

Том 23, номер 5
ISSN 0207 - 4028

Сентябрь-Октябрь 2004

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



<http://www.itig.khv.ru/POG>

СОДЕРЖАНИЕ

<i>А.А. Маракушев.</i> Геологическое строение и петрологические модели формирования земной коры	3
<i>Н.А. Куренцова, Г.Б. Удинцев.</i> Основные черты строения и эволюции южной части моря Скоша, Западная Антарктика	25
<i>Ю.Д. Марков, А.В. Можеровский, Н.Г. Ващенко.</i> Металлоносные осадки активной зоны рифта Восточно-Тихоокеанского поднятия	40
<i>А.А. Сорокин, Н.М. Кудряшов, Ли Цзинь.</i> U-Pb геохронология гранитоидов октябрьского комплекса Мамынского террейна (Приамурье)	54
<i>И.В. Кемкин, Р.А. Кемкина.</i> Строение и возраст кремнисто-терригенных отложений нижней структурной единицы Таухинского террейна (Южный Сихотэ-Алинь)	68
<i>В.Т. Казаченко, В.В. Киселев.</i> Парагенезисы марганцевых минералов – показатели окислительно-восстановительных условий метаморфизма металлоносных отложений	81
<i>В.И. Исаев.</i> Палеотемпературное моделирование осадочного разреза и нефтегазообразование	101
<i>Д.Л. Вьюнов, В.А. Степанов.</i> Геохимические поля Верхнего Приамурья	116

Рецензии

<i>В.Г. Моисеенко, В.А. Степанов.</i> О книге "Геология месторождений серебра"	125
<i>Г.Л. Кириллова.</i> Зоны нефтегазоаккумуляции окраин континентов	127

CONTENTS

<i>A.A. Marakushev.</i> Geologic structure and petrological models of formation of the Earth's crust	3
<i>N.A. Kurentsova, G.B. Udintsev.</i> The main features of the structure and evolution of the southern part of the Scotia Sea, West Antarctic	25
<i>Yu.D. Markov, A.V.Mozherovsky, N.G.Vashchenkova.</i> Metalliferous sediments in the active rift zone of the East Pacific Rise (Pacific Ocean)	40
<i>A.A. Sorokin, N.M. Kudryashov, Li Jin Yi.</i> U-Pb geochronology of granitoids of the Oktyabrskiy complex, Mamynskiy terrane (Priamurye)	54
<i>I.V. Kemkin, R.A. Kemkina.</i> The structure and the age of cherty-terrigenous deposits of the Taukha terrane lower structural unit (South Sikhote-Alin)	68
<i>V.T. Kazachenko, V.V. Kiselev.</i> The parageneses of manganese minerals as indicators of redox behavior of metamorphism of metalliferous sediments	81
<i>V.I. Isaev.</i> Paleotemperature modeling of the sedimentary section, and oil-and-gas generation	101
<i>D.L. Vyunov, V.A. Stepanov.</i> Geochemical fields of the Upper Priamurye	116

Reviews

<i>V.G. Moiseenko, V.A. Stepanov.</i> The book "The geology of silver deposits"	125
<i>G.L. Kirillova.</i> Zones of oil and gas accumulation at continental margins	127

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

А.А. Маракушев

Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черногловка

Континентальная земная кора развивалась в сложных взаимоотношениях с океанической литосферой. На заре геологического развития, 3,8 млрд лет назад, образовались древнейшие складчатые ядра всех континентов на основе первичных геосинклинальных прогибов океанического дна. Карбонатно-терригенные осадки в них формировались в результате разрушения воздымающихся структур областей развития щелочного магматизма (островных архипелагов и др.), подобных поднятиям Фарсида и вулкана Олимп в океанической структуре северного полушария Марса.

Складчатость вулканогенно-терригенных отложений в первичных и последующих геосинклиналях, приобретающих все более линейные формы, происходила под боковым давлением океанических литосферных плит, стремительно расходящихся в периоды диастрофизма в стороны от срединно-океанических срединных хребтов. Затем эти плиты субдуцировали под новообразованные складчатые пояса, что стимулировало образование глубинных разломов, достигавших расплавленного земного ядра. Ядро служило источником восходящих флюидных потоков, фиксируемых очагами землетрясений средней глубинности (60–300 км), порождавших орогенное развитие складчатых поясов. Просачиваясь через мантийный субстрат, восходящие флюиды производили его деплетирование (дунитизацию), создававшее плотные корни континентов, которые прослеживаются геофизически до глубин 400–700 км. Выносимые флюидами из мантии в земную кору силикатные компоненты производили ее общую дегазацию с образованием "гранито-гнейсового" слоя и увеличением мощности коры, глубоко вдающейся в мантийный субстрат с образованием корней гор. Это нарушало изостазию и приводило к воздыманию (орогенезу) складчатых поясов, сопровождавшемуся их глубокой эрозией с выравниванием поверхности мантии на глубине порядка 40 км, свойственной платформенным структурам. В результате кратонизации в древних щитах и кристаллических массивах на платформах обнажаются метаморфические породы, которые образовались, судя по их минеральным парагенезисам, на глубинах до 30–40 км. Это отражает грандиозность докембрийских орогенных поясов, корни гор которых распространялись глубже современных, достигающих в Андах глубины 70 км.

Депрессии на платформах по составу выполняющих их пород подразделяются на осадочные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные (трапповые). К вулканогенному типу близки окраинные моря, разделяющие континенты и островные дуги. Ими и трапповыми формациями намечается переход к вторичной океанической коре, замещавшей континентальную кору и распространенной вдоль пассивных континентальных окраин.

Несмотря на разнообразие, все платформенные депрессии сходны по происхождению, образуясь в результате развития флюидного мантийного магматизма. Внедрение ультраосновных расплавов с замещением основания коры создавало воздымание мантийного субстрата, а сопровождавшие ультраосновной магматизм восходящие трансмагматические флюиды обеспечивали частичное или полное растворение "гранитного" слоя платформенной коры, приводя к образованию поверхностных депрессий. В результате возникла характерная обращенность поверхностного и глубинного рельефа, свойственная всем типам депрессионных структур. Связью с мантийным магматизмом определяется и рудоносность депрессионных структур, приобретающая иногда грандиозный размах.

Окраинные моря относятся к эвгеосинклинальным депрессиям, в которых гипербазитовые магмы внедрялись в вулканогенно-осадочные глубоководные отложения с образованием офиолитовой формации. Структуры окраинных морей проектируются на очаги глубокофокусных (300–700 км) землетрясений, приходящих на смену очагам землетрясений средней глубинности, (коррелирующихся с реликтовыми орогенными поясами островных дуг) на пути превращения активных континентальных окраин в пассивные. Офиолитовые формации, формировавшиеся первоначально в структурах окраинных морей,

составляют основание геосинклинальных отложений прогибов на пассивных континентальных окраинах, развивающихся в режиме слабой спрединговой активности океанов. С усилением этой активности в них развивается складчатость под боковым давлением литосферных плит, начинающая новые циклы формирования складчатых орогенных поясов континентов.

Ключевые слова: земная кора, эволюция, петрологические модели, складчатые пояса, платформенные депрессии, траппы, флюидные потоки, кратонизация, океанизация.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема происхождения и развития земной коры является комплексной и многоплановой, охватывающей геофизические, тектонические (геодинамические), геохимические и петрологические ее аспекты. В настоящей статье акцентируется в основном петрологический аспект, отражающий существенную сторону процессов формирования главных структурных подразделений земной коры. Основное ее содержание составляет генетическая интерпретация складчатости и складчатых поясов, их орогенного воздымания и последующей кратонизации, платформенных депрессий и их металлогенической специализации, взаимоотношений сейсмически активных и пассивных континентальных окраин, складчатых ядер континентов. Все эти разнообразные геологические процессы определяются эндогенной активностью Земли, движущей силой которой служат флюидные потоки, исходящие из ее расплавленного ядра, порождающие вещественные преобразования земной коры и мантии [27]. В статье только в общих чертах характеризуются главнейшие структуры земной коры, описанные в огромном множестве публикаций, основное внимание в ней уделяется процессам их формирования (петрологическим моделям), несмотря на то, что они во многом еще остаются дискуссионными. Главной задачей была разработка взаимосогласованной системы петрогенетических процессов, определяющей последовательность и цикличность развития структурных элементов земной коры – континентальных и океанических.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОРЫ

Земная кора состоит из континентов, преобладающих на северном полушарии Земли, и океанов, больше распространенных на южном полушарии. Главные структурные подразделения земной коры представлены на рис. 1, где обозначено местоположение древнейших складчатых структур континентов. Их возраст, с которого и начинается геологическая история Земли, варьирует в пределах 3.0–3.8 млрд лет. Тем не менее, они представлены слож-

но дифференцированными осадочно-вулканогенными комплексами, претерпевшими глубокую осадочную дифференциацию в геосинклинальных океанических прогибах с последующими складчатостью, глубоким метаморфизмом и наложенной гранитизацией. Характерно вхождение в их состав карбонатных пород, кварцитов, в том числе железорудных, калиевых гнейсов метапелитового исходного состава, амфиболитов и плагиогнейсов, относящихся к продуктам аллохимического метаморфизма базальтов, мигматитов и гранитов.

С древнейших раннеархейских ядер начиналось развитие складчатой структуры континентов, прослеживающейся до кайнозойского времени, но отличавшейся сложностью, обусловленной заложением каждой новой геосинклинальной системы, дискордантно замещавшей при своем образовании значительные объемы ранее образованных складчатых поясов. Это прослеживается во всех возрастных категориях, начиная с глубокого докембрия. Древние массивы систематически выявляются и в фанерозойских складчатых системах, вытеснявших в своем развитии докембрийские. Видно также срезание складчатых структур континентов океаническими структурами, которые развивались, явно замещая первое в ходе процессов океанизации континентальной коры. Сложные взаимоотношения океанов и континентов наглядно выражены в современной сейсмичности Земли, по которой континентальные окраины подразделяются на два структурных типа – активные и пассивные. К активным относятся континентальные окраины, на которых древние структуры обрамляются все более молодыми складчатыми поясами. Они характеризуются высокой сейсмичностью и современным вулканизмом и свойственны континентальным окраинам Тихого океана. В противоположность им, на пассивных континентальных окраинах структуры глубокого дискордантного срезания океанами континентальной коры распространяются местами вплоть до древнейших ядер континентов. Пассивные окраины характеризуются слабой фрагментарной сейсмичностью и отсутствием современного вулканизма и типичны для Атлантического и Индийского океа-



Рис. 1. Схема геологического строения континентов.

1 и 2 – складчатые пояса мезозойско-кайнозойского (1) и палеозойского (2) возрастов, 3 – докембрийские платформенные структуры, 4 – местоположения древнейших гнейсовых комплексов с возрастом 3,0–3,8 млрд лет.

нов. Им свойственно образование глубоких прогибов океанического дна (геосинклиналей), заполняемых осадками, сносимыми с континентов.

Складчатое обрамление Тихого океана представляет собой глобальную структуру, в которой ступени эволюции континентальной земной коры сохранились в наибольшей мере, фиксируясь, хотя и в сложном дискордантном залегании, складчатыми поясами, смещавшимися со временем в сторону океанической впадины. Для них характерно парное строение с внешними (океаническими) офиолитовыми (эвгеосинклинальными) складчатыми поясами и внутренними (со стороны континента) поясами преобладания карбонатно-терригенных пород. Разновозрастные офиолитовые складчатые пояса фиксируют этапы развития складчатого континентального обрамления Тихого океана. Они относятся, согласно [4], к следующим возрастным рубежам: протерозойскому (складчатая область Аделаида в восточной Австралии), палеозойско-раннетриасовому, юрско-раннемеловому, меловому и позднемеловому–плиоценовому. Доскладчатые позднеплиоценовый и современный этапы развития Тихоокеанского пояса представлены в эвгеосинклинальных котловинах окраинных морей. Эоценовые, плиоцен-плейстоценовые и современные депрессии накладываются в них на складчатую структуру Тихоокеанского пояса, характеризуя радикальное преобразование ее мощной континентальной коры в маломощную океаническую кору. Грандиозность этих процессов наглядно выражена сопоставлением типичных колонок строения земной коры в орогенных поясах, платформенных и шельфовых структурах и во впадинах окраинных морей (рис. 2). Изначально мощная континентальная кора,

сформировавшаяся в конструктивных процессах складчатости и орогенеза, превращается в депрессиях окраинных морей в маломощную кору, сходную по строению с океанической корой, что характеризует этот деструктивный процесс как океанизацию континентальной коры на пути превращения активных континентальных окраин в пассивные. При этом офиолитовые эвгеосинклинальные формации, генерирующиеся в рифтогенных прогибах окраинных морей, попадают в основание геосинклинальных отложений прогибов океанического дна, свойственных пассивным континентальным окраинам, на которых они устанавливаются по магнитометрическим и сейсмическим данным (рис. 3). Эвгеосинклинальные отложения не могли возникнуть на пассивной, лишенной вулканизма, континентальной окраине, и наличие их в основании геосинклинальных разрезов пассивных континентальных окраин однозначно фиксирует предшествующую (активную) стадию их развития, соответствовавшую системам окраинных морей, разделявших континенты и островные дуги. Фрагменты континентальной коры, свойственной островным дугам, в океанической коре пассивных континентальных окраин распространены широко и будут рассмотрены в дальнейшем.

Прогибы тихоокеанского дна полностью компенсируются осадконакоплением. В геологической истории подобные собственно геосинклинальные периоды сменялись периодами диастрофизма, в течение которых усиление спрединговой активности срединно-океанических структур служило фактором развития по периферии океанов складчатости, орогенеза и превращения пассивных континентальных окраин в активные.

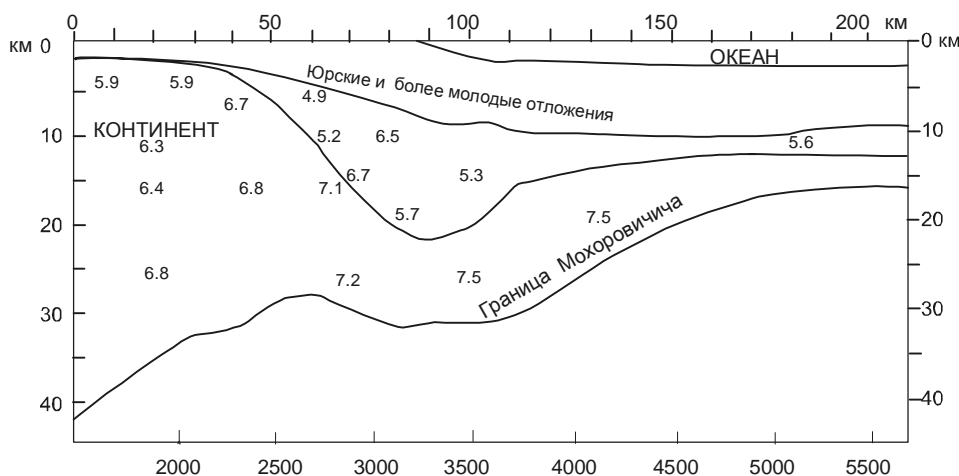


Рис. 3. Сейсмическое пере сечение пассивной окраины Северной Америки (каньон Балтимор) [56], цит. по [3].

Сейсмическими скоростями (км/с) характеризуются породы континентальной (5,9–6,8) и океанической (7,1–7,5) коры и доюрские отложения (4,9–6,7). Наглядно выражен геосинклинальный прогиб глубиной более 20 км, выполненный осадочными отложениями с офиолитовой формацией (5,7–6,7) в основании.

СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА И ИХ ОРОГЕННОЕ РАЗВИТИЕ

Конструктивные процессы эволюции континентальной коры начинались со складчатости геосинклинальных отложений. Проблема движущих сил складчатости дискуссионна [41]: "Существует два основных подхода к решению проблемы складкообразования. Первый из них опирается на идею внешнего приложения сил сжатия. Сторонники другого подхода утверждают, что складчатость образуется не путем приложения сил сдавливания к подвижному поясу извне, а в результате процессов, происходящих внутри самого пояса вследствие адвекции". По нашему мнению, оба эти подхода не противоречат друг другу. На ранних стадиях формирования подвижных поясов складчатость возникает под воздействием горизонтальных усилий, создающих складчатые структуры, надвиги, шарьяжи, характерные для так называемой альпийской тектоники. С переходом же к орогенной стадии развития тектоника складчатых поясов становится германотипной, обусловленной вертикальными движениями, сопровождающими дебазификацию коры и формирование в ней гранитно-гнейсового слоя. Интенсивная линейная протяженная инициальная складчатость, составляющая основу подвижных поясов, могла возникнуть лишь в результате интенсивного горизонтального воздействия на геосинклинальные отложения. Как подчеркивалось [26], единственным источником такого воздействия могло быть движение океанических литосферных плит – единственных структур на земной поверхности, обладающих горизонтальной мобильностью. Их горизонтальные движения, измеряемые методом интерферометрии с островов Тихого океана, и в настоящее время значительны [11], а в периоды диастрофизма, создававшего протяженные складчатые пояса, они приобретали катастрофические скорости, обусловленные импульсным усилением активности срединно-океанических структур, с которыми они образуют геодинамические системы.

Развитие складчатых поясов прослеживается на Земле с раннего архея, когда возникли складчатые ядра континентальных массивов, фиксируемые древнейшими датировками складчатых гранито-гнейсовых комплексов, обозначенных на рис. 1. С тех пор возникали все более молодые складчатые пояса, в наибольшей мере сохранившиеся на континентальных окраинах тихоокеанского типа [4].

Сложность формирования складчатой структуры континентов наглядно выражена в континентальном обрамлении Тихоокеанского пояса. В его юго-восточной части расположены Анды – складча-

тый пояс в его максимальном конструктивном орогенном развитии, фиксируемом огромной мощностью континентальной коры – 65–75 км. Подобные структуры называются молодыми орогенными складчатыми поясами, земная кора под которыми в верхней части сложена гранито-гнейсовым ("гранитным") слоем со скоростью прохождения сейсмических волн 5,8–6,3 км/с. Он распространяется до глубины около 30 км. Ниже его залегает промежуточный ("диоритовый") слой (6,4–6,7 км/с) мощностью около 5 км, переходящий с глубиной в слой основных гранулитов и пироксенитов (6,8–7,6 км/с), так называемый "базальтовый", подстилаемый ультраосновной мантией (8,6 км/с). Земная кора подобного рода в молодых складчатых поясах глубоко вдается в ультраосновную мантийный субстрат в виде так называемых корней гор, что нарушает изостазию и вызывает орогенез – воздымание складчатых структур, создающее горы. В основе обрисованных процессов лежит дебазификация, причем не только коры, в которой формируется мощный "гранитный слой", но и непосредственно подстилающей кору ультраосновной мантии, которая замещается пироксенитовым субстратом.

Дебазификация мантии и коры в процессах орогенеза осуществлялась воздействием флюидного потока, восходящего из расплавленного ядра Земли [23, 27]. Водородные флюиды медленно просачивались через мантийный субстрат, используя для этого межзерновое пространство. В результате селективной миграции из флюидных потоков водорода, как наиболее подвижного компонента, во флюидах развивались процессы диспропорционирования углекислотных и водных компонентов ($H_2 + 3CO = 2C + H_2CO_3$, $H_2 + CO = C + H_2O$). Это стимулировало экстракцию из мантийного субстрата металлов, образующих углекислотные миграционные компоненты. Эта тенденция ярко выражена у урана, который легко образует углекислые и углекисло-хлоридные комплексы, образующие также соединения с калием, хорошо растворимые в воде. Обогащение флюидов водой, углекислотой и калием повышало их экстракционную способность в отношении кремния и алюминия, способствуя тем самым развитию широкомасштабного деплетирования перидотитовой континентальной мантии – ее частичной дунитизации.

Уплотняющийся в результате этого грандиозного процесса мантийный субстрат создавал "корни континентов", которые геофизическими методами прослеживаются до глубин 400–700 км [53]. В результате ультрабазификации мантийного субстрата и развивалась противоположная по направленности широкомасштабная дебазификация земной коры (с

частичным охватом подстилающей ее мантии, подвергавшейся пироксенизации). В результате возникло контрастное мантийно-коровое распределение химических компонентов, принципиально отличающее так называемую континентальную мантию от мантии океанической. В отличие от деплетированной гипербазитовой континентальной мантии океаническая мантия в значительно большей мере сохранила исходный базит-гипербазитовый ("пиролитовый") состав с рассеянными в ней радиоактивными элементами (U, Th, K).

В то же время, средние величины теплового потока континентов (1,41 мккал/см²·с) и океанов (1,42 мккал/см²·с) почти не различаются. Практическое совпадение тепловых потоков столь различных глобальных структур (с разным строением земной коры) отражает общий (планетарный) характер температурного поля Земли. Неодинаковые вклады в тепловой поток коры океанического и континентального типов компенсируются различными тепловыми режимами мантии под этими структурами. Грандиозный процесс дебазификации континентальной земной коры на орогенной стадии развития происходил практически без привноса сиалического материала, за счет мантийно-корового перераспределения компонентов восходящими флюидными потоками.

КРАТОНИЗАЦИЯ

Огромные мощности земной коры (70–80 км), создававшиеся при образовании корней гор в ходе орогенеза, нарушали изостазию, что вело к воздыманию горных сооружений и стимулировало их эрозию, сопровождавшую ее кратонизацию.

Кратонизация охватила сложные процессы выравнивания поверхности Мохо и превращения орогенных областей в платформы и древние щиты с уменьшением мощности континентальной коры до 40–45 км. На дневной поверхности в краевых частях древних щитов обнажаются гиперстен-силлиманитовые гнейсы [21], сформировавшиеся при литостатическом давлении, достигающем 10 кбар, что отвечает глубине 35–40 км. Они сформировались при более высоком литостатическом давлении по сравнению с кордиерит-гранатовыми гнейсами эрозионных срезов (30–35 км) внутренних частей древних щитов.

Физико-химический анализ парагенезисов метаморфических пород свидетельствует [20, 22] о значительно более глубоких корнях гор докембрийских орогенных структур по сравнению с фанерозойскими.

Эрозией, однако же, только отчасти компенсируется сокращение мощности коры на переходе от

орогенных к платформенным структурам. На платформах прослеживаются самые разнообразные процессы активизации, нередко противоположные по направленности, такие как орогенная активизация, сопровождаемая гранитизацией, и базификация "гранитного" слоя и замещение нижнего слоя основных пород гипербазитами.

Орогенная активизация платформенных структур проявляется образованием купольных поднятий, таких как древние гранито-гнейсовые щиты (Анабарский и Алданский на Сибирской платформе), кристаллические массивы и другие поднятия кристаллического фундамента платформ. С этими процессами связано и развитие платформенного гранитного магматизма нередко высокой металлогенической продуктивности. Этот тип активизации платформ, так же как и формирование орогенных структур на континентальных окраинах, обусловлен дебазификацией континентальной коры и ее непосредственно подстилающей мантии в связи с более глубокой флюидной дунитизацией мантии, ее деплетированием. В этом аспекте она вносит определенный вклад в формирование дунитовых "корней континентов" [53], что оправдывает применяемый по отношению к этим грандиозным глубинным уплотнениям мантии термин, "корни кратонов" [13]. Геофизически они прослеживаются до глубины 700 км (рис. 4), но несомненно их структурная связь с еще более глубокими геосферами, так как они обусловлены флюидными потоками, восходящими из жидкого земного ядра. Мантийные корни жестко фиксируют пространственное положение континентальных массивов, которые последовательно разрастались в ходе геологической истории, начиная от древнейших ядер, приблизительно обозначенных на геологической схеме Земли (рис. 1). Разрастание континентов происходило, в основном, в результате развития платформ и последовательно сокращало акваторию первичного Мирового океана, несмотря на широкое распространение противоположной активизации континентальной коры, завершившейся ее океанизацией. Генетически она связана с деструкцией платформ с образованием платформенных депрессий.

ОБРАЗОВАНИЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ ДЕПРЕССИЙ

Деструктивная эволюция земной коры систематически начиналась почти одновременно с ее конструктивным (орогенным) развитием. Она выражалась заложением платформенных депрессий, обрамляющих с континентальной стороны воздымающиеся горные сооружения. Эта ранняя стадия в настоящее время наглядно выражена в Андах, на которые про-

ектируются эпицентры землетрясений средней глубинности (до 300 км), тогда как на обрамляющие их платформенные депрессионные структуры проектируются очаги глубокофокусных землетрясений (300–700 км). Эта индикаторная роль землетрясений еще нагляднее выражена на островодужной стадии разрушения континентальной коры, когда фрагменты развивающихся горных сооружений с активным орогенным магматизмом, представленные островными дугами, совмещающимися с эпицентрами землетрясений глубиной менее 300 км, отделяются от континентов окраинными морями, землетрясения под которыми происходят на глубинах более 300 км (рис. 5).

Образование на платформах депрессий различного типа всегда коррелируется со встречным по направлению воздыманием поверхности Мохоровичича (Мохо, М), например – в Вилуйском прогибе [1]. Этот прогиб кристаллического фундамента, расположенный в юго-восточной части Сибирской платформы, формировался на протяжении почти всего фанерозоя (с позднего протерозоя до мела включительно), заполняясь терригенными и карбонатно-терригенными отложениями. В девоне и раннем карбоне прогибание платформы сопровождалось излияниями базальтов. В этом проявляется связь осадочных платформенных депрессий с развитием покровного базальтового вулканизма и формированием трапповых (вулканических) депрессий. Погружение фундамента платформы сопровождалось неуклонным воздыманием поверхности Мохо, в результате чего мощность континентальной коры в Вилуйском прогибе сократилась в два раза.

