов авторского труда.

Во Введении авторы обозначили свою цель — разработку пространственных моделей месторождений, но вышли за ее пределы, оживив материал исследованием генетических проблем. Раздел, посвященный этим проблемам, открывается обзором рудных систем эпitherмальных месторождений с использованием современных литературных данных. При этом авторы обращают внимание читателя на

необычные стороны процесса формирования месторождений, например, на проявление скейлинг-эффекта в размещении месторождений, фрактальности в распределении металлов в гнездах и рудных столбах в рудных телах. К обсуждению генетических вопросов привлекаются изотопно-геохимические данные.

Часто построение «моделей» рудных месторождений ограничивается разработкой объемных блок-диаграмм, пространственным размещением руд (пространственные модели) либо созданием комплекса физико-химических параметров рудоотложения (физико-химические модели). Такие модели не формируют образ месторождения, т.к. не рассматривают такие важные характеристики, как соотношения рудообразования с магматизмом и метасоматизмом, которые, если и характеризуются, то лишь формально. К достоинствам рецензируемой книги относится то, что сделана попытка рассмотреть процессы магматизма, метасоматизма и рудоотложения во взаимной связи. Это имеет большое значение, т.к. упомянутые процессы представляют разные стороны одного общего явления: эволюции рудообразующей флюидно-магматической системы, которая может быть понята только через выяснение таких связей. Проведенный авторами экскурс в проблему взаимосвязи явлений выходит за рамки задач, поставленных перед создателями монографии, но придает книге завершенный облик.

В итоге обобщение материалов по золото-серебряным месторождениям, содержащееся в рецензируемой монографии, получилось познавательным, интересным и теоретически значимым. В соответствии с предложенной выше классификацией монография относится к типу полезных и в известной степени увлекательных книг. Изложенные материалы могут быть использованы при различных генетических построениях. С удовольствием рекомендую данную книгу всем геологам, изучающим рудные месторождения. Главный и единственный серьезный ее недостаток — мизерный тираж 100 экземпляров — для такой книги это ничтожно мало.

УДК (049.32)

© Г.В.Ручкин, 2001

Информационно-аналитическая система прогнозно-металлогенического анализа минерально-сырьевой базы Дальнего Востока

Г.В.РУЧКИН (ЦИНИГРИ)

В 2000 г. в Дальневосточном институте минерального сырья завершены фундаментальные исследования по металлогении Дальнего Востока России* с созданием электронной версии Металлогенической карты Дальневосточного экономического района (масштаб 1:1 500 000), охватывающей Хабаровский и Приморский края, Еврейскую автономную область, Амурскую, Сахалинскую, Магаданскую, Камчатскую области, Чукотский и Корякский национальные округа, южные и восточные районы республики Саха (Якутия) общей площадью около 5 млн.км².

Нет необходимости останавливаться на сложнейшей геологии, истории формирования и развития земной коры и металлогенической специализации Дальневосточного региона, включающего юго-восточную часть Сибирской платформы, Амуро-Охотскую, Верхояно-Чукотскую, Хоккайдо-Сахалинскую, Курило-Камчатско-Корякскую

складчатые системы, а также их срединные массивы. Геологическое строение этих крупных геотектонических элементов существенно осложнено наложением на платформенное и складчатое основание широко проявленных структур тектоно-магматической активизации, что в значительной степени определяет закономерности формирования и размещения разнотипных месторождений полезных ископаемых. Все эти вопросы достаточно полно отражены в монографии, которую, кстати, можно рассматривать как своеобразную объяснительную записку к Металлогенической карте.

В целом монография и электронная Металлогеническая карта вместе с сопровождающими ее базами данных, специализированными таблицами, статистическими функциями и программным обеспечением представляют собой информационно-аналитическую систему прогнозно-металлогенического анализа минерально-сырьевой базы Дальнего Востока.

Теоретическую и методическую базу созданной информационно-аналитической системы составляют многолетние исследования авторов в области металлогении и ми-

* *Металлогения Дальнего Востока России* /В.И.Сухов, Ю.И.Бакулин, Н.П.Лошак, А.Т.Хитрунов, Л.П.Родионова, Н.А.Карась. — Хабаровск: ДВИМС, 2000.

нерально-сырьевой базы Дальнего Востока и его отдельных районов. При решении металлогенических задач (выявление закономерностей формирования и размещения месторождений, специализации металлогенических провинций, металлогеническое районирование региона и других) широко использованы результаты структурно-формационного и рудно-формационного анализов, на основе которых связи различных генетических и рудно-формационных типов месторождений со структурно-формационными комплексами, сформировавшимися в определенных геотектонических режимах. В частности, для 139 структурных единиц выделено восемь групп геологических формаций, отражающих следующие геодинамические режимы: формирования континентальной первичной коры, рифтогенно-геосинклинальный, пассивных континентальных окраин, перикратонных прогибов, островодужный, коллизионный, активных континентальных окраин, континентального тафро- и рифтогенеза. Проведен анализ глубинного строения региона, на основании которого выделены и нанесены на Металлогеническую карту глубинные разломы корового и мантийного заложения, площади зон разуплотнения и сжатия, а также зон приближенного к поверхности аномалиеобразующего слоя.