Подобного рода преобразования платформенной коры, ведущие к "возникновению обращенного рельефа Мохо" [40], происходят "за счет действия магматического очага, возникающего при образовании прогибов земной коры". На примере образования впадин окраинных морей были развиты представления о базификации как магматическом замещении, которое сопровождалось и развитием ультраосновных расплавов, замещавших "базальтовый" слой земной коры [36]. Эти идеи легли в основу концепции мантийного диапира, внедряющегося в земную кору в ходе деструкции коры континентальных окраин [43, 45].

Как подчеркивалось в работе [29], образование платформенных депрессий самого разного типа является естественным следствием развития мантийного магматизма, который сопровождается восходящими флюидными потоками, агрессивными по отношению к коровому субстрату и особенно к "гранитному" слою континентальной коры. Фильтруясь через гипербазитовые расплавы, внедряющиеся в основание платформенной коры, трансмагматические флюиды приобретают особую агрессивность по отношению к гранито-гнейсовым породам ее верхнего слоя, который под их воздействием подвергается деструкции. В результате и образуются депрессии континентальной коры, специфика заполнения которых определяется характером мантийного магматизма, который может ограничиваться плутоническим развитием или давать также вулканические базальтовые дифференциаты. В первом случае депрессии заполняются только

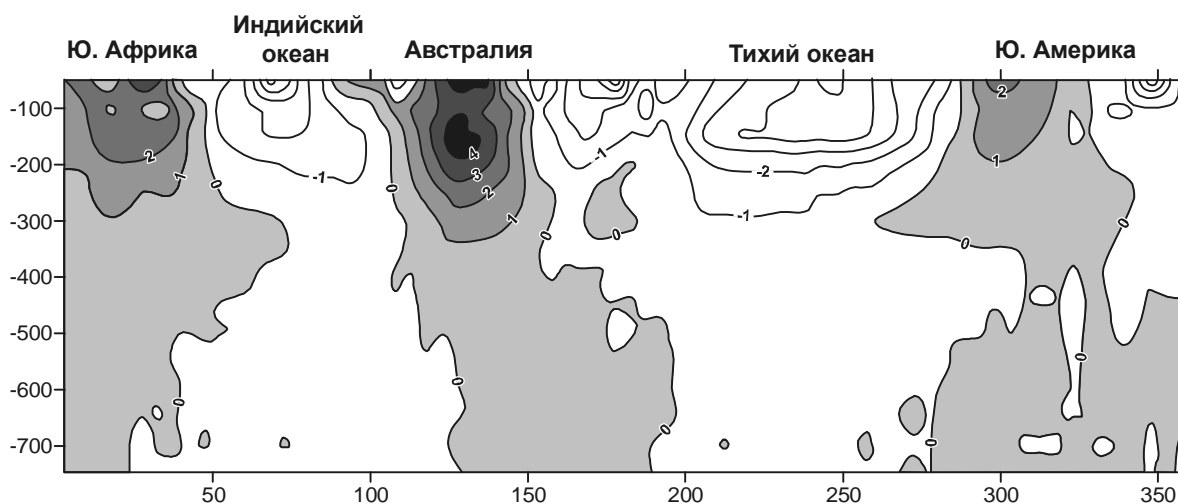


Рис. 4. Распределение скоростей распространения поперечных сейсмических волн (V_s , %) в мантии в разрезе Земли вдоль 22° ю.ш. По вертикали – глубина в км, по горизонтали – значения восточной долготы в градусах).

Изолинии стандартизованных значений вариаций скоростей (от положительных к отрицательным) отражают повышение температуры мантийного субстрата [51], цит. по [8].

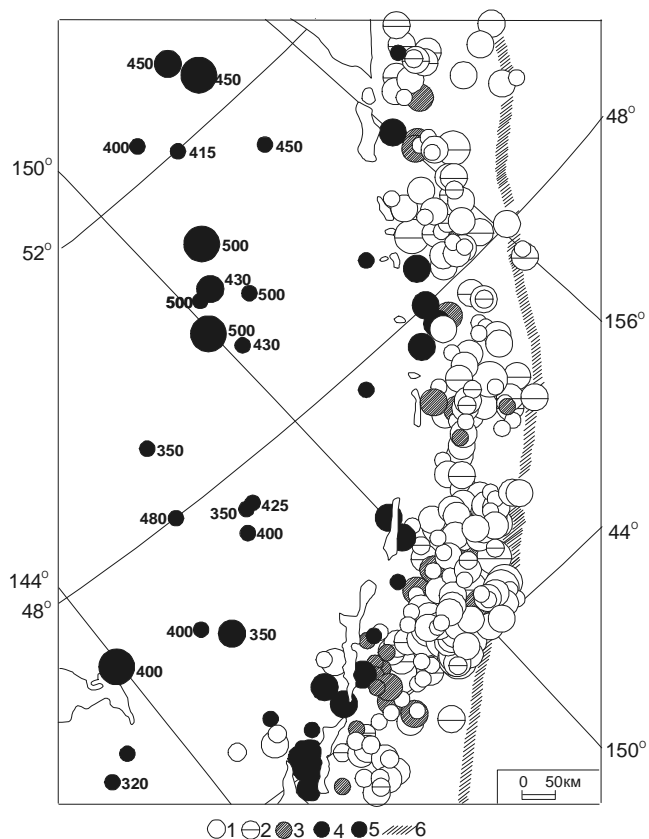


Рис. 5. Эпицентры землетрясений 1965 г. структур Охотского моря и Курильской островной дуги с магнитудой 4,0–6,5, выраженной размерами знаков [2]. 1–5 – гипоцентры толчков различной глубины, в км: до 30 (1), 30–60 (2), 60–90 (3), 90–300 (4), больше 300 (5), с глубиной, указанной у знаков на схеме; 6 – ось глубоководного желоба.

осадочным материалом, во втором случае – вулкано-генным (образуются траппы).

В обоих случаях образование платформенных депрессий сопряжено с внедрением ультраосновных расплавов в основание коры под ними, создающим воздымание мантийного субстрата с одновременным выщелачиванием материала гранито-гнейсового слоя платформенной коры вплоть до его полного уничтожения.

Магматическое замещение осуществляется в результате фильтрации в замещаемые породы трансмагматических флюидов, селективно выносящих из них компоненты, избыточные по отношению к внедряющейся магме [12]. При внедрении гипербазитовых магм к избыточным (выносимым флюидами) относятся главным образом сиалические компоненты. Их вынос восходящими потоками трансмагматических флюидов в поверхностные водоёмы и обуславливает сокращение мощности коры, определяющее

образование платформенных прогибов. Происходит своеобразное "перелопачивание" сиалического материала под действием флюидов, с которым связывается накопление в платформенных прогибах его отложений, достигающих огромной мощности, несмотря на отсутствие в платформенной обстановке областей сноса терригенного материала [29].

Этот процесс деструкции континентальной коры, замещаемой осадочными породами, наглядно выражен, например, во впадине Черного моря [1]. Ее образование сопрягалось с воздыманием мантии, почти на 20 км заместившей базитовый слой континентальной коры. Образование Черноморской впадины сопровождалось землетрясениями, очаги которых фиксируются в зоне ее сопряжения с поднятием Горного Крыма. Возникновение этих землетрясений лучше всего согласуется с представлениями об их взрывной природе [10], обусловленной детонационными взрывами метастабильных скоплений энергоемких соединений, таких как тяжелые углеводороды, выносимых из земного ядра восходящими флюидными потоками.

Сопряженность землетрясений с вертикальными движениями земной коры наглядно выражена и в образовании грандиозной впадины Каспийского моря, сопряженной с воздыманием мантийного субстрата (рис. 6), [7]. Согласно сводке [47], землетрясения закономерно коррелируются с колебаниями уровня Каспийского моря и распространяются вначале, в основном, по периферии огромной территории, а затем локализуются в ее центре (под акваторией Каспийской впадины). Возможно, это отражает общую закономерность развития сейсмически активных регионов на континентах, как показано на примере сейсмически активного среднеазиатского региона (рис. 7).

Формирование Каспийской впадины, заложившейся еще в рифее, охватило огромный диапазон геологического времени, что характерно для впадин, заполняемых только осадочными формациями (Черноморской, Вилульской и др.). К депрессионным структурам на платформах, охватывающим более короткие диапазоны геологического времени, относятся так называемые "астроблемы", которые фиксируют рубежи геологической истории: пермско-триасовый (Курская, Шеветин, Арагуана), триасово-юрский (Сент-Мартин, Оболонская, Маникуаган, Рэд-Уинг), юрско-меловой (Вест Хок, Госсес Блаф, Ротмистровская), мел-палеогеновый (Чиксулуб, Карская, Каменская), палеоген-неогеновый (Эльгыгытгын, Бигач, Жаманшин). Они закладывались и развивались как обширные платформенные депрессии, завершаясь

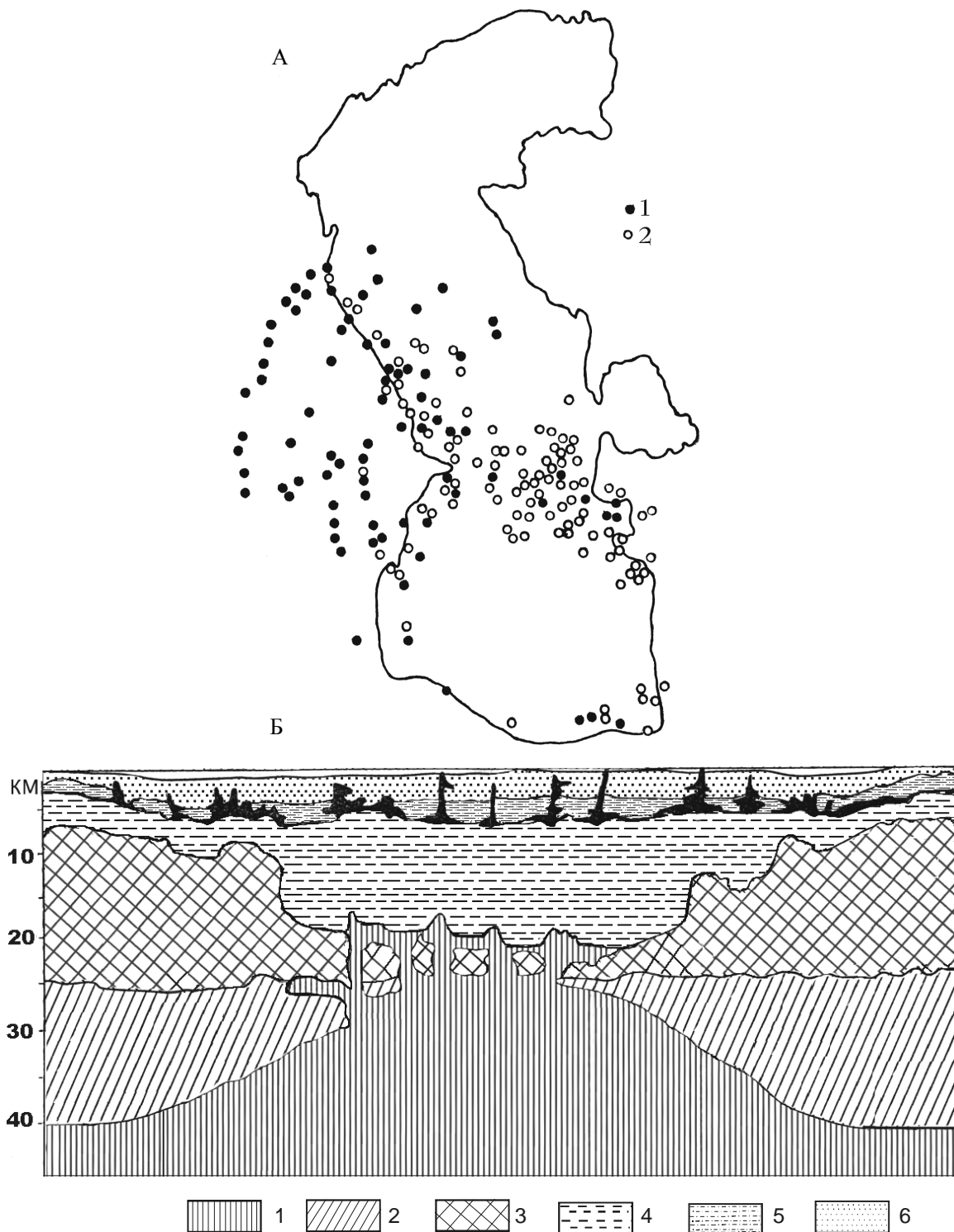


Рис. 6. А – эпицентры землетрясений в регионе Каспийского моря в периоды: падения уровня моря 1970–1977 гг. (1) и его подъема 1977–1989 гг. (2). Схема составлена по сводке [47]. Б – схема строения Прикаспийского осадочного бассейна [7].

1–3 – субстраты мантийно-корового основания: ультраосновной (1), основной (2) и кислый (3); 4–6 – осадочные песчано-глинистые и карбонатные породы: рифейско-нижнепермские (4), пермско-триасовые с показанными черным карбонат-сульфатно-галитовыми отложениями (5), верхнепермско-триасовые (6).

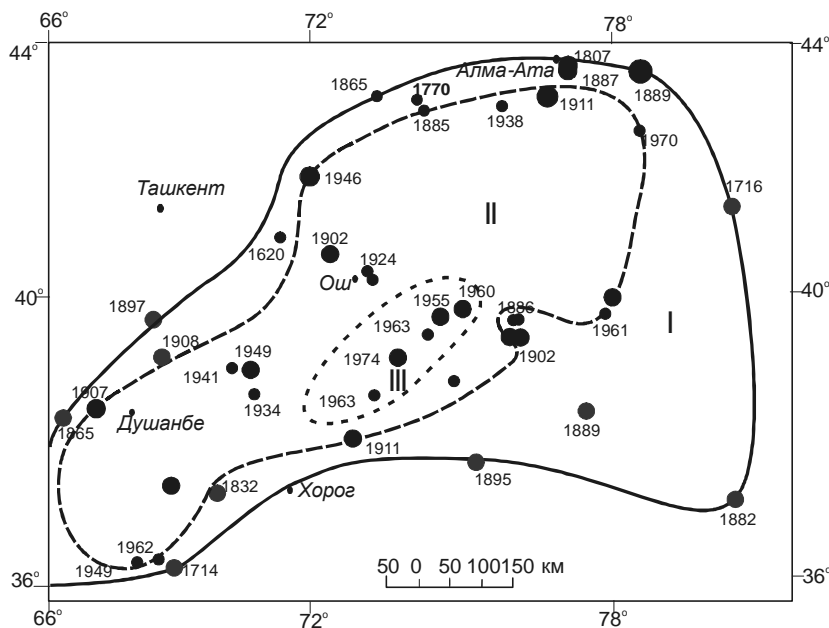


Рис. 7. Эпицентры землетрясений сейсмически активного региона Средней Азии с указанием года их проявления.

Оконтурены области землетрясений по-запрошлого (I), первой (II) и второй (III) половин прошлого веков. Размер кружков отражает силу землетрясений. Схема составлена по сводке [35].

образованием центральных взбросов кристаллического фундамента платформ, сопровождаемым развитием взрывных диатрем, в том числе алмазонасных.

Хорошо изученным их примером может служить Пучеж-Катунская кольцевая депрессия на Русской платформе диаметром около 80 км, в пределах которой фундамент платформы испытывал погружение совместно с формирующимся платформенным чехлом, представленным песчано-глинистыми и карбонатными отложениями венда и палеозоя [25]. Это погружение завершилось катастрофическим взрывным взбросом платформенного основания, образовавшим центральное Воротиловское гранитно-гнейсовое поднятие. В этот взброс вовлеклись и породы погруженного платформенного чехла, в результате чего основание платформенного чехла, образовавшее синклинальное обрамление Воротиловского поднятия, было выведено на поверхность и составляет его непосредственное окружение. Затем Воротиловское поднятие было пересечено множеством взрывных диатрем, сложенных стекловатыми брекчиями пород кристаллического фундамента, зювитами и тагамитами, в том числе алмазонасными.

В Попигайской алмазонасной кольцевой депрессии диаметром около 100 км, расположенной на северном обрамлении Анабарского щита, кристаллический фундамент перекрыт палеозойскими осадками, в основании которых залегают рифейские песчаники и гравелиты [28, 34]. Геологическое строение Попигайской депрессии отражает инициальное погружение кристаллического фундамента платформы совместно с отложениями ее чехла на глубину 1–2 км, завершившееся центробежными пластинчаты-

ми взбросами кристаллического основания платформ, образовавшими кольцевой вал и множество более мелких пластинчатых внедрений в платформенный чехол, расходящихся от ее центра и местами выходящих за ее пределы. В этом выражается крайнее проявление свойственной депрессиям рассматриваемого типа центробежной тектоники, выявленной при изучении взрывной кольцевой структуры Карсвелл в Канаде в процессе разведки приуроченного к ней уранового месторождения Доминик-Петер [48].

Для депрессионных платформенных структур характерно развитие черных сланцев, отличающихся положительными геохимическими аномалиями многих рудных металлов.

С ними генетически связаны месторождения урана, золота, полиметаллов, фосфора, редкоземельных металлов, графита [33, 34], а также нефти и газа [55].

Металлогенетическая специализация взрывных кольцевых структур коррелируется с их геохимической спецификой, проявляющейся в стекловатых породах (зювитах, тагамитах), значительно обогащенных рудными металлами (хромом, никелем, платиновыми металлами, золотом, медью, цинком, свинцом) относительно исходных пород. Так, средние содержания хрома и никеля в тагамитах Попигайской структуры имеют следующие величины (в мкг/г) [33]: Cr – 110 (80), Ni – 85 (27), в скобках – содержание в исходных гнейсах.

В Попигайском кратере выделены [33] две толщи тагамитов: верхняя, слабо обогащенная (с неравномерным распределением) никелем (35–70 мкг/г), и нижняя – с устойчиво высоким содержанием этого

металла (73.3 мкг/г). Нижняя толща залегает непосредственно на брекчированных гнейсах (аллогенных и аутигенных брекчиях), прожилки стекла в которых крайне богаты никелем (630–730 мкг/г). Обнаружены жилки самородного никеля и никеленосных сульфидов в гнейсовых кластах из зювитов [32].

Сходные закономерности прослежены в кольцевой структуре Брент (Канада), где стекловатые импактиты нижней части толщи обогащены никелем (мас. %): $(370-600) \cdot 10^{-6}$ против $(5-21) \cdot 10^{-6}$ в исходных породах, тогда как содержание никеля в стеклах верхней толщи значительно ниже – $(115 \cdot 10^{-6})$ [42].

Аналогичная закономерность наблюдается в Попигайской депрессии в распределении иридия, содержание которого (мас. %) в верхней тагамитовой толще (глубины 69-241 м) значительно ниже $(1.7-7.1) \cdot 10^{-9}$, чем в нижней на глубине 474–785 м – $(21-12.5) \cdot 10^{-9}$.

В кольцевой структуре Рис в Германии в гранитах и гнейсах аутигенных брекчий выявлены прожилки стекол, обогащенных самородным железом, содержащим (в %): Cr – 11, Ni – 6, Co – 0.3. Преобладание хрома над никелем в составе самородного железа определяет его сходство с железом, входящим в состав гипербазитов. Характерен восстановительный характер взрывных процессов, о чем, помимо образования самородных металлов в стеклах, свидетельствуют высокое значение FeO/Fe_2O_3 (в скобках – отношение в исходных породах): Попигайский кратер – 2.5 (1.95), Янисъярви – 2.60 (1.75), Болтышский – 3.52 (1.57), Вабар – 2.30 (0.32), Ауэлул – 1.48 (0.08) и другие, а также состав газовых включений, которые в стеклах Попигайского кратера содержат до 20% H_2 и 8–22 % углеводородов [42]. Показательны в связи с этим взрывные структуры с углеводородной специализацией (Сильян, Болтышская, Рис, Ред-Уинг и др.).

Рекордсменом по рудоносности платформенных депрессионных структур является грандиозная вулканогенно-осадочная депрессия Витватерсранд на юге Африки (рис. 8), формирование которой длилось более миллиарда лет (3074–2025 млн лет) и завершилось взрывным взбросом кристаллического гранито-гнейсового фундамента диаметром около 40 км (Вредефорт) в ее центральной части. Этот грандиозный взброс взрывного характера стимулировал и воздымание древнейших платформенных отложений депрессии (3074–2709 млн лет), окружающих гранито-гнейсовое поднятие Вредефорт в виде кольца. Они составляют внутреннее крыло кольцевого синклиория Потчеструм, выполненного самой молодой

формацией Трансвааль (2025 млн лет), внешним крылом которого и определяется граница депрессии Витватерсранд. В строении этой депрессии особенно наглядно выражено проявление центробежной тектоники, характерной для подобного рода депрессионных структур [48].

Депрессия Витватерсранд сосредоточила в себе огромные запасы ураново-золотой руды, залегающей во множестве пластов (рифов), формировавшихся на всем протяжении ее образования "от самой нижней ее системы, включающей Доминион-Риф, располагающейся несогласно на архейских гранитах и гнейсах, до самой верхней ее системы, называемой Трансвааль и включающей Блэк-Риф" [31]. В самой системе Витватерсранд с возрастом 2914 млн лет сосредоточены самые богатые и мощные рудные пласты (Мейн-Риф и Берд-Риф). Непосредственно для руды был получен возраст 2,7 млрд лет [31]. Руды содержат каплевидные выделения кварца размером около 2 см (составляют 70–80 % руды) и пирита размером от 0,5 мм до 3 мм, образующего так называемую пиритовую дробь или шрапнель. Рудоносный цемент состоит из кварца, серицита, хлорита, турмалина, пиррофиллита, пирита, содержит высокопробное золото, уранинит, урановую смолку, браннерит, тухолит (углеводород с ураном и торием), мелкие алмазы зеленоватого цвета, циркон, хромит, минералы осмия, иридия, рутения и платины.

В геологической литературе широко распространено представление о рудах Витватерсранда как о россыпных конгломератах, содержащих осадочные гальки. Это представление является явно ошибочным, находящимся в противоречии с петрографическим изучением ураново-золотых руд, позволяющим рассматривать их как псевдоконгломераты (рис. 9): кварцевые выделения в них имеют причудливые формы и соединяются друг с другом перемычками, отражающими образование их на месте в результате развития жидкостной несмеси в первично однородных флюидных расплавах. Об этом свидетельствует наличие, помимо кварцевых перемычек между каплями, двойных гантелевидных и концентрически расслоенных кварцевых капель, зернистых во внутренних частях и монокристалльных – во внешних. В кварцевых каплях изредка встречаются капли пирита, распространенные и в рудах, хотя и в меньшем количестве, наряду с кварцевыми каплями. Каплевидная текстура руд Витватерсранда распространена не повсеместно: "выявлены участки темных скрытокристаллических массивных и полосчатых кварцитов" [46].

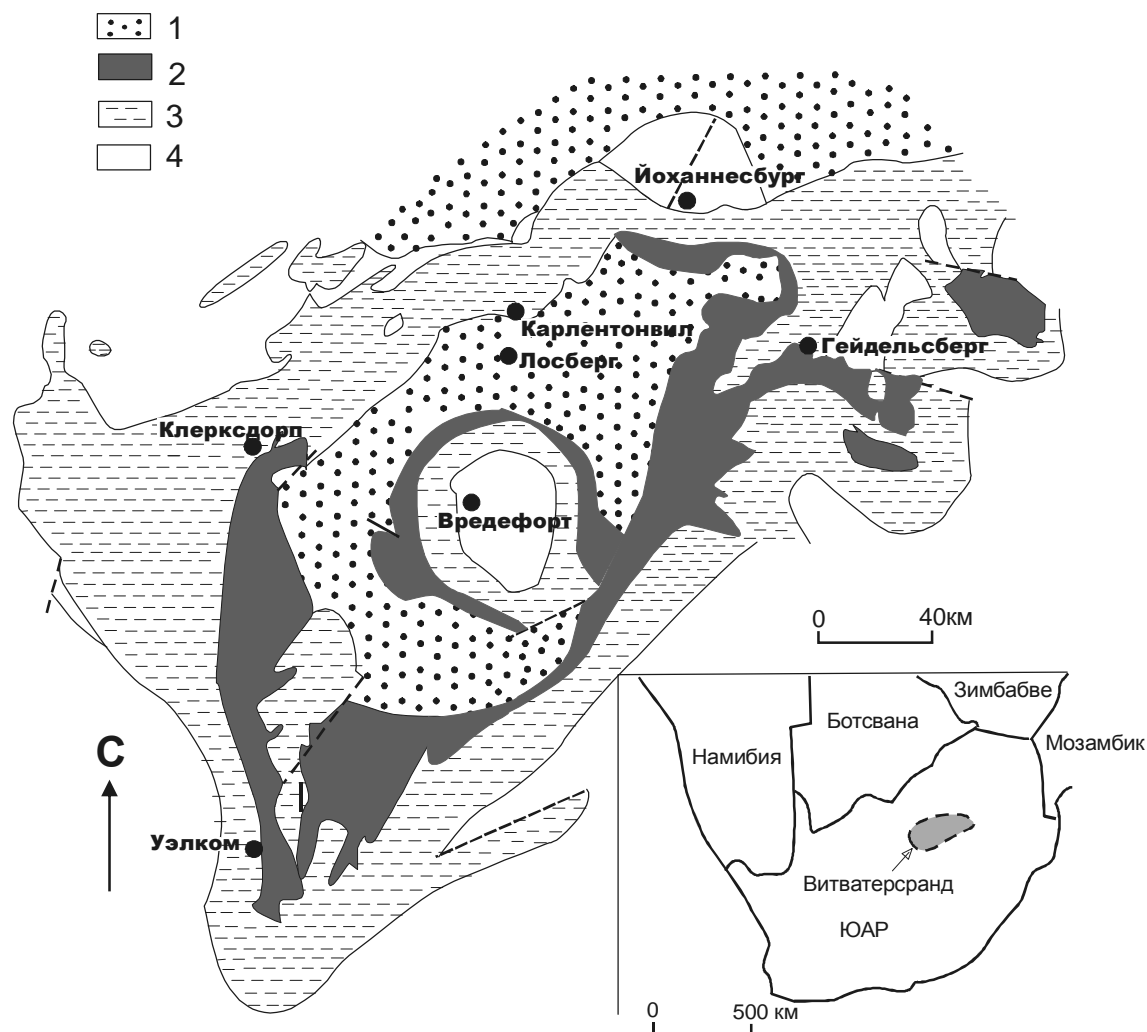


Рис. 8. Схема строения депрессии Витватерсранд с гранито-гнейсовым фундаментом Вредефорт в ее центре, обрамленным древними слоями платформенного чехла и окруженным синклинием Потчеструм [50], цит. по [37].