Главная особенность информационно-аналитической системы заключается в тесной взаимосвязи графической информации с системой баз данных, способах их взаимодействия и возможности получать и анализировать, разнообразную информацию. Собственно Металлогеническую карту составляют отдельные картографические информационные слои: топографический, геолого-формационный и глубинного строения.

Картографический блок информации имеет определенное иерархичное построение. Самому верхнему иерархическому уровню соответствует составленная авторами Металлогеническая карта масштаба 1:1 500 000. Задачи, решаемые на этом уровне — оценка металлогенического потенциала региона и отдельных территорий, выделение перспективных площадей для постановки поисково-разведочных работ, оценки состояния минерально-сырьевой базы отдельных районов или всего региона в целом с привлечением баз данных, входящих в систему. Далее эти данные проектируются на среднемасштабные карты, которые содержат более обширную и детальную информацию поискового характера. На этом уровне уточняются границы установленных ранее прогнозных площадей, выделяются участки с различной степенью перспективности. Следующий картографический уровень соответствует геологическим картам масштаба 1:200 000. Эти данные в основном импортируются и интегрируются

в систему с использованием уже созданных цифровых карт в ДВРКЦ. Самый нижний уровень соответствует картам-схемам рудных полей и месторождений масштаба 1:50 000 и крупнее.

Система баз данных основана на реляционной структуре. Это дает возможность практически неограниченного дополнения, углубления и совершенствования имеющейся информации. В целевом плане один блок баз данных ориентирован на обеспечение геолого-формационной основы, а другой — на металлогенический анализ. Функционально они взаимосвязаны между собой через картографическую основу.

Главная база данных по рудным объектам содержит сведения о более 14 000 месторождений и рудопоявлений всех видов твердых полезных ископаемых Дальневосточного региона. Ее информационные ресурсы ограничены сведениями о рудно-формационной и генетической принадлежности, масштабности объекта (месторождение с установленными или прогнозными запасами и рудопоявление), перечнем главных видов сырья. Главная база данных связана со специализированными таблицами, включающими информацию о запасах, содержаниях элементов, минеральном составе и другие сведения.

Информационно-аналитические функции системы реализованы в тесной взаимосвязи всей имеющейся информации и позволяют оперативно выполнить практически любые построения производных карт по комплексу заданных признаков и проанализировать результаты этих построений, а также осуществить оперативное тиражирование карт в любом масштабе. Некоторые статистические функции позволяют получить представления о рудоносности отдельных площадей, распространенности геологических формаций и рудных объектов.

Созданная информационно-аналитическая система имеет важное прикладное значение для решения проблем укрепления и воспроизводства минерально-сырьевой базы Дальневосточного федерального округа. Она служит многоцелевой информационной основой для металлогенических и прогнозных построений в целях рационального недропользования и может обеспечить принятие оптимальных управленческих решений по направлению геолого-разведочных работ в масштабах всего Дальневосточного федерального округа и отдельных его районов.

Таким образом, проведенное исследование, охватившее такую огромную территорию, которую занимает Дальневосточный федеральный округ, по своему содержанию, фундаментальному научно-методическому подходу и практическому значению — крупная актуальная научная разработка, которая приложима к широкому кругу задач научно-исследовательских и геологоразведочных работ.

Первооткрыватели отечественных месторождений

К 300-летию горно-геологической службы России были изданы книги и сборники, статьи, включая и мемуарные работы. В отдельных изданиях такого рода содержатся субъективные трактовки истории открытий месторождений полезных ископаемых, что отмечалось в обращениях читателей нашего журнала к его редколлегии.

В связи с этим Бюро редколлегии сочло необходимым с № 6 2001 г. начать публикацию списков лиц, официально признанных первооткрывателями месторождений до 1991 г. В эти списки включены только работники системы Мингео СССР. По каждому полезному ископаемому также будут опубликованы списки лауреатов различных премий, присужденных за открытие и разведку месторождений.

Редколлегия журнала предполагает опубликовать и списки лиц, признанных первооткрывателями за последние 10 лет в системе Министерства природных ресурсов РФ.

Напомним, что нагрудный знак «Первооткрыватель месторождения» учрежден Постановлением коллегии Министерства геологии СССР 14 мая 1968 г.

Нагрудным знаком «Первооткрыватель месторождения» награждались:

первооткрыватели месторождений полезных ископаемых уникальной, первой или второй, а также третьей групп месторождений;

лица, научно обосновавшие необходимость проведения поисково-разведочных работ, в результате которых открыто месторождение, отнесенное к перечисленным выше, а также выявлены в ранее известных этих месторождениях дополнительные запасы полезных ископаемых или новое минеральное сырье, существенно увеличивающие их промышленную ценность.