1–3 – вулканогенно-осадочные формации: 1– Трансвааль (2025 млн лет), 2 – Вентерсдорп (2709 млн лет), 3 – Витватерсранд (2914 млн лет) с рифом Доминион (3074 млн лет) в ее основании, 4 – гранито-гнейсовый фундамент платформы.

Платиновые минералы и хромит играют в рудах индикаторную роль, отражая связь депрессии Витватерсранд с глубинным развитием базит-гипербазитового магматизма. Урановая специфика рудообразования характеризует развитие в магматизме щелочного уклона.

Ощелачивание основных магм под платформенными депрессиями сопровождается существенным понижением в них содержания кремнезема, обычно выносимого трансмагматическими растворами к основанию земной коры, где под их воздействием развивается пироксенизация подстилающей кору мантии, приводящая к воздыманию структур развития щелочного магматизма [26], на-

рушающем монотонное образование депрессий. В данном случае обеднение магмы кремнеземом реализовалось отделением углеродно-сероводородных флюидных кремнеземистых расплавов, экстрагировавших из магмы золото. Эта уникальная массовая экстракция золота отделяющимися кремнеземистыми флюидными расплавами, сопряженная с ощелачиванием магм, была обусловлена изменением его миграционных форм – с повышением щелочности нейтральные формы миграции золота $AuHS^0$ сменялись ионными формами $Au(HS)^{-}_2$, что сопровождалось существенным повышением его растворимости в водных растворах (рис. 10). Сопряженность этого процесса с ощела-

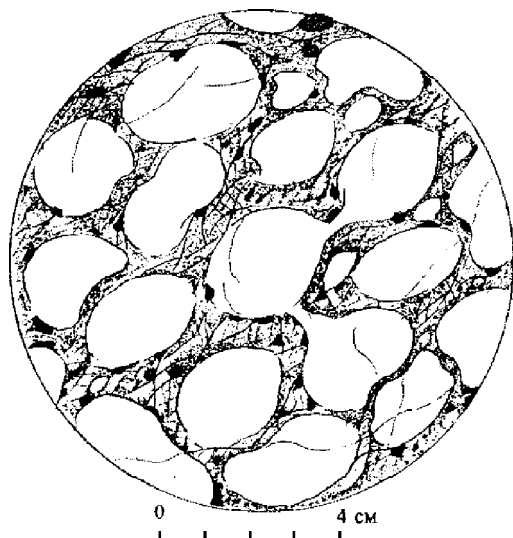


Рис. 9. Схематическая зарисовка ураново-золото-рудного кварцевого псевдоконгломерата Витватерсранда [46].

чиванием магм доказываемся приобретением ураноносности отделявшимися флюидными кремнеземистыми расплавами. Золотоносные флюидные расплавы периодически выбрасывались взрывами подобно тагамитовым или зювитовым расплавам взрывных депрессионных структур и формировали покровы (золотоносные рифы) на всем длительном протяжении образования депрессии Витватерсранд. О грандиозности взрывов можно судить по находению в уран-золотых рудах мелких зерен алмаза "странного зеленоватого цвета, вызванного облучением ураном" [31], а также по находкам коэсита и стишовита в верхней свите формации Витватерсранд, которые "позднее были обнаружены и в псевдотахилитах" [37].

Огромные размеры месторождений депрессии Витватерсранд, в которых сосредоточено более половины мировых запасов золота порядка – 70000 т [39], объясняются с этой точки зрения тем, что при их формировании рудообразование вплеталось в длительный петрогенетический процесс глубинного ощелачивания магмы, сопровождавшегося ее массовым деплетированием в отношении кремнезема и золота с одновременным флюидным приобретением ею ураноносности. Эти представления близки к гипотезам эндогенного происхождения золота [39]. В работе [52] развивается гипотеза "о первоначальном эндогенном происхождении золота Витватерсранда – его осаждении ювенильными растворами на дне моря и последующем переотложении в конгломератах" (цит. по [4]). В представлениях о рудных пла-

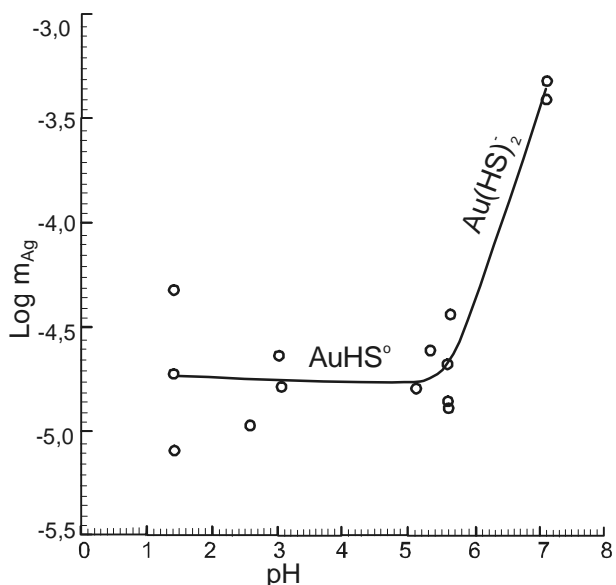


Рис. 10. Зависимость растворимости золота от щелочности раствора ($T=300^{\circ}\text{C}$, $P=300$ бар, 0.1 м H_2O), по [5].

тах Витватерсранда как золотоносных россыпях, обзор которых приводится в работе [4], "труднее всего было представить сохранение в россыпях легко окисляемых пирита и уранинита, тем более в мельчайших зернах" [31]. Отсутствуют также и источники сноса россыпных минералов, "одни из которых дали золото, другие – уранинит, третьи – осмий и иридий, алмазы, пирит, наконец. Должны были существовать крупнейшие безрудные кварцевые жилы" [28].

Осмий-иридиевый состав платиновых металлов в рудах месторождений Витватерсранд позволяет судить о типе глубинного гипербазитового магматизма, с которым они могли быть генетически связаны. В работах [17, 18] по признаку платинометалльности предполагалась аналогия этих гипотетических интрузивов с Гулинским интрузивом на севере Сибирской платформы, окруженном золото-осмий-иридиевыми россыпными месторождениями.

Рудоносность платформенных депрессий определяется их связью с интрузивным гипербазитовым магматизмом мантийного происхождения, который универсально проявляется воздыманием под ними мантийного субстрата и может распространяться также в выполняющий депрессии осадочно-вулканический комплекс, т.е. входит в состав трапповых формаций. Например, Печенгская осадочно-вулканогенная депрессионная структура на Кольском полуострове [9] по сейсмическим данным фиксируется воздыманием мантийного субстрата (рис.11). Ее вулканизм, как и всех трапповых формаций, представлен нижней серией толеитовых базальтов и верхней

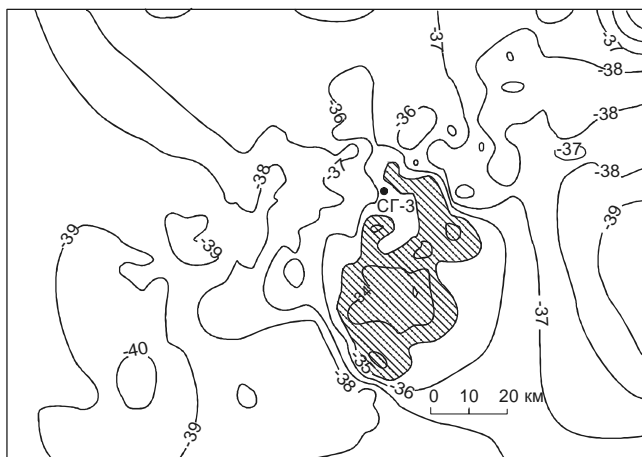


Рис. 11. Поднятие мантии (заштрихованное поле) под рудоносной Печенгской депрессией (Кольский полуостров), показанное в общей системе изолиний глубины поверхности Мохоровичича (км).

СГ-3 – глубокая скважина, пробуренная на северном окончании рудоносной депрессии. Схема составлена с использованием сводки [9].

серией базальтов со щелочным уклоном, разделяющих толщ осадочных пород, фиксирующей прерыв в вулканизме. В Печенгской структуре разделяющая толща имеет небольшую мощность порядка 1,5 км, и тем не менее, именно к ней приурочены все ее базит-гипербазитовые интрузивы (более 300), в том числе содержащие сульфидное медно-никелевое оруденение. Объясняется это тем, что внедрение интрузивов происходило путем магматического замещения в сопровождении трансмагматических флюидов, связанных с гипербазитовым магматизмом и агрессивных по отношению к сиалическим породам.

Помимо обширных депрессий на платформах распространены и более локальные депрессии, сопровождавшие образование кимберлитовых трубок, в том числе алмазоносных. Показательны в связи этим находки позднеюрских белемнитов в кимберлитах трубки Обнаженная на Оленекском поднятии в северной части Сибирской платформы, хотя "на Оленекском поднятии юрские отложения, как и вообще фанерозойские, отсутствуют" [19]. В цитируемой статье приводится обзор множества подобного рода находок, отражающих образование глубоких погружений платформенного чехла в трубчатых структурах, предшествовавших внедрению кимберлитовой магмы. В трубке Мир силурийские карбонатные породы чехла опустились на глубину 650 м от места своего первоначального залегания. В кимберлитах трубок Удачная, Зарница, Загадочная, расположенных в нижнеордовикских отложениях, содержатся

ксенолиты пород с силурийской фауной. В трубке Удачная они были опущены на глубину более 840 м. Аналогичные опускания зафиксированы в кимберлитовых трубках Архангельской провинции (на 655,7 м в трубке Гриба), в трубках на юге Африки (762 м в трубке Кимберли) и др. Все это свидетельствует о том, что развитие кимберлитового магматизма сопровождалось радикальной флюидной проработкой платформенных структур, создававшей в них глубокие депрессии, предшествовавшие внедрению кимберлитовых магм. Кимберлитовые трубки закономерно вписываются, таким образом, в общую систему платформенных депрессий различного масштаба.

Вулканогенные платформенные депрессии развиваются несравнимо более стремительно, чем осадочные. К вулканогенному типу относятся и впадины окраинных морей (Охотского, Японского, Филиппинского и др.), формирующиеся в основном как вулканические структуры при подчиненной роли осадочных процессов. Зарождение перечисленных структур было непосредственно связано с развитием Охотско-Чукотского вулканического пояса, с которого и начиналась деструкция восточной окраины Азиатского континента в меловое время. Ранние этапы их формирования лучше всего сохранились в Охотском море, позднемезозойские вулканы которого "по химическим свойствам аналогичны одновозрастным образованиям Охотско-Чукотского вулканогеона", из чего следует, что оба региона были вовлечены в единый эволюционный процесс [6]. Раннемеловые базальты и андезиты и позднемеловые дациты и риолиты, аналогичные породам Охотско-Чукотского вулканического пояса, представляют основание Охотской депрессии, слагая ее возвышенности. Их кора, мощностью около 30 км, представлена "базальтовым" (6,8–7,4 км/с), "гранитным" (5,8–6,7 км/с) и осадочным (2–5 км/с) слоями. В прогибах и впадинах мощность коры сокращается до 10–15 км главным образом за счет уменьшения мощности гранитного слоя вплоть до его выклинивания в Курильской котловине, в которой достигается максимальная глубина Охотского моря 3374 м. Образование этих депрессий коррелируется с развитием эоценовых и плиоцен-плейстоценовых базальтов и андезибазальтов с подчиненными им риодацитами, риолитами и трахидацитами. Наличие кислых вулканических пород характерно для начальных этапов развития депрессий окраинных морей, для которых устанавливается в общем антидромная последовательность вулканических извержений [43]. Она отражает деструкцию и уничтожение "гранитного" слоя коры. Эта эволюция в окраинных морях реализуется развитием гиперба-

зитовой (офиолитовой) формации, описанной, например, в Филиппинском море [45]. Она свойственна самым глубоким рифтогенным депрессиям окраинных морей и отражает начало эвгеосинклинального развития в континентальном обрамлении еще не потерявших сейсмической активности орогенных структур (рис. 5), но находящихся уже на пути превращения их в собственно геосинклинальные пассивные континентальные окраины (рис. 3). Путем к этому является развитие вторичной океанической коры, свойственной пассивным континентальным окраинам, возникающей в результате процессов, сходных с образованием трапповых формаций.

ТРАППОВЫЕ ФОРМАЦИИ И ВТОРИЧНАЯ ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА

В геологической истории траппы развивались дискретно, большей частью на рубежах геологических периодов. Импульсы траппового магматизма охватывают интервалы времени до 10 млн лет. Они возникали, по-видимому, на протяжении всей геологической истории, но наиболее сохранились их проявления, приуроченные к границам перми и триаса, триаса и юры, юры и мела, мела и палеогена, палеогена и неогена. Образование траппов закономерно вписывается в рассмотренную выше общую модель развития платформенных депрессий.

Восходящие флюидные потоки, порождающие трапповые формации, проявляются развитием в них инициального взрывного вулканизма, связанного с множеством диатрем, распространенных на обширных площадях. Их активность занимает до 30 млн лет геологического времени и создает туфогенные толщи мощностью 200–500 м в основании базальтовых покровов [16]. Площадное распространение "ранних туфов" отражает флюидный характер вулканизма трапповых формаций, в результате развития которого на поверхность поступают огромные массы воды и углекислоты. Вулканизм обусловлен полным плавлением вещества верхних частей мантии. Возникающие при этом мантийные расплавы, согласно экспериментальным данным [24], подвергались базит-гипербазитовому расслоению. Базитовые магмы в ходе расслоения занимали верхние части магматических очагов и давали покровные излияния базальтов, непосредственно следующие в трапповых формациях за отложениями пирокластики. В отличие от них гипербазитовые магмы большей частью оставались на глубине и внедрялись в основание коры путем ее магматического замещения, обуславливая вздымания поверхности Мохо. Оно сопрягалось со встречным прогибанием земной поверхности, связанным с флюидным выщелачиванием корового ма-

териала под воздействием трансмагматических флюидов, генерируемых гипербазитовым магматизмом.

В ряду возникших таким образом интрузивов находятся и широко известные рудоносные гигантские плутоны стратиформного характера, такие как Бушвелд в Африке (мощность 9 км), Дюфек в Антарктиде (7 км), Садбери в Северной Америке (7 км). К этому типу относятся и рудоносные интрузивы Норильского района на севере Сибирской платформы, приуроченные к глубоким платформенным прогибам, заполненным вулканическими породами трапповой формации. Интрузивы заместили при своем образовании огромные объемы осадочного платформенного чехла, подстилающего базальтовые покровы.

То обстоятельство, что интрузивный магматизм платформенных депрессий развивается под воздействием флюидов, фильтрующихся на глубине через гипербазитовые расплавы, определяет не только взаимоотношения интрузивов с вмещающими породами, но и общую эволюцию магматизма, его антидромную направленность. В базальтовом магматизме она проявляется в его пикритовом уклоне с образованием антидромных вулканических свит – базальтовых в основании и пикритовых в верхних частях. Примером их может служить гудчихинская свита трапповой формации Норильского района на севере Сибирской платформы, перекрывающая платформенные осадочные породы, в которые внедрились пикрит-габбро-долеритовые интрузивы, содержащие огромные залежи медно-никелевых сульфидных руд. Гудчихинская свита, пересеченная скважиной СГ-9 в интервале глубины 1761–1887 м, представлена в нижней части базальтами, а в верхней – пикритами следующих составов (состав пикритов – в скобках), масс.% в пересчете на безводное вещество: $\text{SiO}_2=50,56$ (47,28), $\text{TiO}_2=1,66$ (1,21), $\text{Al}_2\text{O}_3=17,55$ (9,67), $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}=10,79$ (15,30), $\text{MgO}=6,06$ (18,29), $\text{MnO}=0,14$ (0,20), $\text{CaO}=9,73$ (6,91), $\text{Na}_2\text{O}=2,62$ (0,64), $\text{K}_2\text{O}=0,71$ (0,41), $\text{P}_2\text{O}_5=0,18$ (0,09) [54].

Развитие мантийного магматизма не ограничивается основанием коры, а распространяется и на более высокие горизонты, проявляясь на платформах образованием стратиформных массивов и трубообразных кольцевых пироксенит-дунитовых интрузивов, внедряющихся не только в кристаллический фундамент, но и в платформенный чехол. Размеры трубообразных внедрений ограничиваются обычно несколькими километрами (диаметр Кондёрского интрузива на востоке Сибирской платформы равен 6 км), хотя известны и более обширные массивные гипербазитовые внедрения, заместившие платформенный субстрат.

Распространение на океаны вулканизма, сопряженного с вулканизмом трапповых формаций [15, 44] доказываются наличием в океанах реликтовых блоков континентальной коры, геологически в общем тяготеющих к разновозрастным трапповым формациям на континентах. Это наглядно выражено на схеме (рис. 12), которая отражает экстенсивное развитие океанизации континентальной коры в мезозойское и кайнозойское время. Она создавала грандиозные базальтовые котловины, свойственные пассивным континентальным окраинам, куда не распространялись характерные для океанической коры трансформные разломы. Образование каждой базальтовой котловины сопровождалось грандиозным воздыманием мантии, обусловленным развитием гипербазитового магматизма, распространявшегося на основание коры и определявшего ее глубинную эрозию. На активных континентальных окраинах она выражается сокращением мощности континентальной коры (40–45 км) с переходом к островным дугам до 10–12 км. Вторичная океаническая кора обрамляет все сейсмически пассивные окраины, развившись с замещением континентальной коры, сохранившейся в ней только в виде реликтовых блоков.

В Атлантическом океане реликтовые блоки распространены преимущественно вдоль его западной окраины. Это коррелируется с развитием островодужных систем вдоль западного континентального обрамления Тихого океана. Аналогия отражает влияние вращения Земли на развитие процессов океанизации континентальной коры.

Северная Атлантика, ограниченная на юге разломом Чарли Гиббса, представляет собой грандиоз-

ную депрессию континентальной коры, гранитно-гнейсовый слой которой почти полностью замещился базальтами и осадочными породами (аркозами, кварцитами и др.). Фрагменты его фиксируются в возвышенностях Хаттон-Роколл и Фарерской. Одновременно происходило глубинное развитие гипербазитового магматизма, создавшего воздымание мантийного субстрата, замещавшего нижний базитовый слой земной коры. В наибольшей мере он сохранился в Исландии, отличающейся большой мощностью земной коры (около 40 км) от всех других реликтовых структурных элементов Северной Атлантики [44].

Более древней депрессионной океанической структурой является Южная Атлантика, обрамляющаяся трапповыми формациями юрско-мелового возраста. Реликтовые блоки континентальной коры распространены в ней не только вблизи континентов, но были выявлены и в структуре Срединно-Атлантического хребта [38]. В основном это базитовые породы (основные гранулиты, габбро) с возрастом 1,6–1,7 млрд лет, гранито-гнейс, поднятый в зоне хребта на 26° с.ш., – редкая находка. Основной состав континентальных блоков отражает сходство их с корой Исландии, в строении которой гранито-гнейсовый слой практически отсутствует [44]. Это является характерной особенностью континентальной коры депрессионных структур.

Процессы континентальной деструкции в Центральной Атлантике происходили в значительно более раннее пермско-триасовое время, когда формировались траппы центрально-атлантического континентального обрамления и вторичная кора прилегающих частей океана. Блоки континентальной коры сохра-

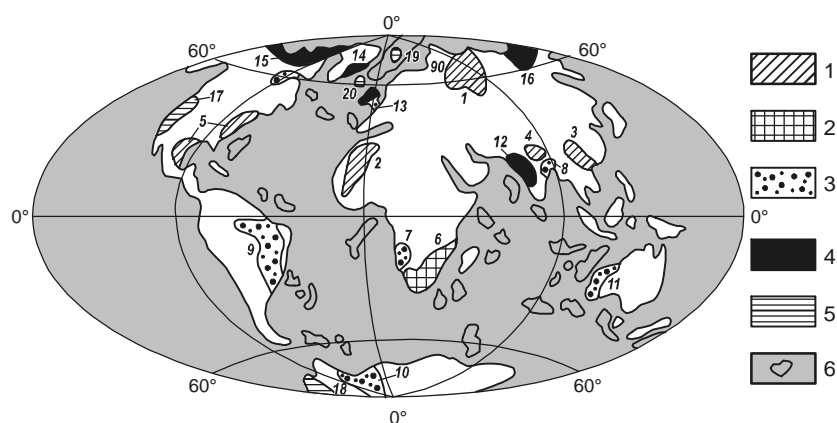


Рис. 12. Мезозойско-кайнозойские формации траппов на рубежах геологических периодов.

1 – пермско-триасового (1 – Зауралье, 2 – Таудени, 3 – Южный Китай, 4 – Кашмир, 5 – Аппалачи); 2 – триасово-юрского (6 – Карру); 3 – юрско-мелового (7 – Каоковельд, 8 – Раджмахал, 9 – Парана, 10 – Восточная Антарктида, 11 – Австралия); 4 – мел-палеогенового (12 – Декан, 13 – Брито-Арктическая, 14 – Гренландия, 15 – Канада, 16 – Северо-Восток России); 5 – палеоген-неогенового (17 – плато Колумбия, 18 – Западная Антарктида, 19 – Шпицберген, 20 – Исландия); 6 – реликтовые блоки континентальной коры в океанах.

нились в Центральной Атлантике незначительно и только вблизи американского континента. Здесь заложилась и самые древние геосинклинальные прогибы, распространившиеся последовательно на Южную, а затем и на Северную Атлантики. В такой последовательности развивались в этих прогибах и офиолитовые (эвгеосинклинальные) формации, сопряженные с разновозрастными трапповыми формациями (пермско-триасовыми, юрско-меловыми и мел-палеогеновыми). В дальнейшем же они объединились в единую систему мощного осадконакопления Атлантического океана, свойственного его пассивным континентальным окраинам. Фактором такого объединения было развитие единого Срединно-Атлантического хребта слабой спрединговой активности, геодинамически сопряженного с геосинклинальными прогибами пассивных континентальных окраин Атлантического океана. Океанические литосферные плиты, сопряженные с современными пассивными континентальными окраинами, двигаются в сторону континентов с ничтожной скоростью и на их окраинах погружаются с образованием глубоких прогибов (рис. 3), заполняемых сносимыми с континентов осадками. В их основании залегает офиолитовая формация, фиксируемая магнитной аномалией и повышенными скоростями прохождения сейсмических волн (5,7–6,7 км/с), отражающая сложную предшествующую историю развития их окраин, стадию их формирования по типу окраинных морей.

Обрисованные соотношения отражают гетерогенность эвгеосинклинального развития земной коры, начинавшегося с развития офиолитовой формации в глубоководных осадочно-вулканогенных прогибах окраинных морей. Прогибы представлены внешними (со стороны океана), собственно офиолитовыми зонами, и внутренними, обрамляющими их со стороны континента. Они различаются по составу базальтов и осадочных отложений (более калиевых со стороны континента) и особенно по характеру внедрившихся в них базит-гипербазитовых комплексов. Во внешней, собственно офиолитовой, зоне они представлены дунит-гарцбургитовыми хромитоносными интрузивами, а во внутренней – габбро-клинопироксенит-дунитовыми платиноносными, проявляющими черты сходства с платформенными кольцевыми интрузивами. В совокупности они образуют так называемые парные гипербазитовые пояса, широко представленные в континентальном обрамлении Тихого океана в складчатых формациях, закономерно смещающихся с омоложением их возраста в сторону океа-

нической впадины [49]. Офиолитовыми складчатыми поясами последовательно завершались циклы геосинклинального развития континентальной коры, за которыми развивались, большей частью дискордантно, новые циклы ее разрушения с образованием окраинных морей, эволюционирующих в пассивные континентальные окраины, на которых формировались огромные массы карбонатно-терригенных осадочных отложений. Основанием каждого цикла геосинклинального развития служила вторичная океаническая кора.

Петрохимически базальты вторичной океанической коры сходны с базальтами трапповых формаций и окраинных морей и отличаются от базальтов первичной океанической коры, генерирующейся в центральных спрединговых структурах океанов.

Можно полагать, что в геологическом развитии океанической коры количественные соотношения в ней первичных и вторичных базальтов менялись в широких пределах. Импульсы диастрофизма и усиления спрединговой активности океанического ложа, когда литосфера стремительно расходилась от срединно-океанических хребтов, были наиболее благоприятными для широкого распространения первичной коры. В такие периоды вторичная кора с содержащимися в ней фрагментами континентальной коры в основном субдуцировала под новообразованные орогенные структуры складчатых поясов. В наступавшие затем длительные периоды деструкции и океанизации континентальной коры вторичная океаническая кора получила все более широкое распространение.