Нагрудным знаком «Первооткрыватель месторождения» награждались за каждое открытие или научное обоснование открытия месторождения, отнесенного к перечисленным выше, а также за каждое выявление в уже известных месторождениях дополнительных запасов или нового минерального сырья, существенно увеличивающих их промышленную ценность.

Первооткрыватели месторождений алмазов

АБДУЛКАБИРОВА Маухида Атнагуловна	Кумдыкольское	1990
АЛЕКСАНДРОВ Сергей Петрович	им. Ломоносова	1988
БЕЛИК Юрий Петрович	р. Эбелях	1989
БОГАТЫХ Игорь Яковлевич	Трубка «Юбилейная»	1984
БУРОВ Александр Петрович	Больше-Колчимское	1985
БУРОВ Александр Петрович	Северо-Колчимское	1985
ВЕНКОВ Дмитрий Андреевич	Кумдыкольское	1991
ВЕРИЧЕВ Елисей Михайлович	им. Ломоносова	1988
ВЕТЧАНИНОВ Виктор Александрович	Волынское	1991
ГАЛКИН Иван Афанасьевич	р. Изрелях	1970
ГЕОРГИЕВ Георгий Александрович	им. Ломоносова	1990
ГОРБУНОВ Анатолий Андреевич	Трубка «Интернациональная»	1979
ГРАХАНОВ Сергей Александрович	р. Эбелях	1989
ГРИБ Владимир Павлович	им. Ломоносова	1990
ГРИНЕВИЦКИЙ Густав Зигфридович	им. Ломоносова	1988
ДАУЕВ Юрий Михайлович	Кумдыкольское	1990
ДОБЕЙКО Иван Павлович	им. Ломоносова	1990
ЕДИГЕНОВ Беккужа Абильевич	Кумдыкольское	1990
ЕЛАГИНА Екатерина Николаевна	Трубка «Мир»	1970
ЕФИМОВ Андрей Васильевич	им. Ломоносова	1988
ЗАРЕЦКИЙ Леонид Михайлович	р. Эбелях	1989
ЗЯЧКОВСКИЙ Антон Алексеевич	Кумдыколь	1990
ЗДОТА Алексей Николаевич	Трубка «Удачная»	1970
ЗДОТА Алексей Николаевич	Трубка «Сытыканская»	1980
ЗОРИН Юрий Михайлович	Кумдыкольское	1990

ИВАНОВ Александр Григорьевич	Трубка «Интернациональная»	1976
ИВАНОВ Иван Николаевич	Трубка «Интернациональная»	1979
ИЗАРОВ Владимир Тимофеевич	Трубка «Айхал»	1970
ИШКОВ Андриан Дмитриевич	Северо-Колчимское	1986
КАБАНОВ Владимир Алексеевич	Больше-Колчимское	1985
КАРЯКИН Иван Мартемьянович	«Молодо»	1985
КАШКАРОВ Иван Федорович	Кумдыкольское	1990
КИНД Наталия Владимировна	Трубка «Мир»	1970
КОНСТАНТИНОВ Юрий Георгиевич	им. Ломоносова	1988
КОНТАРОВИЧ Рафаил Самуилович	им. Ломоносова	1988
КРИВОНОС Валентин Филиппович	«Молодо»	1985
КУНИЦКИЙ Василий Михайлович	р.Эбелях	1989
ЛАПИКОВ Виктор Филиппович	Больше-Колчимское	1986
ЛАРЧЕНКО Виктор Андреевич	им. Ломоносова	1990
ЛЕВИН Григорий Миронович	им. Ломоносова	1988
ЛОМАКИН Юрий Андреевич	р.Эбелях	1989
ЛУГОВСКОЙ Виктор Иванович	Трубка «Юбилейная»	1984
ЛЮТИКОВ Валерий Алексеевич	им. Ломоносова	1988
МАСАЙТИС Виктор Людвигович	«Скальное»	1988
МАЦАК Эдуард Петрович	Кумдыкольское	1990
МЕДВЕДЕВ Валерий Анатольевич	им. Ломоносова	1988
МИНОРИН Виктор Евгеньевич	«Молодо»	1985
МУСИХИН Гарий Дмитриевич	Волынское	1991
ПОДКУЙКО Юрий Алексеевич	Кумдыкольское	1990
ПОДЧАСОВ Валерий Макарович	р.Эбелях	1989
ПОЛКАНОВ Юрий Александрович	Кумдыкольское	1990
ПОПУГАЕВА Лариса Анатольевна	Трубка «Зарница»	1970
РОМАНОВ Василий Федорович	Трубка «Интернациональная»	1976
РОМАНОВ Георгий Прохорович	Северо-Колчимское	1985
РОМАНОВ Георгий Прохорович	Больше-Колчимское	1985
РОЩИН Владимир Петрович	Трубка «Юбилейная»	1984
САРСАДСКИХ Наталья Николаевна	Трубка «Зарница»	1990
СОБОЛЕВ Валерий Клавдионович	им. Ломоносова	1988
СРЫВОВ Анатолий Петрович	Больше-Колчимское	1985
СТАНКОВСКИЙ Анатолий Федорович	им. Ломоносова	1988
ТАЙЛАКОВ Адиль Макумбекович	Кумдыкольское	1990
ФАЙШТЕЙН Григорий Хаимович	Трубка «Мир»	1970
ФАТХУТДИНОВ Дамир Хасанович	Кумдыколь	1991
ФОРТЫГИН Виталий Сергеевич	им. Ломоносова	1990
ХАБАРДИН Юрий Иванович	Трубка «Мир»	1970
ЧЕРНЫЙ Евгений Давыдович	Трубка «Айхал»	1970
ЧУМАК Михаил Александрович	р.Эбелях	1989
ЩУКИН Владимир Николаевич	Трубка «Удачная»	1970
ЩУКИН Владимир Николаевич	Трубка «Интернациональная»	1979