Первичная и вторичная океанические коры слагаются двумя главными типами базальтов. Третий тип магматических пород в океанах представлен их щелочными разновидностями, развивавшимися в структурах воздымания океанического ложа. Примером может служить Гавайский архипелаг в Тихом океане, в котором мощность коры достигает 24 км, что более чем в два раза превышает мощность нормальной океанической коры, близкой к 10 км. Это увеличение мощности коры обусловлено, как отмечалось, ощелачиванием мантийных магм с флюидным выносом из них кремнезема, вызывающим пироксенизацию подстилающего кору мантийного субстрата, что приводит к нарушению изостазии и подъему вулканических островов. Поэтому щелочной магматизм относится к конструктивным факторам эволюции земной коры. С его развитием связано и происхождение первичных древнейших ядер континентов (рис. 1).

ДРЕВНЕЙШИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ЯДРА КОНТИНЕНТОВ И ДОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Геосинклинальные накопления терригенных пород в обстановке первичного океана при отсутствии континентальных областей сноса обломочного материала представляют проблему, к разрешению которой можно подойти только на основе освещения догеологической истории развития Земли, предшествовавшей 3,8 млрд лет назад. Начиная с этой древнейшей даты, в огромный диапазон геологического времени земная кора полностью обновила состав. Горные породы не имеют аналогов среди метеоритов и лунных пород [30], относящихся к возрасту 4,6–3,2 млрд лет. Луна имеет первичную эвкритовую кору с возрастом 4,6 млрд лет, мощностью 60 км на видимой стороне и 80 км на обратной. На видимой стороне, обращенной к Земле, сосредоточены и огромные (до нескольких тысяч км) депрессии первичной коры, выполненные лавами базальтов, принципиально отличных от земных базальтов древним возрастом и составом плагиоклаза, близкого к анортиту. Мощность лунной коры в этих депрессиях снижается (до 20 км), что фиксируется аномалиями силы тяжести (масконами). Это характерное преобразование лунной коры обусловлено плавлением вещества мантии под воздействием исходящих из ядра флюидных потоков с последующим базит-гипербазитовым расслоением расплавов, излиянием базальтовых лав и внедрением гипербазитов в основание коры. Образование древнейших депрессий ("морей") на самой примитивной коре планет, как и депрессий земной коры, сопровождалось воздыманием плотного мантийного субстрата.

На примитивном уровне коровой эволюции установилось и эндогенное развитие других планет земной группы (Меркурия, Венеры и Марса), рельеф которых во многих отношениях сходен с лунным. Рассмотрим это на примере Марса, вокруг которого обращаются два обломочных спутника – Фобос (27×20 км) и Деймос (16×10 км). Они вращаются синхронно и всегда направлены к Марсу длинными осями. На поверхности Фобоса и Деймоса содержатся многочисленные борозды и кратеры, образованные метеоритными ударами. Крупнейший кратер на Фобосе (Стикни) имеет диаметр 8 км. По-видимому, он принадлежал крупному спутнику, с взрывным распадом которого было связано образование Фобоса. Оба спутника обращаются вокруг Марса в его экваториальной плоскости по круговым орбитам на расстоянии 20130 км (Деймос) и 6000 км (Фобос). Открытием явилось выявление векового ускорения

Фобоса (возрастания скорости его обращения вокруг Марса), которое могло возникнуть только за счет его постепенного снижения: "Фобос по очень пологой спирали спускается к Марсу. Высота орбиты уменьшается на 9 м за каждые 100 лет. Через 40 млн лет период его обращения уменьшится с 7.5 до 1.7 ч, а спутник неминуемо разрушится. Его обломки упадут в экваториальном поясе Марса и оставят новые ударные кратеры [14]."

На древнейшей сильно кратеризованной материковой поверхности южного полушария Марса выделяются огромные базальтовые депрессии, значительно превышающие по размеру лунные. На всем южном полушарии фиксируется процесс вытеснения материковой первичной коры Марса, густо усеянной метеоритными кратерами, новообразованными вулканическими депрессиями ("морями") диаметром в сотни и тысячи километров: 220 (Лио), 470 (Скиаперелли), 900 (Аргир), 1600–2000 (Эллада) и др. Сливаясь к северу, моря сменяются огромными базальтовыми равнинами. Процесс такого преобразования первичной коры продвинулся на Марсе дальше, чем на Луне, и образовалась огромная равнинная северная территория, обладающая присущей морям гладкой базальтовой поверхностью, но по грандиозности распространения соответствующая океанической структуре. Она занимает почти все северное полушарие Марса, погруженное относительно южной материковой области на глубину порядка 4 км. В этом марсианском "океане" с огромным размахом проявилась и свойственная океанам щелочная тенденция магматизма. Она выразилась образованием вулканического района Фарсида (вулканы Аскрийский, Павлин, Арсия и др.) и грандиозного вулкана Олимп. Щелочной уклон вулканизма этих грандиозных поднятий был выявлен на Марсе гамма-спектроскопическими измерениями автоматической станции "Марс-5", позволившими выявить в породах вулканических извержений следующие содержания калия (мас. %), урана и тория (10^{-6}) (в скобках приводятся фоновые значения): К – 0,4 (0,1), U – 1,1 (0,2), Th – 5,0 (0,7). Это позволяет прямо связать формирование поднятий с развитием щелочного уклона в магматизме. Формирование вулканического поднятия Фарсида в океанической депрессии Марса привело к увеличению на 2 км экваториальной оси планеты, проходящей через его центр. Развитие грандиозного щелочного вулканизма сопровождается утолщением коры и, следовательно, относится к конструктивным факторам марсианской коровой эволюции.

Возможно в далеком прошлом и в Мировом океане на Земле развивались сходные с марсиански-

ми грандиозные поднятия, сопровождаемые утолщениями океанической коры, которые в геоструктурной эволюции Земли были предшественниками континентов. Только на основе этой аналогии решается проблема геохимической эволюции первичных ядер континентов (накопления в них калия и родственных ему металлов). И в современных океанах на Земле щелочной вулканизм аналогично сопровождается утолщением океанической коры и образованием островных архипелагов. Поскольку Земля обладала гидросферой и атмосферой, породы подобных древнейших вулканических поднятий подвергались выветриванию, давая начало сносу терригенного материала в окружающие поднятия прогибы океанического дна. С этого начинался геосинклинальный процесс формирования складчатой континентальной земной коры, не имеющей аналогов на других железо-каменных планетах.

Эндогенная активность планет и спутников определяется потоками флюидов, восходящих из их расплавных ядер, причем устанавливается направленный характер этих процессов, контролируемый гравитационными полями Солнца и смежных планет. Особенно наглядно это выражено у спутников, благодаря обращенности к материнским планетам одной стороной, на которой и сосредоточена их вулканическая активность. На Луне она выражается базальтовыми депрессиями обновления ее первичной эвкритовой коры ("морями"), сосредоточенными только на ее видимой стороне. Аналогично, на планете Ио базальтовые депрессии ("море" Локи и др.), эксплозивные вулканы и термические аномалии приурочены к стороне, обращенной к Юпитеру.

Рассмотренная модель происхождения планет, в том числе спутниковых [27], освещает эндогенную активность Земли, первоначально зародившейся в виде хондритового ядра своей материнской планеты (Протоземли), сопоставимой по размеру и составу с Юпитером. Аналогично ядру Юпитера, произошло и первичное железо-силикатное расслоение Земли под огромным давлением флюидной оболочки Протоземли, обеспечившим высокую концентрацию водородных флюидов в ее жидком железном ядре. Это обусловило продолжительную эндогенную активность Земли на собственной планетной стадии ее эволюции, после потери Протоземлей флюидной оболочки под воздействием Солнца.

В отличие от Протоземли, материнские планеты-гиганты других планет земной группы (Меркурия, Венеры, Марса) теряли свои флюидные обо-

лочки задолго до их полного расслоения, что определило существенно меньший запас флюидов в их расплавных ядрах и, соответственно, меньший период их эндогенной активности (быструю консолидацию). Благодаря этому сохранился примитивный уровень их корового развития. Еще меньший флюидный запас сосредоточился в ядрах спутников планет (Луны, Ио и др.), так как они отделялись в виде флюидно-силикатных масс от оболочек своих материнских планет-гигантов под действием центробежных сил и расслаивались уже в вакууме космического пространства [29]. Этот процесс отделения спутников от флюидных оболочек их материнских планет в настоящее время зафиксирован для Ио, совместно с которым вокруг Юпитера (его материнской планеты) обращается огромное облако водорода и высокотемпературной плазмы [14], которое еще не успело рассеяться по причине относительной молодости этого спутника.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артющков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
2. Балакина Л.М. Субдукция и механизмы очагов землетрясений // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 120–141.
3. Богданов Н.А., Хаин В.Е. Пассивные континентальные окраины // Российская Арктика. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 42–48.
4. Власов Г.М. Глубинно-геосинклинальная концепция тектогенеза (на примере древних и молодых гранит-зеленокаменных поясов). Владивосток: Дальнаука, 2000. 114 с.
5. Дадзе Т.П., Каширцева Г.А., Рыженко Б.Н. О количестве и формах существования золота в сульфид-содержащих растворах при $T=300^{\circ}\text{C}$ // Геохимия. 2000. №7. С. 780–784.
6. Емельянова Т.А. Вулканогенные комплексы Охотского моря: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук / Владивосток, 2003. ТОИ. 24 с.
7. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Глубинная флюидизация земной коры и ее роль в петрорудогенезе, соли- и нефтеобразовании. М.: ЦНИГРИ, 2001. 206 с.
8. Кабан М.К. Структура верхней мантии континентов по сейсмическим и гравитационным данным // Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. М.: ОГГТН РАН, 2003. С. 137–157.
9. Казанский В.И., Исанина Э.В., Лобанов К.В., Предовский А.А., Шаров Н.В. Геолого-геофизическая позиция, сейсмогеологические границы и металлогения Печенгского рудного района // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 4. С. 276–286.
10. Карпов И.К., Зубков В.С., Бычинский В.А., Артименко М.В. Детонация в мантийных потоках тяжелых углеводородов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 6. С. 754–762.
11. Картер У.Е., Робертсон Д.С. Исследование Земли с помощью интерферометрии со сверхдлинной базой // В мире науки. 1987. № 1. С. 16–25.

12. Коржинский Д.С. Трансмагматические флюиды и магматическое замещение // Петрография. М.: Изд-во Моск. унта, 1976. Ч. I. С. 269–287.
13. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3–24.
14. Ксанфомалити Л.В. Парад планет. М.: Наука, 1997. 256 с.
15. Макаренко Г.Ф. Планетарные горные дуги и мифы мобилизма. М.: Космосинформ, 1993. 280 с.
16. Макаренко Г.Ф. Периодичность базальтов, биокризисы, структурная симметрия Земли. М.: Геоинформмарк, 1997. 97 с.
17. Малич К.Н. Особенности распределения элементов платиновой группы в породах ультраосновных массивов Алданского щита // Геохимия. 1990. №3. С. 425–429.
18. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
19. Мальков Б.А. Белемниты в кимберлитах: "провалившиеся" ксенолиты в кимберлитовых диатремах России // Вестник Института геологии Коми научного центра УрО РАН. 2002. № 11. С. 26–27.
20. Маракушев А.А. Проблемы фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
21. Маракушев А.А., Кудрявцев В.А. Парагенезис гиперстена с силлиманитом и его петрологическое значение // Докл. АН. 1965. Т. 164, №1 С. 179–182.
22. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
23. Маракушев А.А. Происхождение и эволюция Земли и других планет Солнечной системы. М.: Наука, 1992. 208 с.
24. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Недра, 1992. 317 с.
25. Маракушев А.А., Богатырев О.С., Феногенов А.Н. и др. Импактогенез и вулканизм // Петрология. 1993. Т. 1, № 6. С. 571–595.
26. Маракушев А.А. Петрология океанов // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 3–24.
27. Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Наука, 1999. 255 с.
28. Маракушев А.А., Шахотько Л.И. Стадии формирования и природа Попигайской алмазоносной кольцевой структуры // Докл. АН. 2001. Т. 377, №3. С. 366–369.
29. Маракушев А.А. Роль магматического замещения в процессах формирования и деструкции континентальной земной коры // Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. М.: ОГГГН РАН. 2003. С. 214–228.
30. Маракушев А.А., Грановский Л.Б., Зиновьева Н.Г., Митрейкина О.Б., Чаплыгин О.В. Космическая петрология. М.: Наука, 2003. 387 с.
31. Марфунин А.С. История золота. М.: Наука, 1987. 245 с.
32. Масайтис В.Л., Сысоев А.Г. Никельсодержащие сульфиды железа и самородный никель в зювитах Попигайского кратера // Зап. ВМО. 1975. Ч. 104, Вып. 2. С. 204–208.
33. Масайтис В.Л., Райхлин А.И. Вещество ударных космических тел в различных типах пород из импактных кратеров // Метеоритика. 1989. Вып. 48 (раздел 3). С. 161–169.
34. Масайтис В.Л., Машак М.С., Райхлин А.И. и др. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. СПб., 1998. 179 с.
35. Никонов А.А. Наука и жизнь. 1982. № 1. С. 47.
36. Перчук Л.Л. Базификация как магматическое замещение // Очерки физ.-хим. петрологии. Вып. 14. М.: Наука, 1987. С. 39–64.
37. Перчук Л.Л., Токарев Д.А., Ван Ринен Д.Д. и др. Динамическая и термальная история взрывной структуры Вредефорт в кратоне Каапвааль, Южная Африка // Петрология. 2002. Т. 10, № 5. С. 451–492.
38. Побреицкий Ю.Е. Трухалев А.И. Проблема формирования Срединно-Атлантического хребта в связи с составом и возрастом пород его метаморфического комплекса // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 189–203.
39. Сафонов Ю.Г. Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира – генезис и металлогенический потенциал // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45, № 4. С. 305–320.
40. Субботин С.И. О причинах обращенности рельефа и поверхности Мохо // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971. С. 14–18.
41. Успенский Е.П. Развитие подвижных поясов и механизмы складкообразования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 5, С. 3–13.
42. Фельдман В.И. Некоторые геохимические особенности импактитов // Космическое вещество на Земле. Киев: Наук. думка, 1982. С. 96–104.
43. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 259 с.
44. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Платобазальтовый магматизм и океанообразование // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 30–48.
45. Фролова Т.И. Магматизм окраинных и внутренних морей и его роль в их образовании. // Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. ОГГГН РАН, 2003. С. 247–275.
46. Царев Д.И. Метасоматизм. Улан-Удэ: Бурятский научный центр СО РАН, 2002. 319 с.
47. Шило Н.А. Четыре космопланетарных проблемы: от Солнечной системы до Каспия. М.: Фонд "Новое тысячелетие", 1997. 136 с.
48. Baundemont D., Fedorovich J. Structural control of uranium mineralization at the Dominique-Peter deposit, Saskatchewan, Canada // Econ. Geol. 1996. V. 91, N 5. P. 855–974.
49. Challis G.A. The $K_2O:Na_2O$ -ratio of ancient volcanic arcs in New Zealand // J. Geol. Geoph. 1968. V. 11, N 1. P. 21–32.
50. Gibson R.L., Reimold W.U. Field excursion through the Vrederfort impact structure // 62-nd Meeting of the Meteorological Society. Johannesburg, South Africa, 11-16 July, 1999. 88 p.
51. Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic tomography: a snapshot of conection in the Earth // Geol. Soc. Am. Today. 1997. V. 7. P. 1–7.
52. Hutchinson R.W., Viljoen R.P. Re-evaluation of gold source in Watersrand ores. // Afr. J. Geol. 1988, V. 91, N. 2. P. 137–173.
53. Jordan T. The deep structure of the continents // Sci. Amer. 1979. N 1. P. 70–82.
54. Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S. et all. Geochemistry of the Siberian Trap of the Norilsk Area, USSR,

- with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // *Contr. Miner. Petr.* 1990. V. 104. P. 631–644.
55. Sawatzky H.B. Buried impact craters in the Williston basin and adjacent area // *Impact and Explosion Cratering*. London: Pergamon Press, 1977. P. 461–480.
56. Talwani M., Abreu V. Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the U.S. East Coast margin and conjugate South Atlantic margins // *Atlantic rifts and continental margins*. AGU Geophys. Monogr. Washington, 2000. P. 211–234.

Поступила в редакцию 15 сентября 2004 г.

Рекомендована к печати В.Г. Моисеенко

A.A. Marakushev

Geologic structure and petrological models of formation of the Earth's crust

The continental Earth's crust developed in complex relationships with oceanic lithosphere. In the earliest days of geologic development referred to an age of 3.8 Ma, the oldest fold cores of all continents formed on the basis of the initial geosynclinal troughs of oceanic bottom. Carbonate-terrigenous sediments there were the result of destruction of uplifting structures in the zones of development of alkali magmatism (island archipelagos, etc.), similar to Farsida Rise and Olimp Volcano in the oceanic structure of the Mars's northern hemisphere.

Folding of the volcanogenic-terrigenous deposits in the initial and subsequent geosynclines, which acquired a more linear configuration, occurred under lateral thrust of oceanic lithospheres plates diverging rapidly in the periods of diastrophism away from the mid-oceanic structures (ridges). Then these plates were subducted under the newly formed fold belts; this initiated the formation of deep-seated faults, which reached the molten core of the Earth. The core was the source of rising fluid flows fixed by earthquake foci at an average depth of 60–300 km, which gave rise to the orogenic development of fold belts. The rising fluids seeping through the mantle substratum conditioned its depletion (dunitization), which formed dense roots of continents; the latter are traced geophysically down to the depths of 400–700 km. Sialic components removed by fluids from the mantle into the Earth's crust produced its general debasification accompanied with the formation of a granite-gneissic layer and an increase in the thickness of the Earth's crust protruding deep into the mantle substratum and forming roots of mountains. This disturbed isostasy and resulted in the uplifting (orogenesis) of fold belts; the uplifting was accompanied with deep erosion (cratonization) of the fold belts plus leveling of the mantle surface at a depth of about 40 km, typical of platform structures. The cratonization in the ancient shields and crystalline massifs resulted in the exposure on the platforms of metamorphic rocks, which judging by their mineral parageneses formed at 30–40 km. This reflects the mightiness of Precambrian orogenic belts, whose mountain roots were distributed deeper than the contemporary ones, which in the Andes reach 70 km in depth. Based on the composition of the rock infilling, the depressions on the platforms are divided into sedimentary, sedimentary-volcanogenic, and volcanogenic (trappean). Marginal seas separating continents and island arcs are close to the volcanogenic type. They and trap formations trace a transition to the secondary oceanic crust, which substituted continental crust and was distributed along passive continental margins.

For all diversity, all platform depressions are genetically similar being the result of development of fluid mantle magmatism. The intrusion of ultrabasic melts with the replacement of the base of the Earth's crust caused an uplifting of mantle substratum, and the rising transmagnetic fluids accompanying ultrabasic magmatism ensured partial or complete dissolution of the granitic layer of the platform crust. This eventuated in the formation of surface depressions. The result was a characteristic reversion of surface and deep relief proper to all types of depression structures. The ore potential of depression structures, which in places becomes immense, is determined by its relation to mantle magmatism.

Marginal seas belong to structures of formation of eugeosynclinal depressions in which ultrabasic magmas intruded volcanogenic-sedimentary deep-sea deposits giving rise to an ophiolitic formation. The marginal sea structures are projected on the centers of deep-focus (300–700 km) earthquakes taking the place of the centers of medium-depth (60–300 km) earthquakes (which are correlated with relic orogenic belts of island arcs) in the course of transformation of active continental margins into passive margins. The ophiolite formations that appeared initially in the marginal sea structures constitute the base of geosynclinal deposits of troughs in the passive continental margins, which developed under conditions of weak spreading activity of the oceans. An increase in this activity of lithospheric plates conditions folding under lateral pressure of the lithospheric plates; this activity triggers new cycles of formation of fold orogenic belts of continents.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ МОРЯ СКОША, ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИКА

Н.А. Куренцова, Г.Б. Удинцев

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва

Работа посвящена результатам российско-германских геодинамических исследований Западной Антарктики, выполнявшихся в период 1994–2002 гг. в рамках научно-технического сотрудничества между Российской Федерацией и Федеративной Республикой Германия в исследованиях Мирового океана и полярных стран. Совместные морские геофизико-геологические исследования проходили в морях Западной Антарктики – Амундсена, Беллингаузена, Скоша и Уэдделла. Эти исследования содействовали созданию опорной геодезической сети Западной Антарктиды и дополняли осуществляемый с помощью этой сети геокинематический мониторинг геофизико-геологической информацией о строении и чертах геоморфологического и тектонического развития дна Южного океана, позволяя приблизиться к пониманию геодинамики Западной Антарктики. Собранные материалы позволяют сделать вывод о гетерогенности дна океана и, в частности, моря Скоша, о проявлении в нем пространственно-временного сочетания процессов деструкции континентальной коры, прогрессирующего талассогенеза (тафрогенеза) и рифтогенеза. Стадии деструкции свойственны высокая постконсолидационная подвижность, приводящая к площадной раздробленности и высокой проницаемости континентальной коры, а также тектоно-магматическая активизация. При переработке континентальной коры ведущим является процесс магматического замещения континентальной коры базит-ультрабазитовым магматическим материалом мантии с образованием вторичной океанической коры. Основными процессами, ответственными за формирование морфоструктуры моря Скоша, видятся деструкция бывшего континентального моста за счет регионального растяжения между массивами Южной Америки и Западной Антарктиды, внедрения в западном направлении Американско-Антарктического рифта, развития локальных рифта Западный Скоша и задугового рифта Восточный Скоша. Фрагменты бывшего континентального моста сохраняются в Северном и Южном хребтах дуги Скоша и в подводных возвышенностях Пири, Брюса и Дискавери в центральной части моря Скоша.

Ключевые слова: геодинамика, деструкция, тафрогенез, вторичная океаническая кора, гетерогенность, континентальный мост, море Скоша, Западная Антарктика.

ВВЕДЕНИЕ

Антарктика полна неразгаданных тайн, здесь могут быть найдены ответы на многие вопросы о развитии нашей планеты, её истории и перспективах её будущего. К проблемам, решаемым в Антарктике, относятся вопросы геологии этой области и геодинамики. В последнее тридцатилетие получила развитие концепция глобальной тектоники, основанная на представлениях о широкомасштабных горизонтальных движениях жестких литосферных плит. Результаты морских геолого-геофизических исследований поставляют всё новые факты о существенной неравномерности развития важнейших морфоструктурных систем океанического дна [11, 12], выдвинутая

Ю.М.Пущаровским проблема нелинейной геодинамики представляется чрезвычайно актуальной [1].

Море Скоша в Западной Антарктике по своему положению между Тихим и Атлантическим океанами – своеобразная переходная зона. Дуга Скоша или Южно-Антильская состоит из трёх крупных хребтов: Северного Скоша, Южного Скоша и лежащего на востоке хребта Южно-Сандвичевой вулканической островной дуги (рис. 1–3). В тектонической схеме Западной Антарктики (рис.1) северная и южная ветви дуги Скоша обычно рассматриваются как непосредственные продолжения и фрагментированные реликты Mz-Cz складчатых поясов Патагонских Анд и Антарктанд, тогда как Южно-Сандвичева дуга – как молодая и активная вулканическая дуга [10, 11].

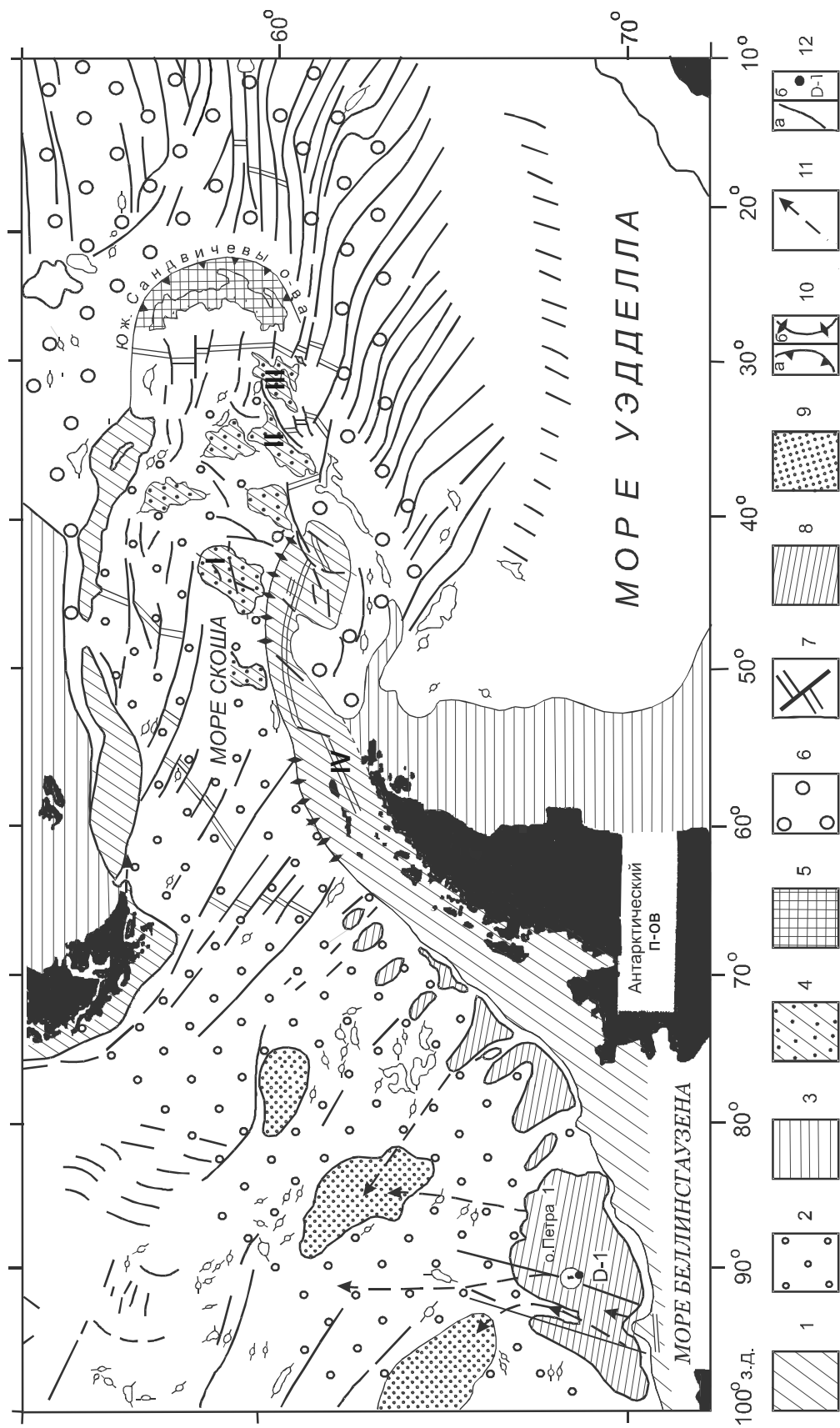


Рис. 1. Тектоническая схема океанического дна района моря Скоша.

1, 2 – Андийско-Антарктический мезозойский складчатый пояс; 1 – континентальная часть и её подводная окраина, 2 – деструктурированная и погруженная часть пояса, талассоген; 3, 4 – древний Американско-Антарктический межконтинентальный мост; 3 – древние докембрийские платформенные континенты и их подводные окраины, 4 – реликты деструктурированных древних докембрийских платформ; 1–111 – подводные возвышенности – Пири – (I), Дискавери – (II) и Хердмана – (III); 5 – Южно-Сандвичева вулканическая островная дуга, эмбриональная фаза эвгеосинклинали; 6 – талассогены моря Уэдделла и Южной Атлантики; 7 – рифты (рифтогены), IV – рифтовая зона пролива Брансфилд; 8 – рифты (аккумулятивные хребты); 9 – абиссальные аккумулятивные равнины, 10 – глубоководные желоба: а – эвгеосинклинальный Южно-Сандвичев желоб, б – Южно-Шетландский и Южно-Оркнейский желоба-грабены; 11 – русла суспензионных потоков; 12 – разломы (а) и место драгировки (D-1 –драга 1) (б).

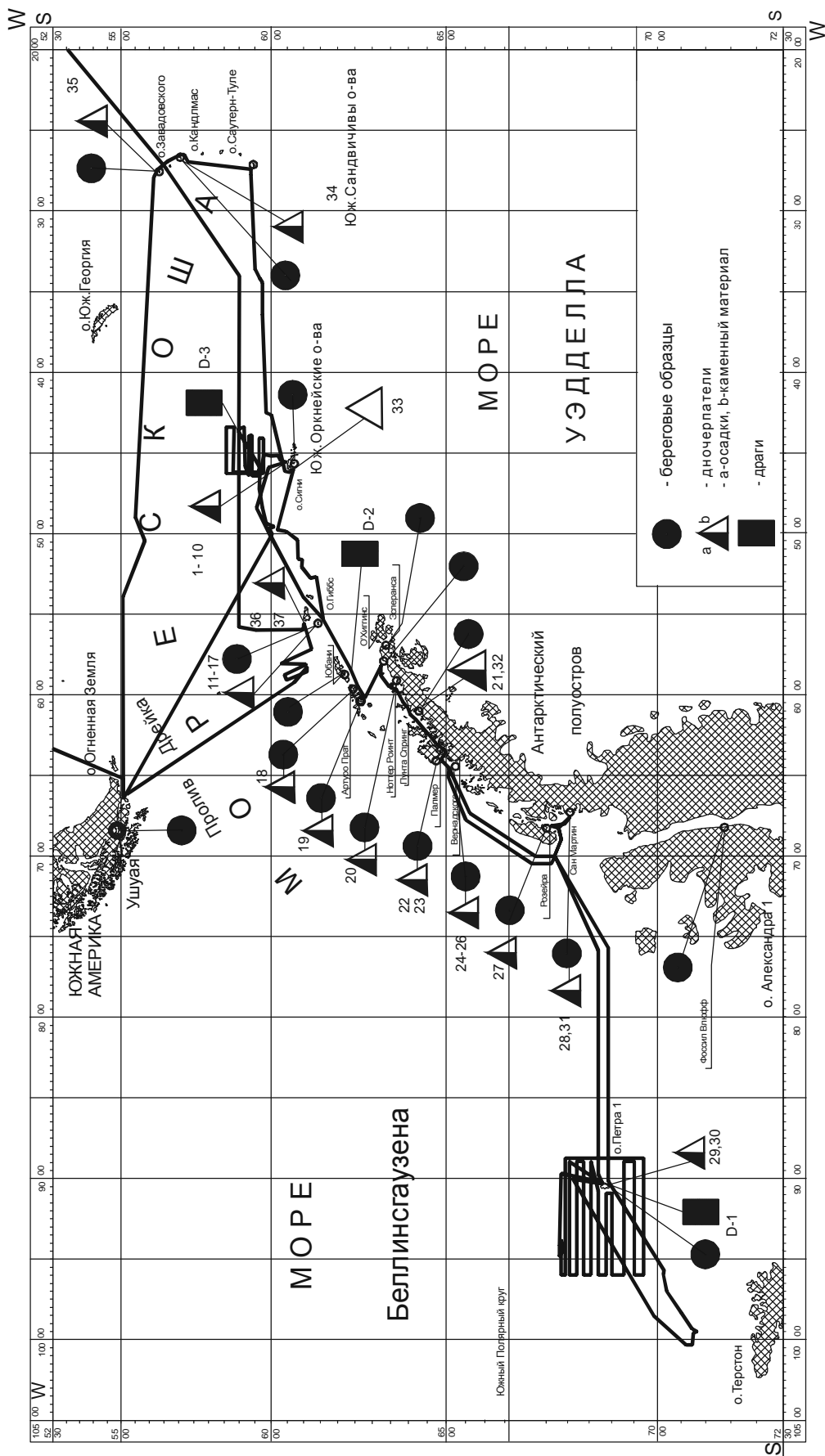


Рис. 2. Маршрут и места отбора геологических проб в 29а рейсе НИС "Академик Борис Петров".

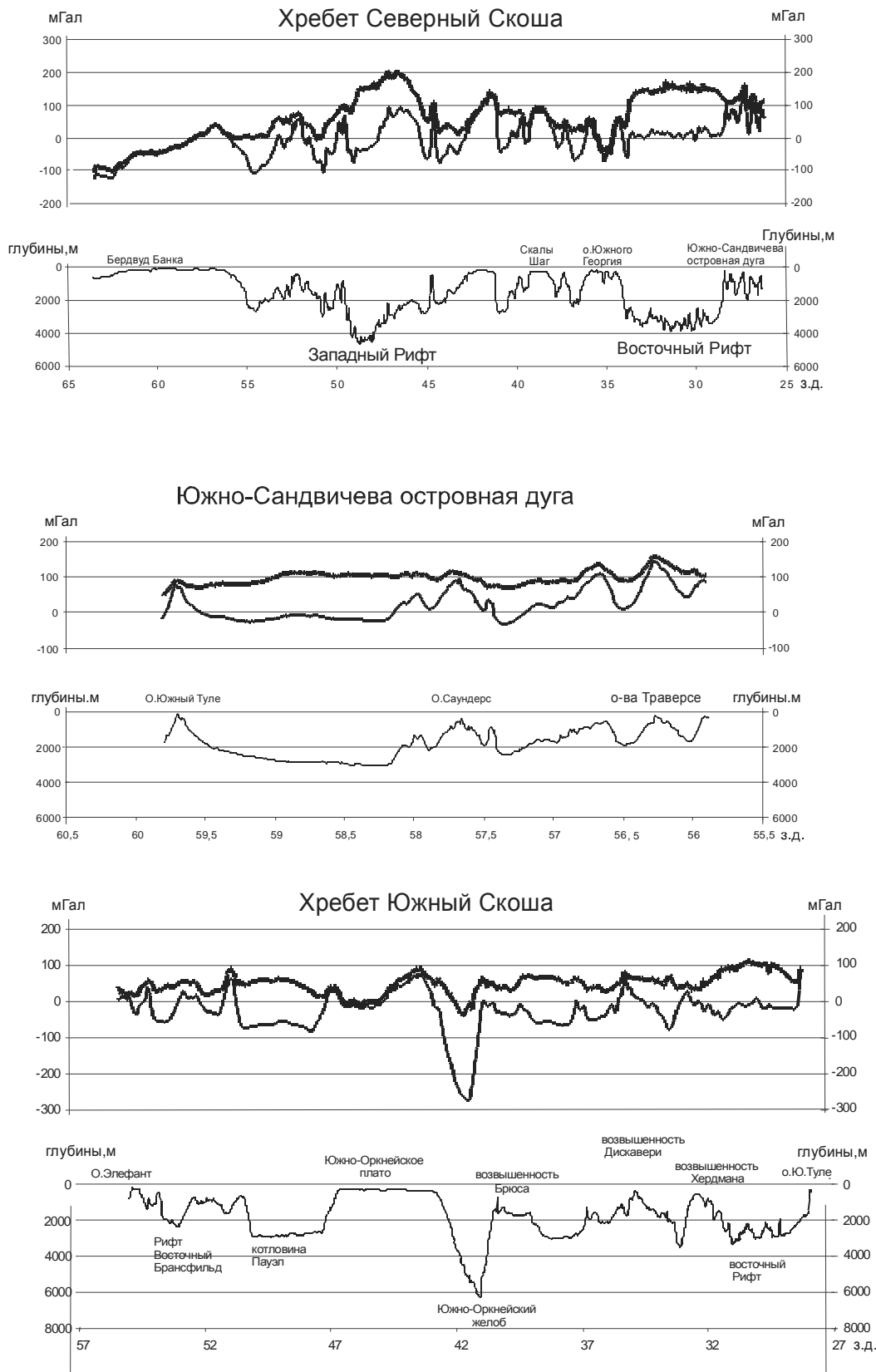


Рис. 3. Профиль гребня дуги Скоша и аномальное поле силы тяжести в редукциях Фая (тонкая нижняя линия) и Буге (жирная линия).

Океаническая плита моря Скоша по самым общим геофизическим параметрам обычно рассматривается как новообразованная в результате спрединга между Южно-Американской и Антарктической литосферными плитами [13]. Вместе с тем, давно уже отмечается её морфоструктурная сложность и очевидная гетерогенность, вызванная развитием в её северо-западной части Западной рифтовой системы, внедряющейся из пролива Дрейка, задугового Восточного рифта в тылу Южно-Сандвичевой дуги и ряда массивных подводных возвышенностей в юго-восточной части моря (рис. 3, 4, 5).

В конце XIX века была высказана идея о былом геологическом соединении континентов Южной Америки и Антарктиды, реликтом которого служит островная дуга Скоша, как былой мост для фаунистического обмена, прерванного геологическими событиями мелового и более поздних периодов.

Расшифровка истории этих событий и наблюдаемых изоляций и биодиверсии фаунистических комплексов зависит от раскрытия причин разрушения древнего межконтинентального моста, связанных с глубинной геодинамикой [10].

ВЫПОЛНЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полигонные геолого-геофизические исследования, обсуждаемые в настоящей статье, проводились в юго-восточной части моря Скоша в районе подводных возвышенностей Пири, Дискавери, Хердмана, а также в проливе Брансфилд во время 29 рейса (1998 г.) НИС "Академик Борис Петров" и в рейсе ANT-XIX/5 (2002 г.) НИС "Полярштерн" (рис. 1, 2, 3). Велось многолучевое эхолотирование, сопровождавшееся гравиметрической съёмкой и непрерывным сейсмическим профилированием. Каменный материал был собран драгой, дночерпателем и тралом, а также во время береговых высадок с использованием вертолёт. В работе использованы также материалы 11 рейса (1972 г.) НИС "Академик Курчатов" и 21 рейса (1994–1995 гг.) НИС "Академик Борис Петров" [2, 10].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возвышенность Пири располагается в центральной части котловины моря Скоша, к северу от крупного микроконтинентального блока Южных Оркнейских островов (рис. 1, 2, 4–6). Это крупный, массивный, угловатый морфоструктурный блок примерно квадратных очертаний, оконтуренный изобатой 2900 м. Детальная полигонная съёмка, включавшая сейсмическое профилирование (рис. 5), показала реальные черты рельефа и глубинного строения возвышенности Пири: блоковую морфоструктуру, горстовую структуру фундамента, наличие мощного осадочного по-

крова, разломные дислокации фундамента, местами нарушающие структуру чехла [6]. В ряде мест осадочный покров вершинной поверхности прорывается диапироподобными выступами акустического фундамента (рис. 6).

Гравитационное поле возвышенности Пири резко дифференцировано по интенсивности локальных аномалий, которые здесь достигают 80 мгал при среднем уровне поля 40 мгал. В центральной части полигона находятся две наиболее интенсивные локальные положительные аномалии, имеющие меридиональное простираение. Мощность земной коры в регионе – 20–21 км [6].

На крутом, практически лишённом осадочного покрова, западном склоне возвышенности Пири было проведено драгирование в интервале глубин от 3000 до 2500 м (рис. 6). Драга принесла около 100 кг каменного материала в основном в виде неокатанных глыб со свежими следами отрыва, размером до 10×25×30 см, 31×37×50 см. Образцы представлены плагиогнейсами, двуслюдяными сланцами (579 млн лет), глаукофановыми сланцами, лейкократовыми гранитами (183 млн лет), риолитовыми порфирами (169–175 млн лет) (табл. 1–2), туфами риолитового состава, песчаниками, алевролитами, базальтовыми порфирами, долеритами (табл. 3, 4). Ранее, в 11-м рейсе НИС "Академик Курчатов" [10], на станциях К-902, 903 и 904 во время траления на возвышенности Пири на глубине 1123–1524 м были подняты также континентальные породы: слюдяные сланцы, кварциты, песчаники, алевролиты, граниты [6]. По составу и петрологическим параметрам метаморфические породы древнего докембрийского континентального фундамента возвышенности Пири аналогичны породам микроконтинентов Южных Оркнейских островов (хребет Южный Скоша) и о. Южная Георгия (хребет Северный Скоша) [6].

Вулканы возвышенности Пири представлены тремя генетическими сериями: известково-щелочной (риолитовые порфиры), субщелочной (базальтовые порфириты) и толеитовой. Риолитовые порфиры – наиболее ранние, более распространенные, связанные с тектоно-магматической активизацией континентальной коры (КК) в геодинамическом режиме сжатия в начальную стадию тафрогенеза [12]. Воздымание, деструкция и наращивание КК связаны с подъёмом базит-ультрабазитовых мантийных диапиров, предшествуя началу погружения впадины. Известково-щелочной магматизм имеет чёткую континентальную специфику: значительная обогащённость крупноионными литофильными элементами и лёгкими редкими землями (рис. 7, табл. 3), наличие Ta-Nb минимума, связанного с контаминацией. По соотно-

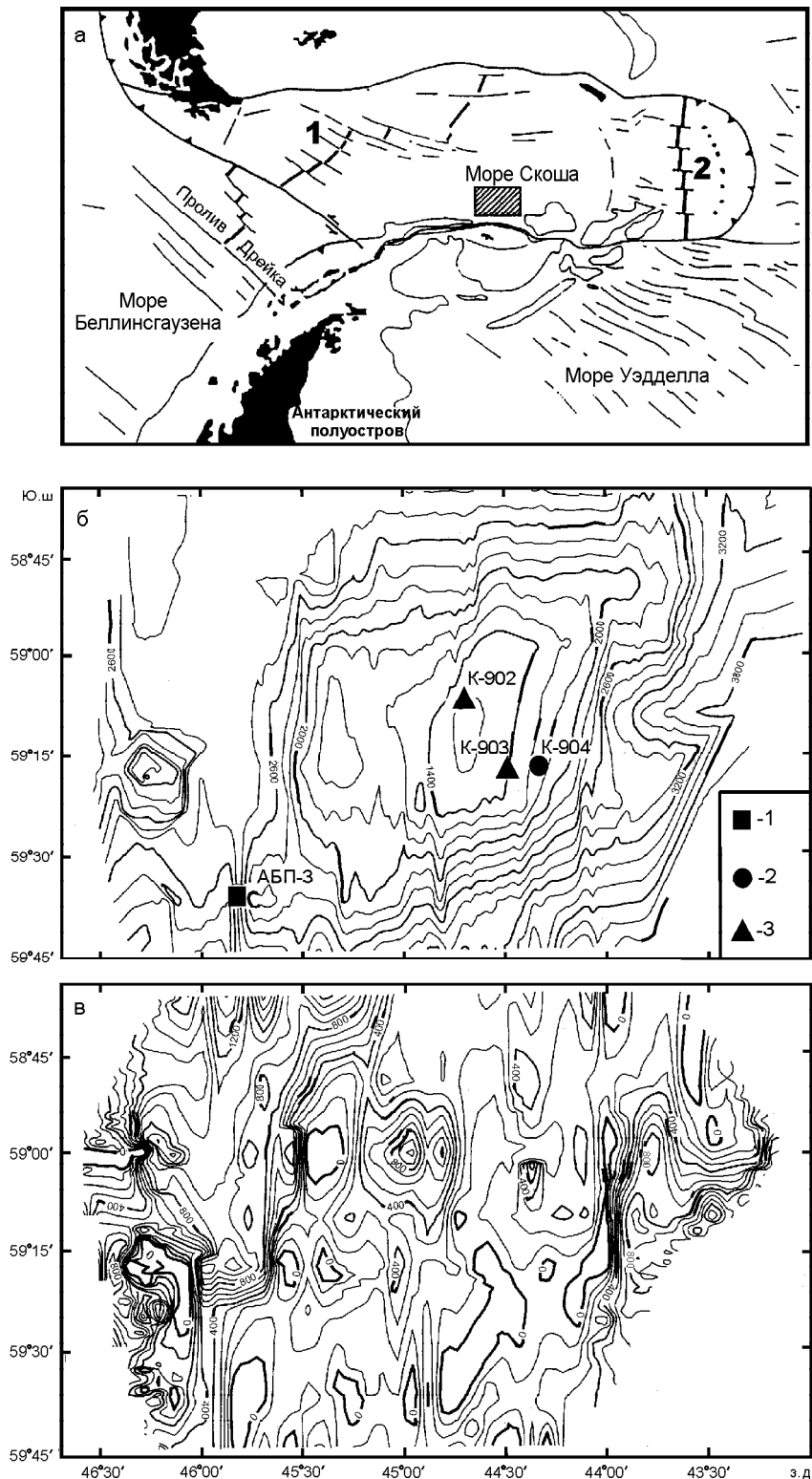


Рис. 4. Местоположение (а), рельеф (б) и осадочный чехол (в) возвышенности Пири.

а – морфоструктурная схема моря Скоша; показаны рифты западный (1) и восточный (2); б – рельеф, 1 – драга 3, 29а рейс НИС "Академик Борис Петров", 2, 3 – дночерпатель и трал, 11 рейс НИС "Академик Курчатов" (1972 г); в – осадочный чехол. Изопахиты мощностей чехла – через 100 м. Расчётная скорость звука в осадках – 2000 м/сек.

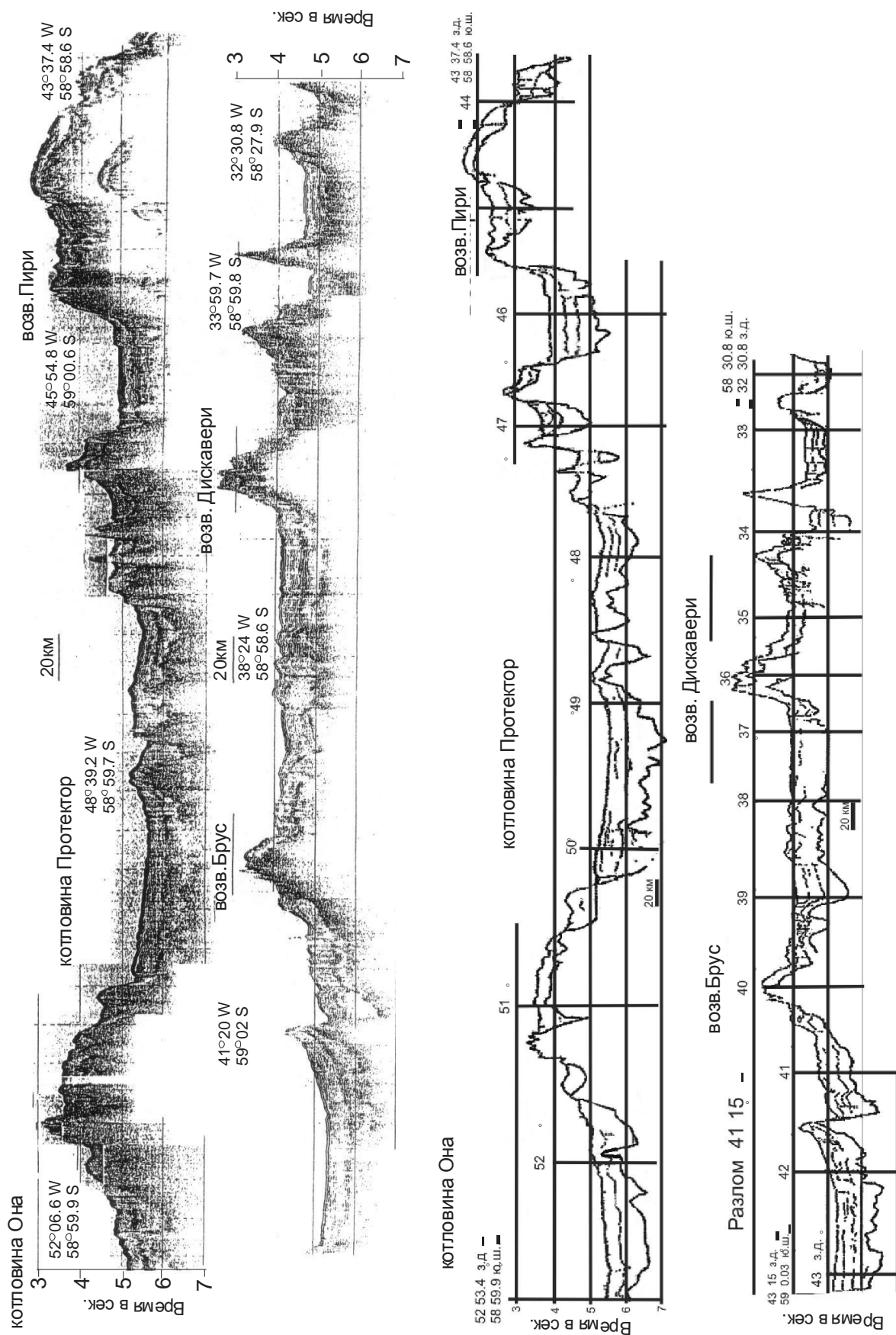


Рис 5. Структурный профиль по НСП по параллели 59° ю.ш. 29а рейса НИС "Академик Борис Петров".

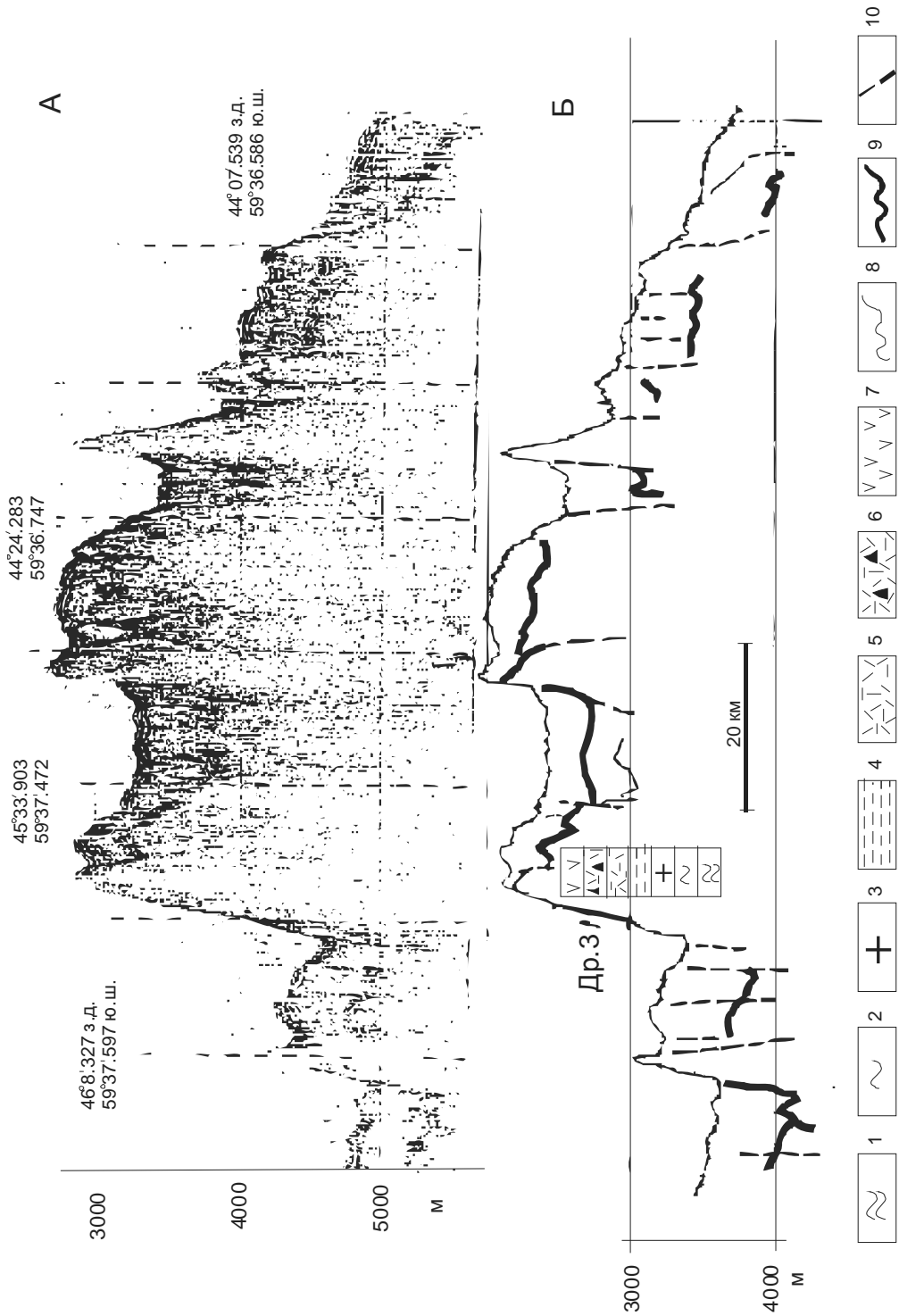


Рис. 6. Временной сейсмический профиль и трасса драгирования на возвышенности Пири 29а рейса НИС "Академик Борис Петров". А – сейсмограмма по параллели 59°37' ю.ш. Б – временной сейсмический профиль и результаты драгирования. 1 – гнейсы, 2 – слюдяные сланцы, 3 – граниты, 4 – риолитовые порфиры, 5 – туфы риолитового состава, 6 – песчаники, алевролиты, 7 – базальтовые порфиры, 8 – поверхность акустического фундамента, 9 – предполагаемые разломы.