В 1957 г. **Ленинская премия в области науки и техники** за открытие промышленного месторождения алмазов в Якутской АССР была присуждена

БУРОВУ Александру Петровичу,
БЕЛОВУ Владимиру Борисовичу,
ФАЙНШТЕЙНУ Григорию Хаимовичу,
ЩУКИНУ Владимиру Николаевичу,
ХАБАРДИНУ Юрию Ивановичу,
ЮРКЕВИЧУ Ростиславу Константиновичу

В 1967 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за открытие и разведку месторождений алмазов трубки «Айхал» была присуждена

ИЗАРОВУ Владимиру Тимофеевичу,
КРУЧЕКУ Алику Ивановичу,
МЕНЬШИКОВУ Петру Николаевичу,
НОГОВИЦЫНУ Кулунтарию Григорьевичу,
РОМАНЧИКОВУ Михаилу Андреевичу,
ЧЕРНОМУ Евгению Давыдовичу

В 1981 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за открытие и разведку месторождения алмазов в сложных геологических условиях была присуждена

ПОБЕРЕЖСКОМУ Владимиру Александровичу,
БОГАТЫХ Игорю Яковлевичу,
БОЙКО Григорию Дмитриевичу,
ВОЛЫНЦУ Науму Петровичу,
КОРЗИЛОВУ Александру Николаевичу,
КРЮЧКОВУ Анатолию Ивановичу,
ЛУГОВСКОМУ Виктору Ивановичу,
НОГОВИЦЫНУ Кулунтарию Григорьевичу,
РОЩИНУ Владимиру Петровичу,
УШАКОВУ Владимиру Михайловичу,
ХЮППЕНЕНУ Тойво Павловичу,
ЧЕРНОМУ Евгению Давыдовичу

В 1989 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за открытие, ускоренную разведку и подготовку к промышленному освоению месторождения алмазов была присуждена

ВЕРИЧЕВУ Елисею Михайловичу,
ГРИБУ Владимиру Павловичу,
ГРИНЕВИЦКОМУ Густаву Зигфридовичу,
ДОБЕЙКО Ивану Павловичу,
МАЛОВУ Александру Ивановичу,
МЕДВЕДЕВУ Валерию Анатольевичу,
ПРОКОПЧУКУ Богдану Ивановичу,
СТАНКОВСКОМУ Анатолию Федоровичу

В 1990 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за открытие и ускоренную разведку месторождения алмазов была присуждена

БЕРЛИНСКОМУ Александру Ильичу,
ГОНЧАРЕНКО Виктору Егоровичу,
ГОРОХОВУ Станиславу Сергеевичу,
ЕДИГЕНОВУ Беккужу Абиловичу,
ЗВЯЧКОВСКОМУ Антону Алексеевичу,
ЗОРИНУ Юрию Михайловичу,
ПОДКУЙКО Юрию Алексеевичу

В 1991 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за комплексные исследования геологии, вещественного состава и генезиса алмазных месторождений была присуждена

КАМИНСКОМУ Феликсу Витольдовичу,
МИНОРИНУ Виктору Евгеньевичу,
ХАРЬКИВУ Алексею Демьяновичу

В целом к 1991 г. открыты 16 месторождений алмазов, нагрудным знаком «Первооткрыватель месторождений полезных ископаемых» награждены 65 человек. За открытие месторождений алмазов присуждена одна Ленинская премия в области науки и техники (6 лауреатов), пять Государственных премий СССР в области науки и техники (34 лауреата, 2 из них дважды).

80-летие Александра Ивановича Жамойды

5 декабря 2001 г. Александр Иванович Жамойда — доктор геолого-минералогических наук, профессор, член-корреспондент Российской Академии наук, заслуженный деятель науки, почетный разведчик недр — отмечает замечательные даты — 80-летний юбилей и 60-летие научной деятельности. Александр Иванович — крупный исследователь в области теоретической, прикладной и региональной стратиграфии, региональной геологии ряда районов, геологической картографии и палеонтологии.

Пройдя долгий суровый путь в Великую Отечественную войну, А.И.Жамойда поступил в Ленинградский горный институт, который закончил в 1952 г. В 1957 г. он защитил кандидатскую диссертацию, а в 1969 г. — докторскую. В 1976 г. Его утвердили в ученом звании профессора. В 1987 г. Александр Иванович стал членом-корреспондентом Академии наук СССР. В течение 7 лет он возглавлял Отдел стратиграфии и палеонтологии ВСЕГЕИ, а затем 17 лет (1970—1987 гг.) был директором ВСЕГЕИ и внес существенный вклад в развитие института и укрепление научных школ, в частности, палеонтолого-стратиграфической школы Геолкома — ВСЕГЕИ.

С 1987 г. и по настоящее время А.И.Жамойда — председатель Межведомственного стратиграфического комитета сначала СССР, а затем России. Он ведет огромную организационную работу, направленную на создание и совершенствование стратиграфической базы геологических работ различного масштаба. Под его руководством подготовлены и проведены около 100 крупных межведомственных региональных стратиграфических совещаний на огромной территории нашей страны, в самых разных ее регионах, сыгравших огромную роль в создании легенд для геологических карт разного масштаба, повышении качества геолого-съемочных работ. Одновременно он руководит рядом комиссий МСК.

Будучи председателем Комиссии по триасовой системе, Александр Иванович способствовал решению важных вопросов стратиграфии различных регионов, организовал разработку стратиграфической шкалы триасовой системы. Как председатель Комиссии по стратиграфической классификации, терминологии и номенклатуре А.И.Жамойда разработал ряд важных теоретических положений стратиграфии. В 1977 г. создал с коллегами первый в нашей стране Стратиграфический кодекс, второе издание которого вышло в 1992 г. В 2000 г. по инициативе и под редакцией А.И.Жамойды было опубликовано Дополнение к Стратиграфическому кодексу России, где представлены статьи и приложения, касающиеся некоторых новых методов в стратиграфии. Дополнительные приложения рекомендованы МСК к широкому использованию в стратиграфических исследованиях и геологической практике.

Большой вклад внес Александр Иванович в работу международных геологических организаций. В 1972—1996 гг. он был вице-президентом Международной комиссии по геологической карте мира, проводил анализ мирового геологического картографирования, поддерживал постоянные деловые контакты с Международной комиссией по стратиграфии. Неоднократно представлял геологическую службу страны на сессиях Международного геологическо-



го конгресса, а также на научных совещаниях в разных странах.

Много сил отдал А.И.Жамойда подготовке и редактированию многотомных научных изданий и методических разработок: «Стратиграфия СССР», «Геологическое строение СССР», «Стратиграфический словарь СССР», «Практическая стратиграфия».

Более 30 лет Александр Иванович — вице-президент Палеонтологического общества России (ранее СССР). Он один из первых исследователей мезозойских радиолярий. Много сил он отдал исследованиям вулканогенно-кремнистых образований мезозоя Дальнего Востока, Сахалина, Корякии.

Многочисленные научные работы А.И.Жамойды в области теоретической, прикладной и региональной стратиграфии, палеонтологии и региональной геологии, геологической картографии, истории геологических наук, многие из которых опубликованы за рубежом, получили широкое признание в научном мире.

От всей души поздравляем Александра Ивановича, талантливого ученого и незаурядного организатора научных исследований, со знаменательной датой, которую он встречает в расцвете научных замыслов. Желаем Вам, дорогой Александр Иванович, всего самого доброго во всем.

*Ученый совет ВСЕГЕИ
Редколлегия журнала*

80-летие Александра Александровича Ковалева

А.А.Ковалев, доктор геолого-минералогических наук, дважды лауреат Государственной премии, почетный член Академии естественных наук, член Международной академии минеральных ресурсов, внес значительный вклад в создание урановой сырьевой базы Киргизии и Казахстана (сейчас по запасам урана вышел на первое место в мире). А.А.Ковалев способствовал решению сложнейших проблем рудной геологии и сыграл решающую роль во внедрении в отечественную геологию революционной тектоники плит, избежавшей таким образом участи генетики и кибернетики.

А.А.Ковалев родился 1 ноября 1921 г. в Люберцах. Во время учебы во МГРИ в военные годы со специалистами НИГРИЗолото работал на золоторудных месторождениях в Забайкалье и Мариинской тайге. После окончания МГРИ с 1943 г. участвовал в поисках вольфрамовых и урановых месторождений Киргизии. В 1952 г. он был переведен в Казахстан, где в качестве главного геолога Волковской (урановой) экспедиции 13 лет руководил поисками и разведкой урановых месторождений на всей территории Казахстана. В эти годы были открыты и разведаны Балакшинское, Маньбайское, Ишимское, Тастыкольское, Коксорское и другие месторождения. За открытие и разведку Кавакских и Курдайского месторождений А.А.Ковалеву была присуждена Государственная премия в 1953 и 1954 гг. В 1969 г. ученый был переведен в Москву на должность заместителя начальника Управления научно-исследовательских организаций Мингео СССР. Защищенная им в 1970 г. докторская диссертация посвящена урановым месторождениям Южного Казахстана и Северной Киргизии.