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из гранита возвышенности Пири.

N	Вес mg	[Pb] ppm	[U] ppm	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±σ	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (2σ %)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (2σ %)	Rho	Возраст ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (млн лет)	Возраст ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (млн лет)	Возраст ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U (млн лет)
1	0.38	284.8	1.06%	132.52	0.04970±21	0.09301	0.18731 (0.546)	0.02734 (0.311)	0.631	174.3±0.9	173.9±0.5	180.9±9.9
2	2.43	31.10	1133	389.95	0.04976±15	0.11988	0.18716 (0.448)	0.02728 (0.310)	0.731	174.2±0.8	173.5±0.5	183.7±7.1
3	1.29	27.6	988.0	123.6	0.04941±21	0.12035	0.18502 (0.543)	0.02716 (0.314)	0.635	172.4±0.9	172.7±0.5	167.5±9.8
4	1.92	29.7	1079	57.648	0.04955±118	0.11676	0.18718 (2.55)	0.02739 (0.348)	0.512	174.2±4.4	174.3±0.6	173.8±21
5	14.3	52.56	1883	615.6	0.04999±3	0.11068	0.19279 (0.338)	0.02797 (0.333)	0.985	179.0±0.6	177.8±0.6	194.5±1.4

Примечание. 1–5 – цирконы из гранита, образец Д3-6.

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из риолитового порфира возвышенности Пири.

N	Вес mg	[Pb] ppm	[U] ppm	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±σ	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (2σ %)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (2σ %)	Rho	Возраст ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (млн лет)	Возраст ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (млн лет)	Возраст ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U (млн лет)
1	0.07	39.72	690.3	91.307	0.05198±27	0.29204	0.23860 (0.65)	0.03328 (0.34)	0.70	209.0±1.4	211.1±0.7	285.2±12.1
2	0.01	37.18	748.9	392.2	0.04983±10	0.24119	0.18863 (0.38)	0.02746 (0.33)	0.85	175.5±0.7	174.6±0.6	187.2±4.5
3	0.01	42.87	826.6	146.6	0.04981±20	0.22635	0.18724 (0.56)	0.02727 (0.34)	0.65	174.3±1.0	173.4±0.6	186.1±9.5
4	0.03	31.22	665.4	72.468	0.04944±46	0.25116	0.18327 (1.12)	0.02688 (0.35)	0.52	170.9±1.9	171.0±0.6	169.4±22
5	0.03	19.64	567.2	684.3	0.05012±8	0.23118	0.19281 (0.35)	0.02789 (0.34)	0.91	179.0±0.6	177.3±0.6	200.9±3.5

Примечание. 1–5 – цирконы из риолитового порфира, образец Д3-10.

шению Th/Yb и Ta/Yb точки составов вулканитов возвышенности Пири ближе к полю активных континентальных окраин Андийского типа (рис. 7, 8). По соотношению ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – K_{Pb} и Nd – K_{Pb} риолитовые порфиры ложатся в поле составов обогащенной (EM) мантии в область базальтов Плато Колорадо, а также ближе к полю щелочного вулканизма центральной зоны Анд (рис. 9, табл. 5). Главный мантийный источник магматических расплавов известково-щелочной серии – вещество обогащенной мантии (субконтинентальной литосферы, подверженной процессам Na метасоматоза).

Субщелочная серия (базальтовые порфириты) – более поздняя, менее распространенная, связанная с началом погружения КК (тафрогенезом), с трещинными подводными излияниями в геодинамической обстановке локальных зон растяжения. Вулканиты характеризуются высокой глинозёмистостью, низкой магниальностью, по содержанию элементов-примесей и редких земель сходны с базальтами E-MORB, за счёт высокофлюидной обстановки в процессе преобразования КК во вторичную океаническую (табл. 3, рис. 7). По изотопным данным точка базаль-

тового порфирита располагается уже в области составов обедненного (DM) мантийного резервуара (рис. 9, табл. 5). Результаты геолого-геофизических исследований возвышенности Пири характеризуют её как микроконтинентальный блок – фрагмент бывшего континентального массива, частями которого являются блоки хребтов Южный и Северный Скоша, подвергшегося в ходе эволюции деструкции и тафрогенезу [9, 12]. Есть и другая, альтернативная точка зрения: здесь мы имеем дело не с океанизацией коры, а с её модификацией [13, 14].

Возвышенность Дискавери (хребет Южный Скоша, станция С-5, рис. 1, 2, 3, 5, 10) – сводовое поднятие на восточном краю плато с холмистой поверхностью на глубинах менее 1200 м [8]. С юго-восточной стороны жёлоб с глубинами до 4950 м отделяет возвышенность Дискавери от блока возвышенности Хердмана (рис. 3). Исключительно глубокий жёлоб между блоком возвышенности Дискавери и крупным микроконтинентом Южных Оркнейских островов сопровождается значительной отрицательной аномалией силы тяжести в редукции Буге (рис. 3). Он может быть интерпретирован как результат актив-

Таблица 3. Химический состав базальтов Западной Антарктики.

Оксиды, элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	47.38	44.83	52.02	75.77	50.00	50.81	50.11	65.40	52.58	49.81	47.42	50.30	53.78	61.73	52.45
TiO ₂	2.62	0.65	0.87	0.11	0.67	1.77	0.60	0.94	1.55	0.95	3.64	3.34	2.63	0.84	1.81
Al ₂ O ₃	13.28	21.31	18.33	12.93	14.56	15.95	18.75	17.05	16.08	17.52	12.91	14.56	16.01	17.56	15.35
FeO	13.25	8,03	6.33	1.88	9.87	9.73	9.30	6.21	10.27	7.75	12.25	11.34	10.22	4.24	10.52
MnO	0.20	0.19	1.17	0.03	0.29	0.18	0.20	0.04	0.18	0.15	0.16	0.15	0.16	0.16	0.12
MgO	6.15	5.28	3.57	0.94	10.24	6.16	7.37	1.09	4.68	7.00	10.17	7.09	3.92	1.62	6.18
CaO	8.81	10.27	6.92	0.06	10.53	10.72	12.45	5.58	7.14	8.30	9.48	8.36	6.46	2.50	9.37
Na ₂ O	3.78	2.30	3.49	2.36	0.93	3.30	0.66	3.41	4.42	3.08	2.75	2.72	3.31	6.22	2.35
K ₂ O	0.34	0.58	2.08	4.58	0.14	0.19	0.01	0.09	0.45	1.06	1.21	1.45	2.30	3.47	0.70
P ₂ O ₅	0.33	0.14	0.25	0.06	0.26	0.17	0.01	0.09	0.26	0.48	0.60	0.89	0.78	0.23	0.22
Сумма	98.6	100.8	99.1	99.8	100.3	100.1	100.2	100.1	100.2	100.3	100.6	100.2	99.6	98.7	99.2
Rb	7	18	41	157	12	4	1	3	6	26	19	30	41	64	12
Ba	26	453	367	808	70	52	50	49	302	400	210	355	461	557	102
Sr	104	550	538	53	337	215	107	91	459	695	590	815	629	839	390
La	8	9	25	30	10	7	2	3	9	28	36	47	59	72	15
Ce	21	23	56	69	25	22	5	10	24	67	75	101	121	133	32
Nd	18	14	30	29	13	17	4	8	16	38	44	51	56	54	19
Sm	5.51	3.80	6.13	5.72	2.99	5.53	1.09	2.89	4.89	7.68	9.76	11.35	11.66	9.49	4.75
Eu	2.00	1.01	1.60	0.71	0.68	1.48	0.55	0.91	1.28	1.70	3.02	3.39	3.41	2.72	1.54
Tb	1.34	0.43	0.76	0.70	0.40	1.09	0.34	0.70	0.76	0.86	1.33	1.54	1.62	0.97	0.77
Yb	5.33	1.11	1.96	1.86	1.16	3.68	1.38	3.22	2.27	1.56	2.46	1.84	2.48	0.68	1.32
Y	56	13	21	18	14	39	13	25	27	20	35	35	38	12	22
Zr	163	55	193	136	60	173	26	63	108	142	347	378	558	543	128
Nb	6.56	1.63	6.94	11.36	2.95	5.89	0.54	0.87	2.92	5.18	52.07	54.61	68.99	114.2	25.04
Hf	4.16	1.54	4.88	4.58	1.24	4.24	0.88	2.06	2.89	3.46	8.00	9.17	12.34	13.92	3.21
Th	0.48	1.43	8.29	16.09	1.43	0.47	0.25	0.54	1.18	5.34	3.92	5.74	8.66	16.66	3.09
U	0.35	0.58	2.32	2.94	0.40	0.31	0.09	0.21	0.33	1.35	1.12	1.39	2.32	6.36	1.16
Ta	0.35	0.11	0.35	0.62	0.20	0.29	0.11	0.09	0.20	0.27	3.02	2.54	3.39	7.21	1.19
Cr	90	25	42	30	373	35.21	101	10.02	15.10	157.7	140.5	275.7	95.03	24.71	351.8
Ni	39	35	26	3	132	24.17	34.49	6.98	11.03	59.94	184.7	183.5	62.55	12.51	185.8
Pb	1.81	5.99	15.13	19.54	7.68	2.40	3.00	0.63	4.47	2.64	2.34	3.33	5.21	8.22	2.06

Примечание. 1–5 – породы возв. Пири: 1 – глаукофановый сланец, обр.22; 2–3 – базальтовые порфириды, обр. 15, 3; 4 – риолитовый порфир, обр.10; 5 – долерит, обр. 17; 6 – базальт, обр. Д.2, пролив Брансфилд; 7–8 – породы Южных Сандвичевых о-вов: 7 – толеитовый базальт, обр. Дн.34-2, 8 – дацит, обр. Дн. 35-1; 9 – андезибазальт, обр. Б-10, остров Березина, Южные Шетландские о-ва; 10 – базальт, обр.СМ-29, станция Сан-Мартин, Антарктический п-ов; 11–15 – вулканиты о. Петра 1: 11, 12 – щелочные базальты, обр. П-2, П-1, 13, 14 – трахиандезиты, обр.П-3, П-5, 15 – габронорит, обр. П-6. Все железо определено в виде FeO.

Таблица 4. Химический состав пород Западной Антарктики.

Оксиды, элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	71.51	62.51	74.05	59.21	37.07	34.40	52.37	48.27	51.98	50.99	65.99	72.76
TiO ₂	0.62	0.79	0.29	1.07	0.04	0.03	1.64	0.72	1.38	0.80	0.60	0.32
Al ₂ O ₃	12.08	17.46	13.03	17.14	0.00	0.00	13.30	14.79	17.44	15.02	16.15	13.72
FeO	3.63	5.20	3.04	8.39	6.29	9.63	14.54	9.06	9.28	10.10	4.74	1.99
MnO	0.21	0.10	0.11	0.16	0.11	0.16	0.25	0.23	0.22	0.18	0.14	0.06
MgO	1.31	2.75	0.80	3.06	45.38	40.29	4.60	12.41	5.97	8.70	2.14	0.48
CaO	2.75	3.27	2.25	4.13	0.03	0.01	9.33	8.42	8.59	10.10	3.40	0.95
Na ₂ O	1.28	3.03	2.88	3.09	0.00	0.00	1.13	1.74	2.90	1.53	3.06	3.87
K ₂ O	6.35	3.16	3.04	1.00	0.00	0.00	0.64	2.86	1.79	1.27	3.37	3.85
P ₂ O ₅	0.17	0.32	0.13	0.29	0.04	0.04	0.23	0.17	0.17	0.19	0.11	0.09
ппп	0.37	1.82	0.60	2.92	10.10	13.62	2.18	0.63	0.73	1.44	0.36	0.98
Сумма	100.3	100.4	100.2	100.4	100.0	99.24	100.2	99.37	100.5	100.4	100.1	99.08

Примечание. 1–3 – породы возвышенности Пири: 1 – гнейс, обр.3-13; 2 – слюдяной сланец, обр. 3-9; 3 – гранит, обр. 3-6; 4–6 – породы о. Гиббс: 4 – слюдяной сланец, обр. Г-4-2; 5, 6 – метадуныты, обр. Г-3 и Г-2; 7 – зеленый сланец, обр. У-11-б, о. Огненная Земля, г. Ушуая; 8, 9 – о. Анверс, станция Палмер, амфиболит, обр. П-1 и диорит, обр. 1-1; 10 – амфиболит, обр. 12-1, о. Стоунингтон; 11, 12 – станция Сан-Мартин, Антарктический п-ов: 11 – гнейс, обр. 9-5, 12 – плагиогранит, обр. 9-2. Все железо определено в виде FeO.

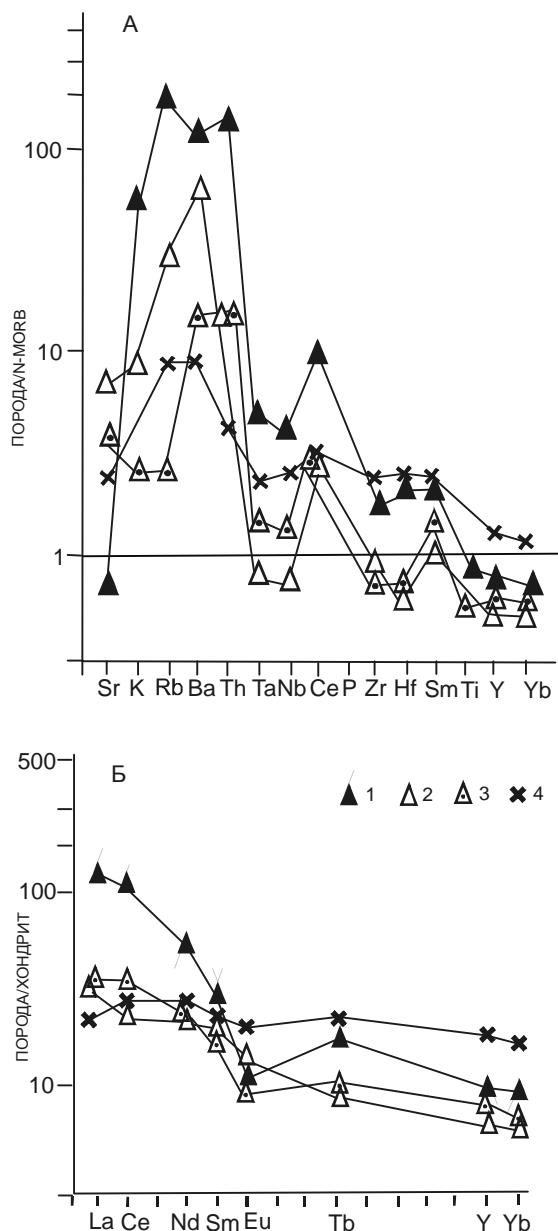


Рис. 7. Распределение микроэлементов в вулканах возвышенности Пири. А – содержания микроэлементов, нормализованных по N-MORB, Б – содержания РЗЭ, нормализованных по хондриту.

1 – риолитовый порфир, образец ДЗ-10, 2 – базальтовый порфирит, образец ДЗ-15, 3 – долерит, образец ДЗ-17, 4 – толеитовый базальт пролива Брансфилд, образец Д2.

ных горизонтальных растяжений с разрывом корового фундамента, не сопровождавшимся мантийным вздыманием [9]. Есть высказывание о том, что этот жёлоб является результатом левостороннего сдвига с растяжением [13]. Относительно высокие аномалии силы тяжести приурочены к погружениям фундамента в районе плато между возвышенностями Дискавери и Брюса.

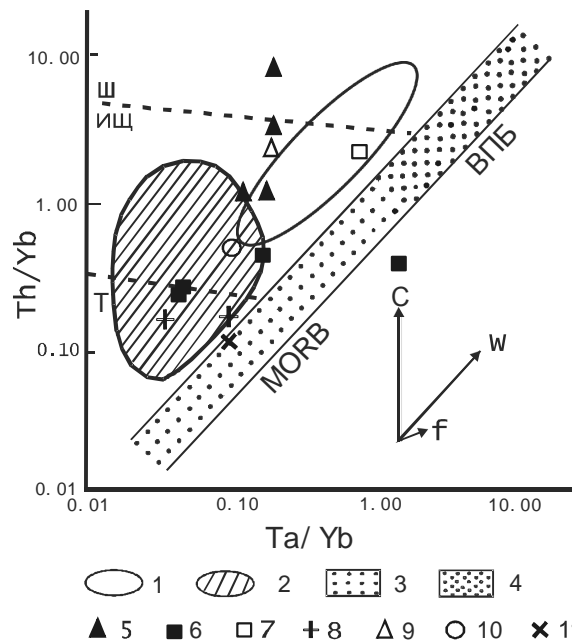


Рис. 8. Соотношение Th/Yb и Ta/Yb в базальтах подводных возвышенностей Пири, Дискавери и Хердмана (море Скоша).

1 – активные континентальные окраины, 2 – островные дуги, 3 – истощенный мантийный источник, 4 – обогащенный мантийный источник. 5–11 – базальты возвышенностей: Пири (5), Дискавери (6), Хердмана (7), Южно-Сандвичевой островной дуги (8), Антарктического полуострова (9), Южно-Шетландских островов (10), пролива Брансфилд (11). MORB – истощенная мантия, ВПБ – обогащенная мантия.

Векторы показывают влияние следующих факторов: внутриплитного обогащения литофильными элементами (w), коровой контаминации (с) и фракционной кристаллизации (f). Пунктирные линии разграничивают поля толеитовых (Т), известково-щелочных (ИЩ) и шшонитовых (Ш) пород.

Образцы каменного материала с возвышенности Дискавери собраны тралом с глубины 323–357 м и представлены в основном ареальными железистыми платобазальтами (океанические траппы), андезитами (анамизитами), биотит-роговообманковыми диоритами кварцсодержащими, туфами дацитового состава (табл. 6). Магматизм данного региона указывает на интенсивную и быструю океанизацию континентальной коры (КК), не успевшей прогреться и не вовлечённой в магматический процесс [12]. Ареальные платобазальты (толеитовая серия) – это продукты трещинных излияний в наземных или мелководных условиях, высоко проницаемой деструктурированной КК. По химизму платобазальты характеризуются повышенными содержаниями железа, титана, щелочей, фосфора по сравнению с базальтами N-MORB

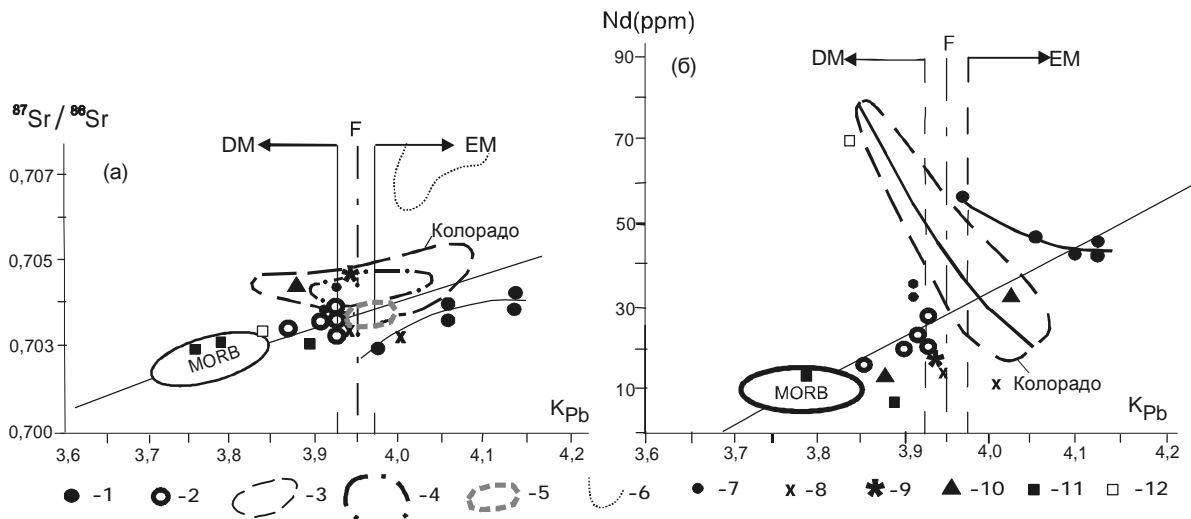


Рис. 9. Зависимость между $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ и параметром K_{Pb} (а) и Nd– K_{Pb} (б) для вулканических пород Западной Антарктики.

1 – базальты о. Петра 1 [7], 2 – базальты гор Джонса [8], 3–6 – вулканы плато Колорадо (3), Северного Эквадорского (4), Южного Чилийского (5) и Центрального (6) сегментов Анд, 7, 8 – вулканические стёкла о. Петра 1 и пролива Брансфилд, подводная гора Висков [4], 9 – толеитовый базальт подводной горы Хуберта Миллера (горы Мэри Бёрд), 10 – вулканы Пири, 11 – толеитовый базальт возв. Дискавери, 12 – субщелочной базальт возв. Хердмана. DM, EM – деплетированная океаническая и обогащенная континентальная мантия. F – переходная зона между DM и EM, $K_{Pb}=(\text{Th}/\text{U})_{Pb}$ [8].

Таблица 5. Результаты Nd-Sr-Pb изотопного анализа базальтов возвышенностей Пири, Дискавери и Хердмана.

Элемент	1	2	3	4	5
[Rb], ppm	1.928	1.055	1.267	141.9	19.94
[Sr], ppm	453.7	362.8	381.2	59.32	599.6
[Sm], ppm	4.712	3.697	5.565	8.641	3.744
[Nd], ppm	14.41	12.17	18.69	36.73	13.65
[Pb], ppm	3.8714	2.3724	2.7647	2.1124	3.3367
[U], ppm	0.7845	0.3224	0.3847	0.4819	0.3594
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.01229	0.00841	0.00961	6.92870	0.09618
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	0.703041 \pm 16	0.703031 \pm 21	0.703175 \pm 19	0.723328 \pm 21	0.704428 \pm 16
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.19827	0.18421	0.18055	0.14265	0.16634
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	0.513028 \pm 19	0.513016 \pm 18	0.512978 \pm 18	0.512552 \pm 17	0.512812 \pm 15
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.642	18.737	18.722	18.953	18.062
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.428	15.611	15.597	15.637	15.545
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.112	38.422	38.288	38.957	37.766
K_{Pb}	3.79	3.89	3.84	4.03	3.88

Примечание. 1–2 – породы возвышенности Дискавери: 1 – андезит, образец С-5а, 2 – толеитовый базальт, образец С-5ж; 3 – щелочной базальт, образец С-4, возвышенность Хердмана; 4–5 – породы возвышенности Пири: 4 – риолитовый порфир, образец ДЗ-10, 5 – базальтовый порфирит, образец ДЗ-15. Параметр $K_{Pb}=(\text{Th}/\text{U})_{Pb}$ [8].

(табл. 6). По повышенному содержанию крупноионных элементов и РЗЭ платобазальты банки Дискавери (рис. 10) имеют сходство с континентальными (Колумбия Ривер) и океаническими траппами (хребет Китовый в Атлантике, хребет 90-го градуса и плато Кергелен в Индийском океане) [12]. По изотопным данным (табл. 5, рис. 9) фигуративные точки ложатся в поле MORB, что подтверждает их происхождение из истощенного мантийного источника.

Возвышенности Дискавери и Брюса со связывающим их плато, как и возвышенность Пири, могут рассматриваться как крупный микроконтинентальный реликт древней платформы, подвергшейся деструкции и тафрогенезу в процессе преобразования КК во вторичную океаническую. Тип их морфологии весьма напоминает нам холмистые ландшафты платформенных областей восточной Патагонии и Огненной Земли.

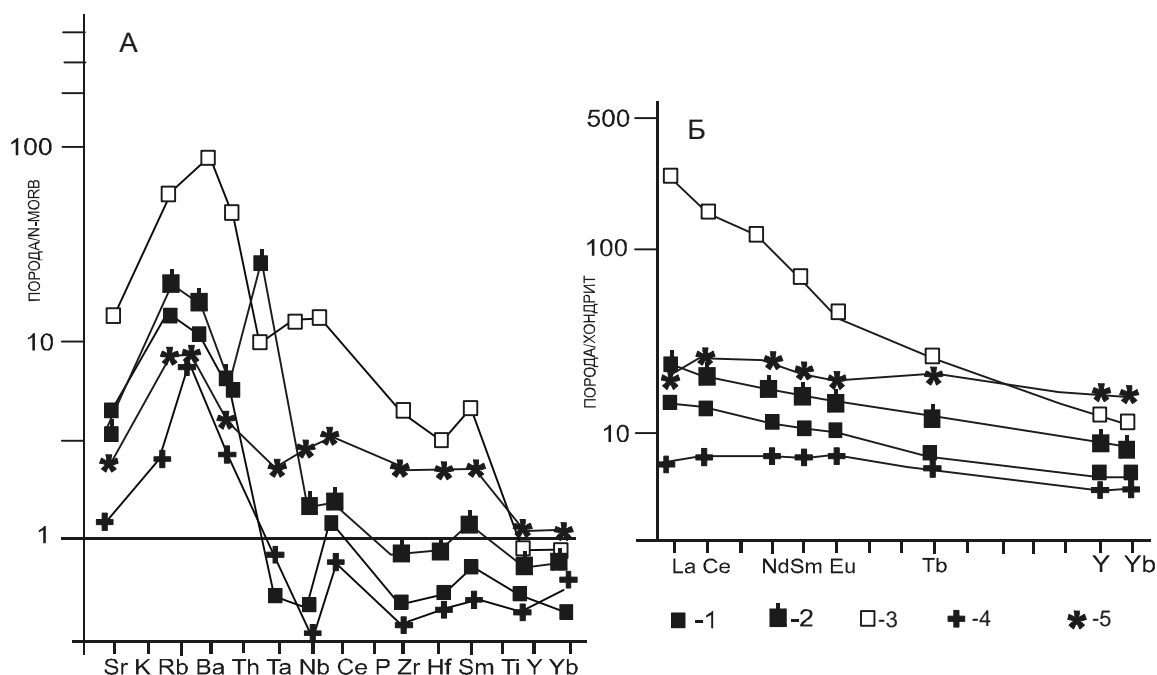


Рис. 10. Распределение микроэлементов в вулканитах возвышенностей Дискавери и Хердмана.

А – содержания микроэлементов, нормализованных по N-MORB, Б – содержания РЗЭ, нормализованных по хондриту. 1, 2 – породы возвышенности Дискавери: 1 – толеитовый базальт, образец С-5ж (1), 2 – андезит, образец С-5а (2); 3 – субщелочной базальт, образец С-4а возвышенности Хердмана; 4 – толеитовый базальт, образец 34-2 Южно-Сандвичевой островной дуги, подводный склон о. Завадовского; 5 – толеитовый базальт, образец Д-2 пролива Брансфилд, гора Висков.

На **возвышенности Хердмана** к востоку от возвышенности Дискавери (хребет Южный Скоша, станция С-4), с глубины 516–520 м тралением получены образцы пород: мусковитового плагиопарагнейса, слюдяного сланца, мигматита, гранита, аркозового песчаника, алевролита, туфа дацитового состава, щелочного базальта-исландита (субщелочная серия, рис. 1, 3). Щелочные базальты характеризуются повышенными содержаниями железа, титана, алюминия, щелочей, фосфора (табл. 6). По соотношению $Th/Yb - Ta/Yb$ точка исландита попадает в поле активной Андийской континентальной окраины (рис. 8). По повышенному содержанию микроэлементов и редких земель (рис. 10) они обнаруживают сходство с типом базальтов E-MORB. По изотопным данным (табл. 5) точка исландита ложится на границе с полем MORB, ближе к железистым платобазальтам возвышенности Дискавери (рис. 9). Щелочные базальты возвышенности Хердмана, так же как железистые толеитовые базальты возвышенности Дискавери, следует относить к ареальным платобазальтам, характерным для обширных океанических плато с континентальным основанием [12].

Пролив Центральный Брансфилд давно привлекает внимание геологов и геофизиков, как рифто-

вая зона [3–5, 9, 14, 15]. Выполненные нами исследования относятся к центральной части рифта пролива Брансфилд, для которого мы предполагаем генетическую связь с цепочкой мантийных диапиров, протягивающейся из Атлантического океана от Американо-Антарктического рифтогенного хребта по южной ветви дуги Скоша. Жёлоб рифта центральной части пролива имеет характер грабена с очень крутыми бортами. В рельефе дна жёлоба пролива характерно разделение его на эшелонированные ячейки, в осевых частях которых лежит цепочка неовулканических гребней и конусов (о. Десепшн, о. Бриджмен, Висков-Орка, Три сестры). Грабен центральной части пролива Брансфилд – сейсмически активное, молодое, наложенное рифтовое ущелье, очаги землетрясений обнаруживают признаки латеральных растяжений, наблюдаются высокие значения теплового потока из недр, что отражается в теплолюбивой водной фауне [4, 5]. Особенностью этого рифта является то, что он развивается не на древнем кратоне и не связан с раздвижением крупных плит [14], а внедряется в пределы Mz-Kz Южно-Антильского подвижного складчатого пояса. Узкому жёлобу рифта Восточный Брансфилд соответствует узкий пик положительной аномалии силы тяжести, свидетельствующий

Таблица 6. Химический состав пород возвышенностей Дискавери и Хердмана.

Оксиды, элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	50.22	60.23	57.48	54.40	53.72	53.76	53.15	53.02	80.48	68.08	76.30	44.86
TiO ₂	1.67	0.83	0.72	0.69	0.78	0.73	0.69	0.73	0.10	0.67	0.19	3.75
Al ₂ O ₃	16.16	16.73	19.27	20.58	19.65	18.68	21.22	19.62	12.98	14.83	13.45	16.15
FeO	12.27	8.36	8.24	8.34	9.46	10.07	8.43	10.06	0.12	4.70	1.56	11.45
MnO	0.23	0.24	0.22	0.21	0.24	0.22	0.21	0.22	0.02	0.09	0.03	0.27
MgO	7.62	2.24	2.20	3.10	3.76	3.95	2.81	3.32	0.04	2.00	0.47	5.46
CaO	9.98	6.51	8.49	10.18	9.62	9.46	10.86	10.08	0.21	2.79	1.23	10.73
Na ₂ O	0.18	2.42	1.69	1.80	1.44	1.87	1.40	1.55	3.91	1.72	2.55	2.86
K ₂ O	0.69	0.99	0.55	0.42	0.41	0.50	0.46	0.41	2.22	2.48	3.81	1.95
P ₂ O ₅	0.08	0.31	0.21	0.15	0.14	0.15	0.15	0.18	0.00	0.16	0.04	1.23
Сумма	99.10	98.86	99.07	99.87	99.22	99.39	99.38	99.19	100.1	97.52	99.63	98.71
Rb		12	10				8	8				33
Ba		114	112				80	67				543
Sr		306	394				388	359				1348
La		6	5				4	4				67
Ce		16	14				11	10				126
Nd		12	10				8	7				72
Sm		3.1	2.7				2.2	1.9				13
Eu		1.1	1.0				0.8	0.7				3.5
Tb		0.6	0.5				0.4	0.4				1.4
Yb		2.4	2.0				1.7	1.6				2.7
Y		25	21				17	16				35
Zr		57	47				37	34				320
Nb		3.3	1.5				0.9	0.9				39.1
Hf		1.7	1.4				1.1	1.0				7.0
Th		1.1	0.9				0.6	0.6				7.0
U		0.4	1.0				0.2	0.2				1.7
Ta		4.7	0.3				0.1	0.1				1.6
Cr		3.3	3.7				6.9	10.5				83
Ni		3.2	6.1				8.7	11.6				44
Pb		2.9	2.0				2.0	1.8				3.6
Ce/Pb		5.6	6.9				5.6	5.5				35
Th/U		2.4	0.8				2.9	2.9				4.1

Примечание. 1–8 – породы возвышенности Дискавери: 1 – диотит, образец С-5; 2 – андезит, образец С-5а, 2–8 – андезитбазальты толеитовой серии, образцы – С-5в, С-5б, С-5г, С-5г, С-5и, С-5ж. 9–12 – породы возвышенности Хердмана: 9 – гнейс, образец С-4е, 10 – слюдяной сланец, образец С-4в, 11 – гранит, образец С-4г, 12 – щелочной базальт, образец С-4а.

ший об узком локальном мантийном диапиризме (рис. 3), [9].

Результаты изучения слюдяных серых и зеленых сланцев, гипербазитов о. Рожнова (Гиббс) (табл. 4) говорят в пользу представлений о континентальном метаморфическом фундаменте гряды Южных Шетландских островов, протрудированном в процессе переработки КК метадунином [2].

В проливе Брансфилд со склона подводной горы Висков, с глубины 730–970 м драгой 2 было поднято около 100 кг коренных глыб базальтов толеитовой серии размером до 54×40×30 см, сильно пузыристых, слабо плагиоклаз-порфириновых, со стекловатой закалочной зоной [3, 5]. По содержанию микроэлементов эти базальты ближе к Е-MORB, как и толеиты Американско-Антарктического хребта (табл. 3, рис. 7). По соотношению Th/Yb – Ta/Yb точка базальта из Центрального Брансфилда лежит в поле истощенного

мантийного источника (рис. 8). По изотопным данным точка состава вулканического стекла ложится в переходной зоне F между деплетированным океаническим (DM) и обогащенным континентальным (EM) мантийными резервуарами (рис. 9). Подобно расплавам Американско-Антарктического хребта, изученные толеиты пролива Брансфилд относятся к расплавам, обогащенным натрием, кремнием, водой и обедненным железом (Na тип). Плавление мантийного субстрата протекало на небольших глубинах, фракционирование происходило в промежуточных камерах на глубине 10–12 км, что достаточно типично для большинства так называемых медленно-спрединговых зон [4].

ВЫВОДЫ

Особенности строения земной коры моря Скоша свидетельствуют о том, что структура ложа котловины его представлена сочетанием мозаики фраг-

ментов континентального массива, раздробленного и погруженного в условиях былого регионального растяжения, с молодыми рифтогенными структурами при обширном мантийном воздымании. В своём сочетании эти процессы (деструкция, тафрогенез, спрединг и локальный океаногенез) привели к разрушению былого континентального моста и должны были сказаться на разобщении домеловых фаунистических связей Южной Америки и Западной Антарктики (рис. 1). Так определилась изоляция и последующая биодиверсия разобщенных ныне фаунистических комплексов, отражающая хронологию и степень изоляции блоков единой некогда морфоструктуры континентального моста. Сложным сочетанием рассеянных рифтовых систем и континентальных фрагментов котловина моря Скоша сходна с котловиной Карибского моря, с Северо-Фиджийской котловиной и, в известной мере, с Арктическим бассейном.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пушаровский Ю.М. Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов // Геотектоника. 1998. № 1. С. 3–14.
2. Силантьев С.А., Базылев Б.А., Удинцев Г.Б., Шенке Г.В. Происхождение и условия формирования гипербазитового комплекса Гиббс, Южно-Шетландские острова, Западная Антарктика // Петрология. 1997. Т 5, № 3. С. 312–325.
3. Суцеская Н.М., Удинцев Г.Б., Беяцкий Б.В., Цехоня Т.И., Куренцова Н.А. Магматизм центральной части спрединговой зоны пролива Брансфилд (Южный океан) // Геохимия. 2002. № 6. С. 612–625.
4. Удинцев Г.Б., Шёне Т., Куренцова Н.А. О биологических находках в Западной Антарктике // Бентос высокоширотных районов. 1998. С. 75–78.
5. Удинцев Г.Б., Шенке Г.В. и др. Морфодинамика внедряющегося рифта пролива Брансфилд, Западная Антарктика // Докл.РАН. 1999. Т. 368, №2. С. 259–263.
6. Удинцев Г.Б., Шенке Г.В., Шёне Т., Береснев А.Ф., Ефимов, П.Н., Кольцова А.В., Князев А.Б., Тетерин Д.Е., Куренцова Н.А., Бульчев, А.А., Гилод Д.А. Новые данные о строении подводной возвышенности Пири, море Скоша, Западная Антарктика // Докл. РАН. 1999. Т. 367, № 5. С. 824–828.
7. Удинцев Г.Б., Герзонде Р., Тетерин Д.Е., Шенке Г.В., Береснев А.Ф., Голь К., Титаева Н.А., Феногенов А.Н., Куренцова Н.А., Рошина И.А. О геологии острова Петра 1 и вероятной динамике развития Западной Антарктики в море Беллинсгаузена // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 6. С. 31–45.
8. Удинцев Г.Б., Арнтц В., Удинцев В.Г., Шенке Г.В., Линднер К., Крузе И. Новые данные о возвышенности Дискавери, море Скоша, Западная Антарктика // Докл. РАН. 2003. Т. 388, № 3. С. 399–404.
9. Удинцев Г.Б., Арнтц В., Удинцев В.Г., Шенке Г.В., Линднер К., Крузе И. Новые данные о строении островной дуги Скоша, Западная Антарктика // Докл. РАН. 2003. Т. 388, № 2. С. 254–257.
10. Фролова Т.И., Рудник Г.Б., Орленок В.В. Основные черты строения и эволюции Южных Антил и моря Скоша // Геотектоника. 1974. № 3. С. 99–113.
11. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
12. Фролова Т.И. Роль магматических процессов в преобразовании континентальной земной коры // Бюл. МОИП, отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 2. С. 7–24.
13. Barker P. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation // Earth Science Reviews. 2001. 55. P 1–39.
14. Christenson et. al. Deep crustal structure of Bransfield Strait: initiation of Backarc Basin // J. Geoph. Res. 2002. 108, B 10.
15. Gracia E., Canals M., Farran M.Li., Sorribas J., Pallas R. Central and eastern Bransfield – basins (Antarctica) from high resolution swath bathymetry data // Antarctic Science. 1997. 9 (2). P. 168–180.

Поступила в редакцию 26 января 2004 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

N.A. Kurentsova, G.B. Udintsev

The main features of the structure and evolution of the southern part of the Scotia Sea, West Antarctic

The paper is devoted to the results of the Russian-German geodynamic research in the West Antarctic (1994–2002). The joint marine geophysical-geological research was carried out in the Scotia, Weddell, Bellingshausen and Amundsen seas. This research contributed to establishing the base geodesic network of West Antarctica and supplemented geokinematic monitoring based on this network with geophysical and geologic information on the structure and features of geomorphological and tectonic development of the South Sea floor making it possible to approach an understanding of geodynamics of the West Antarctic. The collected evidence allows a conclusion about the inhomogeneity of the Scotia Sea floor and about a combination of fragments of a continental massif with young rift structures in conditions of the upwelling mantle. The ancient continental bridge, faunal connections between South America and the West Antarctic has been destroyed by processes of destruction, taphrogeny and sea floor spreading. The structures of the Scotia and Caribbean seas, North Fiji and Arctic basins are the same.

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОСАДКИ АКТИВНОЙ ЗОНЫ РИФТА ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Ю.Д. Марков, А.В. Можеровский, Н.Г. Ващенко.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

При подводном фотографировании и опробовании дна осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия на дне рифтовой долины, где прозрачность воды снижена выходами гидротерм, установлены рудные образования. Они тонкой пленкой покрывают обнажающиеся пиллоу-лавы и глыбовые развалы базальтов. Западнее и восточнее приосевой зоны металлоносные осадки распространены в виде сплошного чехла. Предполагается, что формирование осадков происходит в основном за счет поставки гидротермами растворенных компонентов в морскую воду с трансформацией их на геохимическом барьере и последующим осаждением в виде взвеси. Атомно-абсорбционным и рентгенорадиометрическим анализами в металлоносных осадках установлено содержание рудных компонентов. Возраст осадков определен как средний плейстоцен–голоцен. Пик гидротермальной деятельности приходится на начало голоцена, около 10 тыс. лет назад. На западном борту рифтовой долины обнаружено сооружение "курильщика".

Ключевые слова: металлоносные осадки, гидротермальная деятельность, «курильщики», кремнисто-железистый гель, смектиты, смешанослойные образования.

ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) является полигоном, на котором в подводных условиях можно наблюдать образование сульфидных руд и активно действующие гидротермальные источники (черные и белые "курильщики"). Придонные воды этого района содержат повышенные количества рудных компонентов, а на самом дне формируются необычные осадки.

Участок рудного поля полиметаллических сульфидов (координаты: 12°41'–12°54' с.ш. и 103°49'–104°01' з.д.) находится в восточной части Тихого океана и приурочен к осевой зоне ВТП (рис. 1). Многочисленными исследователями (Франшето с соавторами [17], Хекиниана с соавторами [19] и др.) была открыта сама рудная зона, проведено многоканальное эхолотирование дна, составлена детальная батиметрическая карта, обнаружено 24 действующих гидротермальных источника с температурой флюидов от 20 до 350°C и 60 неактивных гидротермальных залежей. Проведенные работы позволили им оценить массу сульфидной залежи в 2 млн т. при мощности 9 м и среднем содержании железа 20–40%, меди – 1–3%, кобальта – 1%.

Значительный вклад в изучение северо-восточной части Тихого океана внесен и российскими исследователями [2, 7, 9, 13, 14].

Данная работа посвящена комплексному исследованию металлоносных осадков, опробованных во время экспедиции на НИС "Академик Александр Виноградов", организованной Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО АН СССР в 1988–1989 гг. (рейс N 13, программы "ГЕОПОЛ", "Геотраверзы", "Литос", "Седимент"). Литологическое опробование на полигоне проводилось с целью выяснения условий их образования и влияния гидротермальной деятельности на седиментогенез в активной зоне рифта Восточно-Тихоокеанского поднятия в позднечетвертичное время. Проводился отбор проб трубкой ГСП-2, дночерпателем "Океан" и фотографировалась поверхность дна. Изучался вещественный состав и генезис неконсолидированных четвертичных отложений.

МЕТОДИКА

При проведении литологических исследований материал поднимали на борт судна, извлекали из трубки и обрабатывали в судовых условиях [12]. По всем колонкам определялось содержание карбоната кальция сначала в мазках, а если его содержание превышало 3–5%, то газообъемным методом в карбонатометре [6]. Состав глинистой фракции (менее 0,002 мм) определялся дифрактометрическим методом (аналитик Н.В. Ряполова), содержание железа, мар-

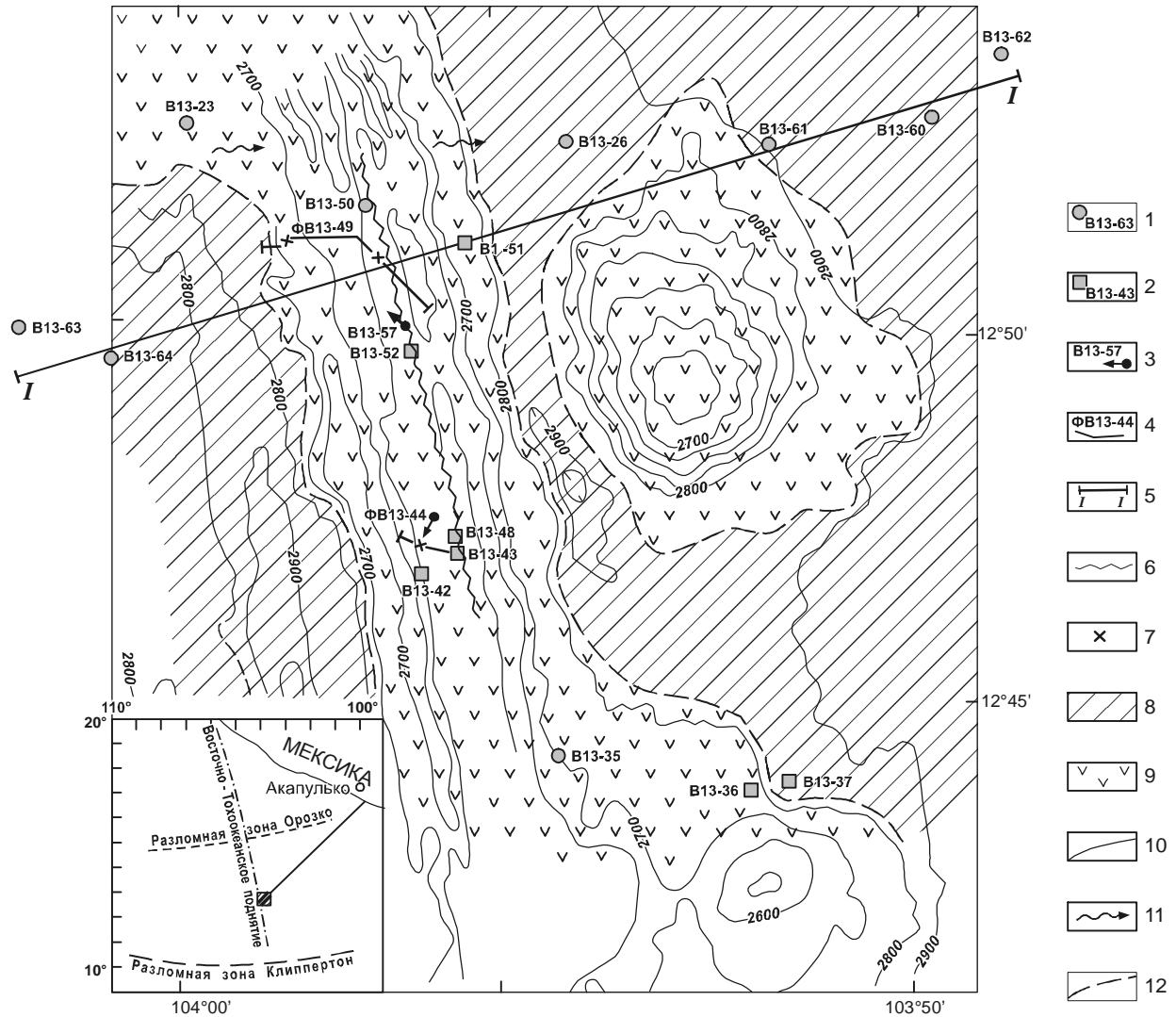


Рис. 1. Карта фактического материала со схемой распределения осадков на полигоне.

1–3 – места отбора и номера проб, взятых: 1 – трубкой ГСП-2, 2 – дночерпателем, 3 – драгой; 4 – линии и номера фотопрофилей; 5 – литологический профиль; 6–7 – проявления активной гидротермальной деятельности: 6 – зона, 7 – предполагаемые точки; 8–9 – участки распространения: 8 – сплошных металлоносных илов, 9 – коренных пород (базальтов), почти лишенные осадков; 10 – изобата (глубина в метрах); 11 – придонное течение; 12 – граница между сплошным чехлом осадков и участками, где их почти нет (обнажающимися базальтами). Врезка – схема местоположения полигона на Восточно-Тихоокеанском поднятии.

ганца, меди, никеля, кобальта, хрома и других компонентов – атомно-абсорбционным и рентгенорадиометрическим (аналитики А.И. Григорьев, Л.А. Авдеевнина, Г.А. Бахарева, Т.А. Иваненко, Г.С. Кубахова, А.С. Паршин). Минеральный состав осадков определялся с помощью петрографического микроскопа и иммерсионных жидкостей. При количественных определениях пересчет велся на 200 зерен обломочных минералов. Для определения размерности и состава осадков на предметных стеклах изготавливались препараты-мазки, закрепленные на канадском баль-

заме [8]. За основу выделения вещественно-генетических типов осадков и наименования их по гранулометрическому составу принята классификация, разработанная в Институте океанологии им. П.П. Ширшова [1, 10]. Подводное фотографирование велось с подводной фотоустановки ПФ-77 конструкции Н.Л. Зенкевича [4]. Съемка производилась под углом 55° к поверхности дна при длине тросика груза-разведчика, равной 1,5 м. При таких условиях кадр перекрывал около 6 м^2 эффективной площади.

ПОДВОДНОЕ ФОТОГРАФИРОВАНИЕ

Выполнялось в осевой части ВТП по двум профилям через рифтовую долину – В13-44 на юге, где снижена гидротермальная активность, и В13-49 – на севере, где она усиливается (рис. 1).

Профиль В13-44 начинается на восточном борту осевой зоны. Здесь обнаружен лавовый поток, представленный нагромождением глыб базальтов, очевидно, в коренном залегании (рис. 2.1). Осевая зона рифта на фотографии прослеживается в виде прямой линии разлома, вдоль которого видны обнажения базальтов, вытянутые в "цепочку" (рис. 2.2), но их изображение смазано из-за мутности воды. Здесь же отмечены "запыленные" рудными компонентами (в виде почкообразных наростов) поверхности пород (рис. 2.3). Поднятые дночерпателем вулканические стекла (ст. В13-43) также покрыты бугристым сажистым налетом черного цвета толщиной 2 мм, а глыба базальта со следами изменений еще и ожелезнена (ст. В13-48). Между глыбами, не закрывая их полностью, дно долины покрывает тонкий слой металлоносных илов (рис. 2.4).