В последующем в течение 10 лет А.А.Ковалев работал главным специалистом в Государственном комитете по науке и технике Совета министров СССР. Именно в эти годы за границей получила широкое распространение революционная теория тектоники плит, которую официальная советская наука игнорировала. А.А.Ковалев горячо поддержал молодую науку и первым начал применять ее для создания новых критериев поиска полезных ископаемых. Его первая в мире монография «Мобилизм и поисковые геологические критерии» выдержала два издания и переведена на китайский язык. Ученым созданы геодинамические модели эволюции литосферы ряда регионов и предложены классификации геодинамическим обстановок. Опыт составления первых среднемасштабных прогнозных карт на полезные ископаемые обобщен в работе «Методика глубинного прогнозно-геодинамического картирования» (1992). Заведая с 1981 г. сектором «Минералогия и история Земли» в Музее земледования МГУ, А.А.Ковалев перешел к глобальным обобщениям и экстраполяциям, а также пересмотру взглядов (в т.ч. и собственных) на генезис многих месторожде-



ний. Он разрабатывал теорию о роли океанических экстензионных систем в формировании стратиформных месторождений скарноидов. Предложил новую парадигму эндогенного рудообразования.

В последние годы А.А.Ковалев участвовал в создании методических руководств «Основы металлогенического анализа при геологическом картировании» (1995) и «Минералогия осадочных бассейнов континентов и периконтинентальных областей» (1988), а также книги «Тектоника плит и полезные ископаемые Катазии (Юго-Восточный Китай)» (2001). В 2000 г. по снимку в Интернете А.А.Ковалев открыл крупное месторождение вольфрама на острове у побережья Новой Зеландии. Месторождение названо Интернетовское.

Поздравляем Александра Александровича с юбилеем и желаем ему здоровья и дальнейших успехов.

*Ученый совет МГУ им. М.В.Ломоносова
Редколлегия журнала*

80-летие Виктора Парфентьевича Федорчука

В.П.Федорчук родился 21 декабря 1921 г. в с.Троицкое Ново-Одесского района Одесской области Украинской ССР. Большая часть его жизни была связана со Средней Азией. В.П.Федорчук в 1938 г. поступил и в 1943 г. окончил Среднеазиатский индустриальный институт (г.Ташкент) по специальности горный инженер-геолог. С 1941 до 1959 г. он работал в Тресте «Средазцветметразведка» Министерства цветной металлургии СССР.

В.П.Федорчук внес заметный вклад в изучение и освоение ртутных и сурьмяных месторождений Южной Ферганы: Хайдаркан, Кадамжай, Чаувай, Сымап, Бирксу и др., а также ряда редкометалльных и полиметаллических месторождений Средней Азии.

В 1957—1959 гг. В.П.Федорчук работал в Китайской Народной Республике в должности группового инженера, оказывая техническую помощь в изучении и освоении рудных месторождений. В Китае В.П.Федорчук сформировался как геолог-ртутник и сурьмящик. В это время были опубликованы его первые печатные работы по геологии ртутных и сурьмяных месторождений.

С 1959 по 1969 г. В.П.Федорчук работал в Средне-Азиатском институте геологии и минерального сырья (САИ-ГИМС), где, пройдя путь от старшего научного сотрудника до заместителя директора, сформировался как научный работник — ведущий специалист в области геологии, поисков и разведки ртутных и сурьмяных месторождений. В 1952 г. В.П.Федорчук защитил кандидатскую диссертацию, в 1962 г. — стал доктором геолого-минералогических наук, а затем, в 1964 г. — профессором.

В 1969—1976 гг. В.П.Федорчук работал заместителем директора Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ) АН СССР и Мингео СССР, где создал сектор ртути и сурьмы, в котором успешно решались вопросы геологии ртутных и сурьмяных месторождений. В.П.Федорчук был куратором Мингео СССР по ртути и сурьме.

С 1976 г. В.П.Федорчук работает в ВИЭМС, сначала в должности директора (1976—1987 гг.), а затем главного научного сотрудника. В ВИЭМС В.П.Федорчук активно занимается вопросами экономики минерального сырья и геологоразведочных работ. ВИЭМС, прочно сохраняя ведущие позиции по геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых, стал головным институтом отрасли по правовым и нормативно-методическим вопросам недропользования и природных ресурсов.

В.П.Федорчук — автор более 20 монографий и брошюр и более 400 публикаций по самым различным вопросам геологии, экономики минеральных ресурсов и истории геологических знаний, а также член редколлегий ведущих геологических журналов отрасли.

В.П.Федорчук с целью укрепления международного сотрудничества в деле изучения и освоения месторождений полезных ископаемых побывал в Алжире (6 раз); Болгарии и Чехословакии (по 5 раз); Вьетнаме, Индии, Испании, Франции (по 1 разу); Китае (11 раз). В Алжире при его участии была создана минерально-сырьевая база ртути и

сурьмы, и Алжир вышел на второе место в мире, после Испании, по производству ртути.

Много сил В.П.Федорчук отдал укреплению творческого сотрудничества советских и российских геологов с геологами Китайской Народной Республики; ему присвоено звание почетного доктора Китайской геологической академии и почетного профессора Чанчунского университета.

Особо хочется отметить работу В.П.Федорчука по подготовке научных кадров. Под его руководством защитили кандидатские и докторские диссертации 85 человек; среди них есть представители Алжира, Болгарии, Вьетнама, Китая.

Государство высоко оценило труд В.П.Федорчука, наградив его двумя орденами «Знак Почета» (1966, 1976) и многими медалями; ему присвоены звания «Заслуженный работник геологической службы Киргизской ССР» и «Заслуженный деятель науки Российской Федерации».

Соратники и коллеги Виктора Парфентьевича Федорчука от всей души поздравляют его со знаменательным юбилеем, желают ему здоровья, творческого долголетия и благополучия всему его семейству!

*Ученый совет ВИЭМС
Редколлегия журнала*



60-летие Александра Александровича Кременецкого

Вся творческая деятельность А.А.Кременецкого связана с ИМГРЭ. В 1966 г. после окончания Воронежского Государственного университета он поступил в аспирантуру этого института. Работая над проблемами метаморфизма докембрийских пород Балтийского щита, в 1975 г. Александр Александрович защитил кандидатскую диссертацию «Метаморфизм основных пород и некоторые вопросы генезиса амфиболитов».

А.А.Кременецкий занимался проблемами геохимического режима зональных метаморфических комплексов, а также условиями локализации в них редкометалльных пегматитовых месторождений в различных регионах бывшего СССР. Им и его коллегами установлены закономерности распределения редких щелочных металлов в процессах магматической, осадочной и метаморфической дифференциации, изучен генезис и механизмы формирования редкометалльных месторождений новых типов: цезиеносных вулканических стекол, цезий-биотитовых метасоматитов, флюорит-полилитонитовых метасоматитов, кварц-шеелитовых руд в амфиболитах, аутигенно-метаморфических Eu-монацитов.

Большую часть своей творческой жизни А.А.Кременецкий посвятил петролого-геохимическому изучению процессов глубинного пороодо- и рудообразования, в т.ч. с помощью сверхглубокого бурения, что позволило выявить и изучить ряд мало- или неизвестных ранее явлений: метаморфогенно-водородного разуплотнение глубинных толщ как причина образования сейсмических волноводов и горизонтальных тектонических сместителей; пирит-пирротинное превращение в черносланцевых толщах как эффективный механизм локализации в них золотого оруденения.

Результатом этих исследований стала докторская диссертация «Метаморфизм и рудообразование в глубинных зонах земной коры (по данным глубоких и сверхглубоких скважин)», которую А.А.Кременецкий защитил в 1992 г. На основе выявленных закономерностей им разработаны и запатентованы новые методы глубинного прогноза.

А.А.Кременецкий и сегодня живет интересами России. Зная острую потребность страны в рении, Александр Александрович со своими коллегами разрабатывает и апробирует на вулкане Кудрявый (Курильские острова) новую технологию промышленного извлечения рения из высокотемпературных вулканических газов.

Под его руководством и при непосредственном участии в ИМГРЭ разработана классификация редкометалльных месторождений и создана прогнозно-металлогеническая карта России на редкие элементы масштаба 1:5 000 000.

В последние годы А.А.Кременецкий обеспечивает активное участие ИМГРЭ в прогнозно-поисковых геохимических работах на золото, медь, молибден, вольфрам, сурьму и редкие металлы в Карелии, на Урале, в Восточных Саянах, Северобайкалье, Восточном Забайкалье и в Амурской области. В этих работах широко используются разработанные в институте оригинальные технологии и методы геохимических поисков рудных объектов, перекрытых чехлом или моренными отложениями.



А.А.Кременецкий прошел в ИМГРЭ путь от аспиранта до руководителя сектором, заместителя директора по научной работе и директора института.

Он опубликовал более 230 научных работ, в т.ч. 8 монографий, таких как «Геохимия глубинных пород», «Геолого-петрохимические методы глубинного прогноза полезных ископаемых», «Геохимия лития, рубидия, цезия», «Кольская сверхглубокая», «Рудоносные граниты России и сопредельных стран» и др. Он автор девяти патентов на изобретения и одной заявки на открытие.

Труды А.А.Кременецкого широко известны и за рубежом. Он участвовал в работе Международных геологических конгрессов в Москве, Киото, Пекине и Рио-де-Жанейро; является соруководителем Международных научных проектов INTAS и IGCP-373.

Поздравляем Александра Александровича с юбилеем, желаем ему здоровья и долгих творческих лет, «жить и работать в науке с желанием и надеждой».

*Ученый совет ИМГРЭ
Редколлегия журнала*

70 лет предприятию «Геологоразведка»

В октябре исполнилось 70 лет Федеральному государственному унитарному научно-производственному предприятию «Геологоразведка» — старейшему предприятию России по производству геофизической аппаратуры и геологоразведочной техники. Начав свое развитие из мастерских по ремонту геофизической техники, предприятие стало крупным для отрасли заводом, обеспечивающим техническое оснащение геологоразведочных предприятий отрасли. За 70 лет для геологических организаций изготовлены тысячи приборов нескольких сотен наименований. С их помощью большая армия разведчиков недр решала и решает задачи по развитию минерально-сырьевого потенциала СССР и России.

В 1991 г. после выхода ОКБ геофизического приборостроения из подчинения Мингео СССР решение задач, связанных с разработкой технических средств для геолого-геофизических работ, возложено на предприятие «Геологоразведка». В 1994 г. «Геологоразведке» присвоен статус Государственного научно-производственного предприятия, в 1998 г. — Федерального государственного унитарного научно-производственного предприятия, в 1999 г. получено Свидетельство о государственной аккредитации предприятия как научной организации (№ 1623 от 21.07.99). Сегодня «Геологоразведка» — это динамично развивающееся научно-производственное предприятие с численностью работников около 600 человек, самостоятельно реализующее весь научно-производственный цикл создания новых образцов технических средств для геолого-геофизических работ — от разработки до ее внедрения в практику геологоразведочных работ.

Предприятие разрабатывает и выпускает технические средства для наземных, шахтно-скважинных, морских, авиационных геолого-геофизических работ и космических исследований. Только за последние годы на предприятии разработаны, изготовлены и внедрены в практику геологоразведочных работ около 40 наименований геофизической аппаратуры и геологоразведочного оборудования, а ассортимент серийно выпускаемой продукции составляет почти 60 наименований.

Значительных успехов предприятие достигло и на новом для себя направлении — выполнении производственных аэрогеофизических работ по заказам МПР РФ, комитетов природных ресурсов субъектов Федерации, нефтяных и горнорудных компаний. Лаборатория аэрометодов (ЛАМ), представляющая собой по сути крупную аэрогеофизическую экспедицию, только в 2000 г. покрыла магнитной и комплексной съемками масштаба 1:25 000—1:50 000 площадь около 100 тыс.км² в различных регионах России. Наибольшие объемы работ выполнены в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (Пермская область, Республики Удмуртия и Башкортостан). Лаборатория оснащена современной аппаратурой и оборудованием, разработанными и изготовленными на предприятии.

Contents

Mavrichev V.G., Kozev S.I., Vinogradov P.A., Delia S.V., Shtun' S.Yu.

Multi-stage basement of the North Caspian shelf and its reflection in the sedimentary cover by the large-scale air-borne magnetic survey

FUEL MINERAL RESOURCES

Taranushich F.F.

Typification of morphostructures of coal seam concentrations

METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL DEPOSITS

Lyakhovkin Yu.S.

Typification of gold manifestations within the Voronezh crystalline massif

Timofeeva T.S., Mirtalipov D.Ya., Vasiliev G.A., Mansurova L.A., Musaeva M.M., Rakhimzhanov A.A., Uralov B.Kh.

Gold nuggets of Uzbekistan, their composition and isotopy of chemical elements

STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Zhuravlev A.V., Sobolev D.B.

Local stratigraphic column of the Tournaisian stage, the Northern Urals

Koroleva M.N., Istomina L.Yu.

Early Ordovician lithofacies and biozones of trilobites in the East-Kokchetav synclinorium, the Northern Kazakhstan

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

Sekerin A.P., Men'shagin Yu.V., Egorov K.N.

Stages of magmatism and diamond potential of a central part of the Urik-Iy graben, the Pre-Sayan

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

Slavkin V.S., Voroshilova M.S.

New CDP seismic data on the structure of Lower Cretaceous pays in the southeast of West-Siberian platform

GEODYNAMICS AND SEISMICITY

Koroteev V.A., Yazeva R.G., Ivanov K.S., Bochkarev V.V.

Subduction paleozones in the geologic history of the Urals

Kuzovkov G.N.

The Maksyutovsky complex in the Southern Urals — a test stone of the Urals geodynamics

Agafonov B.P.

Lithodynamic direction in the study of the Baikal rift

DISCUSSIONS

Blyuman B.A.

About three NONs — nonlinearity, non-reversibility, nonequilibrium of geological processes

Zeilik B.S.

The Semeitau astroblem and its ore-controlling role

Litovchenko N.I.

On a problem of ferruginous quartzite origin

BOOK REVIEWS

Belenitskaya G.A.

Lithogeodynamic analysis — a scientific line of new century

Mitrofanov F.P., Sharov N.V.

Mineral seismic survey

Rusinov V.L.

Gold-silver deposits

Ruchkin G.V.

Information-analytical system of prediction-metallogenic analysis of the Far East mineral resources base

DISCOVERERS OF NATIONAL MINERAL DEPOSITS

Discoverers of diamond deposits

80th birth anniversary A.I.Zhamoida

80th birth anniversary A.A.Kovalev

80th birth anniversary V.P.Fedorchuk

60th birth anniversary A.A.Kremenetsky