В 50 м западнее первого разлома встречен второй – в виде зияющей трещины в базальтовом покрове. Он приурочен, вероятно, к борту рифтовой долины. Далее в западном направлении, на слегка понижающейся поверхности отмечены нагромождения базальтов, представленные "канатными" и "подушечными" лавами (рис. 2.5 и 2.6), которые чередуются с плоскими участками, покрытыми тонким слоем металлоносных осадков (рис. 3.1). Примерно в миле к западу от активной зоны рифта, где борт осевой зоны образует тектоническую ступень (рис. 3.2), находится еще один участок с выходами термальных вод, образованием рудных "холмиков" и отложением рудных (?) компонентов на поверхности глыб базальтов (рис. 3.3). О повышенной температуре на этом участке свидетельствует необычная для этих глубин (2665 м) фауна (рис. 3.4). Характер поверхности долины не меняется (чередуются между собой скопления глыб базальтов, шаровых лав и пониженные участки, заполненные илом), и только в конце профиля покров базальтов образует отвесную стену (рис. 3.5 и 3.6), у подножия которой накапливается глыбовая осыпь.

Профиль В13-49 расположен в центральной части активной гидротермальной зоны ВТП. Он пересекает рифтовую долину (рис. 1). По данным эхолотного промера, восточный борт (глубина 2600–2695 м) постепенно понижается в западном направлении и через сравнительно крутой склон переходит в доли-

ну. Склон образован нагромождением "канатных" лав и пиллоу-лав с шаровой отдельностью, вероятно, в результате перемещения лавового потока (рис. 4.1). В месте сочленения склона с рифтовой долиной отмечена глыбовая осыпь (рис. 4.2) с резким перепадом глубин (от 2710 до 2720 м), которая переходит в плоское дно шириной около 200 м, покрытое мелкими рыхлыми холмиками (рис. 4.3). Прозрачность воды здесь резко падает из-за присутствия в ней значительного содержания рудной (?) взвеси.

Западный борт осевой зоны по линии профиля ограничен резким уступом (вероятно, тектоническим). Превышение его над днищем долины около 30 м. Он постепенно понижается в западном направлении. Глыбы базальтов в этом месте имеют нечеткие очертания и покрыты ("присыпаны") налетом тонких частиц (рис. 4.4), вероятно отложениями "черных курильщиков". Особенно уменьшается прозрачность воды в средней части западного борта осевой зоны (примерно в 850–900 м на запад от рифтовой долины). Глыбы базальтов здесь как бы "утопают" в металлоносных осадках (рис. 4.5). Все свидетельствует о близости активных гидротерм, изливающихся в воду. Далее, приблизительно в 200 м, видно поднимающееся "облако" взвеси тонких частиц (на переднем плане, рис. 4.6) и просвечивающиеся контуры "курильщика" (?) (см. вверху фото, рис. 4.6). Следующие фотоснимки, вероятно, запечатлели сам "курильщик" (?) (рис. 5.1). Ажурное сооружение беловатого цвета не лежит, а возвышается над дном. На это указывает черный фон толщи воды, отсутствие на заднем плане каких-либо глыб базальтов и офиурия (см. в левом нижнем углу). Несмотря на кажущуюся громоздкость, оно вероятно, очень легкое, в противном случае каркас непременно бы разрушился. Высота объекта точно не установлена (около 4–6 м). По-видимому, "тело" "курильщика" сложено рудными компонентами и ангидритом (за счет сростков кристаллов и дендритовидных образований*). Максимальная температура воды у дна, зафиксированная в этой части полигона, равна 8,92°C. Выше (20–25 м от дна) отмечается понижение средней температуры до 2,9°C [5]. Еще далее на запад по линии профиля мутность воды уменьшается и фотографии становятся четче. Неровная поверхность, покрытая глыбами базальтов (рис. 5.2), сменяется обрывом, за которым следует

*Во время предыдущих исследований с подводного обитаемого аппарата было установлено, что обломок, оторванный с внешней стороны одного из "курильщиков", состоит из ангидрита и халькопирита [19].

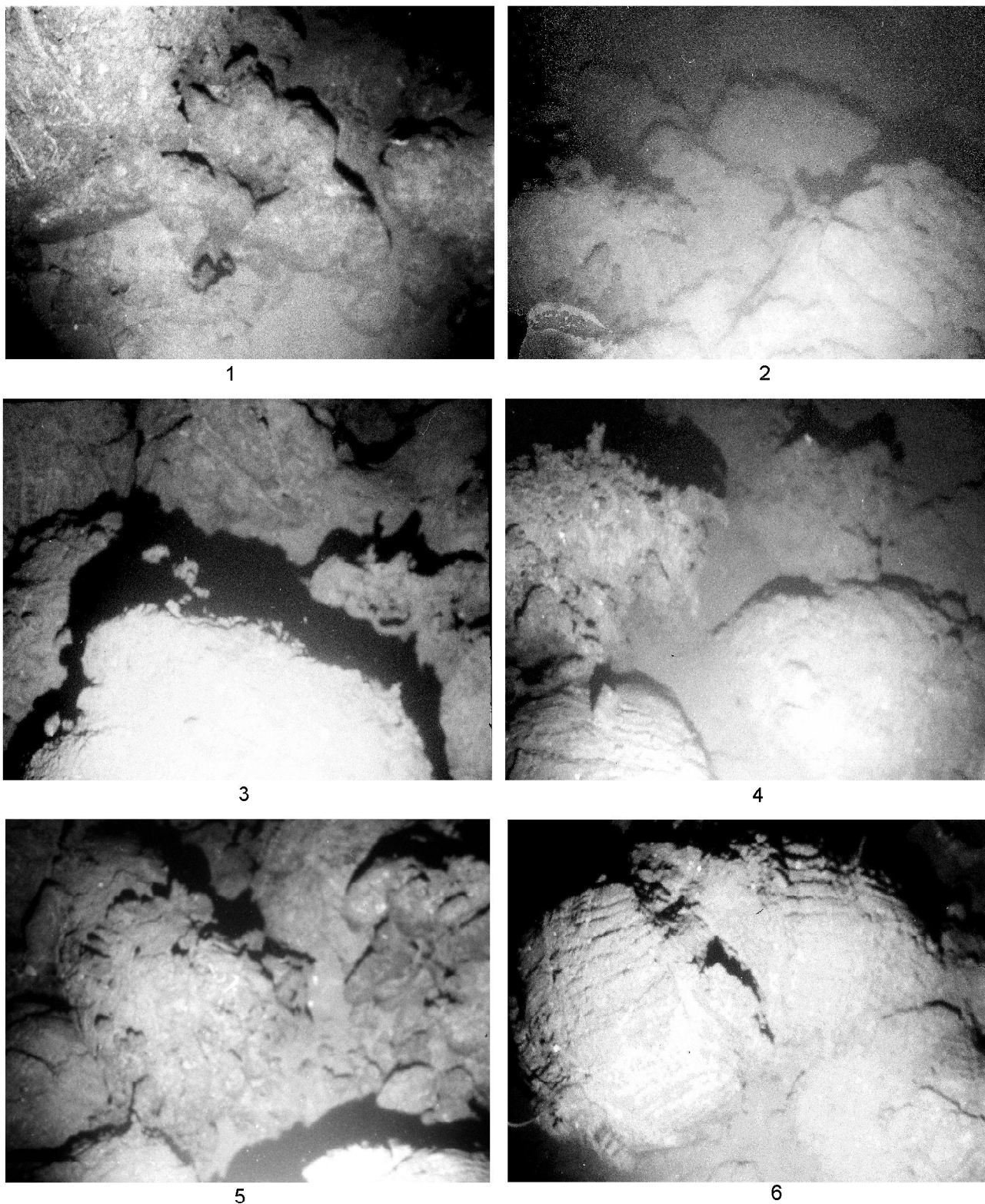


Рис. 2. Фотопрофиль В13-44 (начало).

1 – коренные выходы и нагромождение глыб базальтов на восточном борту осевой зоны рифта, 2 – выходы базальтов, вытянутые в "цепочку" вдоль линии разлома осевой зоны рифта и "запыленные" выделениями из гидротерм, 3 – бугристая поверхность базальтов, часто покрытая гидротермальными почкообразными выделениями, 4 – металлоносные илы в понижениях между глыбами базальтов в рифтовой долине, 5 и 6 – "канатные" и "подушечные" лавы базальтов на западном борту осевой зоны рифта,

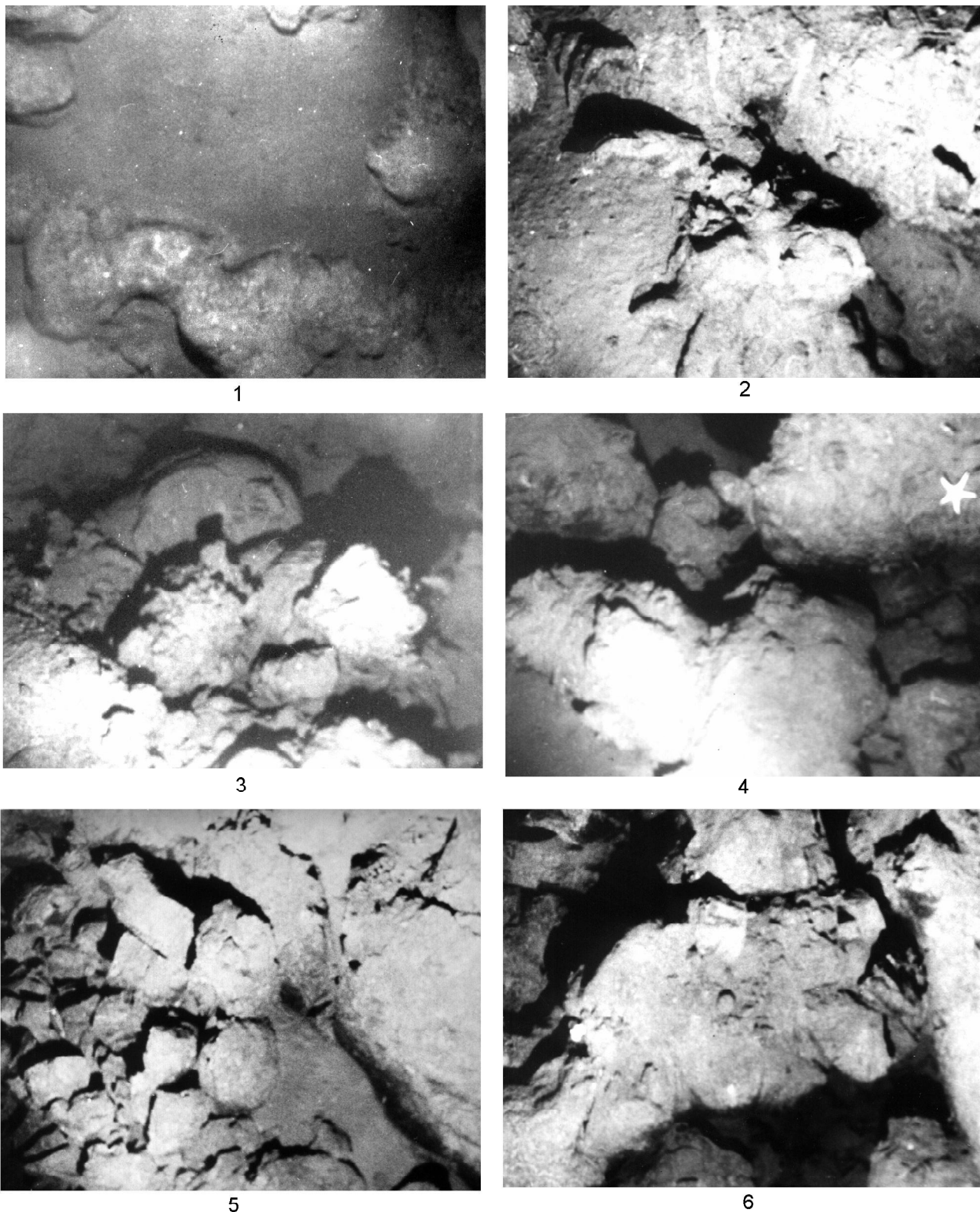


Рис. 3. Фотопрофиль V13-44 (окончание).

1 – участки, покрытые тонким слоем металлоносных илов на западном борту осевой зоны рифта, 2 – тектоническая ступень осевой зоны западного борта рифта, 3 – рудные "холмики" и отложения рудных компонентов на поверхности глыб базальтов в зоне гидротермальной деятельности, 4 – фауна на глубине 2665 м с повышенной температурой вод у дна (8,92°C), 5 и 6 – глыбовая осыпь базальтов в конце профиля у отвесной стены.

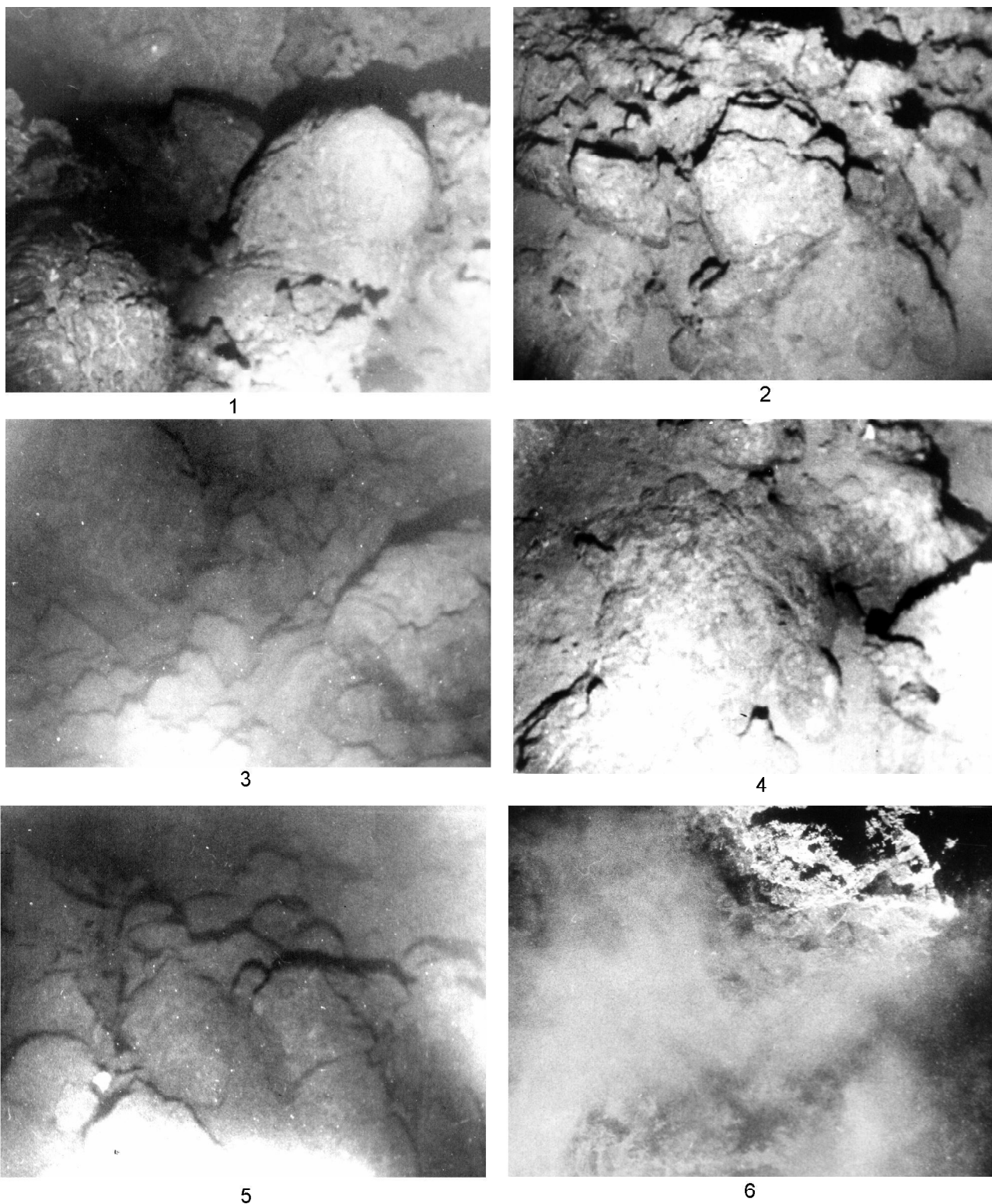


Рис. 4. Фотопрофиль В13-49 (начало).

1 – нагромождение пиллоу-лав с шаровой отдельностью на восточном борту осевой зоны рифта, 2 – глыбовая осыпь на крутом склоне, в месте сочленения борта осевой зоны с рифтовой долиной, 3 – "холмики" рудных образований в рифтовой долине (прозрачность воды снижена), 4 – глыбы базальтов, покрытые ("присыпанные") тонким налетом металлоносных осадков (западный борт осевой зоны рифта), 5 – глыбы базальтов "утопают" в металлоносных осадках, прозрачность воды уменьшается вблизи активных гидротерм, 6 – облако "дыма" (на переднем плане) и за ним сооружение "курильщика" (?) (вверху фото).



1



2



3

Рис. 5. Фотопрофиль В13-49 (окончание).

1 – ажурное сооружение "курильщика" (?), сложенное, по-видимому, рудными компонентами и, возможно, ангидритом, 2 – выходы базальтов на крутом склоне, 3 – металлоносные илы на плоской ровной поверхности.

плоская ровная поверхность, покрытая металлоносными илами (рис. 5. 3) мощностью более 4 м.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Проводились в осевой зоне и на бортах рифтовой долины ВТП в районе предполагаемой активной гидротермальной деятельности. На полигоне опробование выполнено на 17 станций: на 8 – трубкой ГСП-2 по линии профиля I-I, пересекающего всю структуру; на 5 – дночерпателем "Океан" и 1 – драгой вдоль осевой зоны рифта, на 3 станциях – в других частях полигона (рис. 1).

Оба борта (зоны растяжения) осевой зоны ВТП в районе профиля I-I имеют блоковое строение. Рельеф сильно расчленен. При эхолотном промере поверхность дна выглядит неровной (на профиле – зубчатая), с резкими перепадами глубин. Она покрыта молодыми потоками подушечных пиллоу-лав, представляющими собой нагромождение глыб базальтов

с шаровой и столбчатой отдельностью, а на выположенных участках – илами. Осевая часть ВТП возвышается на 300 м над бортами и, в свою очередь, нарушена рифтовой долиной с крутыми склонами. Ширина долины по линии профиля – около 200 м, превышение бортов над днищем по линии эхолотного профиля – 56 м, а по линии фотопрофиля В13-49 – около 30 м. Днище долины покрыто мелкими "холмиками".

Изучение подводных фотографий по профилям и полученный материал в дночерпателях и трубках на полигоне свидетельствуют, что в приосевой зоне ВТП шириной около 6 км (рис. 1) илистые осадки почти отсутствуют и на поверхности повсеместно обнажаются коренные породы, представленные базальтами в виде нагромождений подушечных лав и глыбовых осыпей. В этой зоне, особенно вдоль полосы гидротермальной деятельности (рис. 1), поверхность базальтов и вулканических стекол, поднимаемых дночерпателем, трубкой и драгой (станции В13-

35, 42, 43, 57, 66*), покрыта сажистым налетом толщиной 0,5–2 мм, который осаждается из морской воды, обогащенной гидротермальными растворами. Этот налет виден и на снимках, полученных при подводном фотографировании. Рентгенорадиометрический анализ налета (табл. 1) свидетельствует о повышенном содержании в нем Fe, Zn (ст. В13-57) Fe, Mn, Cu, Ni (ст. В13-66/1 и 66/2).

Илистые металлоносные осадки. Металлоносными принято называть океанические осадки, содержащие в сумме не менее 10 % железа и марганца [11]. Эта цифра примерно вдвое превышает их среднее содержание в обычных пелагических отложениях типа "красных глин" и является критерием для выявления значимого влияния гидротермального приноса рудного вещества на состав осадка. В нашем случае эта величина может быть ниже, но после пересчета химического состава осадка на бескарбонатный и бескремнистый материал может быть применен тот же 10 %-ный критерий [9].

В описываемой зоне ВТП по условиям накопления илистых металлоносных осадков выделяются две области. Первая – это осевая зона и рифтовая долина. Здесь осадки встречаются только в понижениях между глыбами базальтов и на плоских участках, лишенных крупных глыб. Они залегают здесь в виде тонкого слоя, не превышающего 10–20 см (ст. В13-50, 51), и представлены пелито-алевритовыми и алеврито-пелитовыми илами. Илы темно-бурые, жидкой и мягкой консистенции, окисленные, обогащены рудными компонентами (табл. 1), слабо известковистые (CaCO_3 – 13–20%), с эдафогенными обломками основного вулканического стекла. В "мазках" состоят в основном из агрегатов и глобул гидроксидов железа ярко-оранжевого цвета, изотропных в скрещенных николях, представляющих собой нераскристаллизованный кремнисто-железистый гель. В качестве примесей присутствуют: эдафогенный материал (основное вулканическое стекло, редко – плагиоклазы, оливины, пироксены), биогенные остатки (обломки фораминифер, кокколиты, реже диатомеи и радиолярии) и в очень незначительных количествах (в виде следов и первых процентов) терригенный материал, представленный слюдой и кварцем. Осадки гидротермально-седиментационные с биогенным материалом (слабо известковистые).

Во второй области, западнее и восточнее приосевой зоны ВТП, осадки в виде сплошного чехла

залегают на поверхности дна с глубин, превышающих 2700 м (рис. 1). Здесь они изучены по профилю I-I на восточном борту на станциях В13-26, 60, 61, 62 и на западном борту – В13-63 и 64. В пределах полигона их мощность невелика – до 20 см – и только на ст. В13-26 она составляет 260 см. Осадки залегают в основном на базальтах рифтовой зоны и представлены пелито-алевритовыми и алеврито-пелитовыми темно-коричневыми окисленными металлоносными илами.

На восточном борту илы содержат повышенное количество рудных компонентов (табл. 1, ст. В13-26).

За пределами полигона по линии профиля на ст. В13-62 (рис. 1) также залегают окисленные металлоносные илы мощностью 0–30 см, но их консистенция увеличивается от средней до плотной. По-видимому, они более древнего возраста, чем жидкие илы, распространенные на полигоне. Ниже, под окисленными, залегают восстановленные зеленовато-серые илы. В окисленном слое (интервал 0–30 см), как и в вышеописанных металлоносных илах, кремнисто-железистый гель частично раскристаллизован. Восстановленные осадки (интервал 30–193 см) представлены алеврито-пелитовыми илами зеленовато-серого цвета. Они глинисто-известковистые, пятнисто-слоистые (за счет диагенетических преобразований), различной плотности (мягкие до средней плотности и очень плотных). Пелитовая часть осадка, составляющая около 70 % его состава, в плотных и средней плотности разностях представлена почти полностью раскристаллизованным гелем. Аморфная фаза здесь присутствует в незначительных количествах (около 3–10 %). В осадках мягкой консистенции аморфной и раскристаллизованной фаз примерно одинаковое количество.

На западном борту ВТП осадки, как на полигоне (ст. В13-64), так и за его пределами (ст. В13-63), представлены алеврито-пелитовыми и пелито-алевритовыми илами и подобны окисленным металлоносным осадкам восточного борта. Они также буровато-коричневые, гидротермально-седиментационные, с биогенным материалом, слабо известковистые (CaCO_3 в них 14–29 %). В отличие от осадков восточного борта (ст. В13-26 и 37), содержание рудных компонентов в них несколько ниже (табл. 1), что, по-видимому, связано с неравномерным распределением взвеси, поставляемой гидротермами. Во всяком случае, в зоне активной гидротермальной деятельности (в рифтовой долине) оседает ее основная часть (табл. 1, ст. В13-57). Глыбы базальтов здесь покрыты тонким бурым налетом (оксиды и гидроксиды железа

*Станция В13-66 расположена южнее полигона в зоне пересечения ВТП трансформным разломом Техуантепек с координатами - 10°21' с.ш. и 103°44' з.д..

Таблица 1. Результаты атомно-абсорбционного (оксиды, Cu, Zn, Ni) и рентгенорадиометрического (остальные элементы) анализов проб осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия (оксиды в %, элементы в г/т).

№ станции/ интервал в см	Осадок	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	P ₂ O ₅	Cu	Zn	Ni	Br	Sr	Y	Zr	Mo	Rb
V13-26 / 40-45	Ил пелито-алеuritовый	0,21	13,74	2,97	1,84	15	0,56	230	189	43	280	860	70	330	<30	-
V13-26 / 140-150	"	0,22	13,41	2,95	1,85	16	0,49	230	237	62	290	860	70	310	50	-
V13-26 / 220-225	"	0,29	12,48	2,81	1,81	16	0,51	230	237	52	220	860	160	290	<30	-
V13-26 / 270-275	"	0,16	7,32	1,55	1,51	29	0,35	160	122	30	160	1090	120	300	<30	-
V13-37 / 0-6	Ил алевро-пелитовый	0,86	12,17	4,05	4,97	10	0,15	90	40	15	270	560	130	410	<30	-
V13-37 / 6-12	"	0,83	12,01	2	3,37	10	0,08	150	125	22	290	640	170	420	<30	-
V13-37 / 12-18	"	0,74	12,74	2,1	3,21	13		220	146	25	170	630	60	390	<30	-
V13-50	"	0,39	13,75	2,01	2,86	12	0,57	280	320	29	330	680	110	390	<30	2000
V13-51 / 0-7	Ил пелито-алеuritовый	0,38	13,60	2,22	2,84	11	0,60	270	200	29	220	690	200	430	<30	600
V13-51 / 7-15	"	0,44	12,57	1,87	2,13	20	0,57	310	200	28	210	820	120	340	<30	<300
V13-57	Охра	0,37	44,08	1,78	1,26	3	3,37	210	3200	10	60	600	30	210	80	-
V13-62 / 8-12	Ил алевро-пелитовый	0,44	18,33	0,69	2,55	10	0,68	160	240	48	370	400	160	330	<30	800
V13-62 / 23-27	"	0,3	13,37	0,46	2,74	12,94	0,36	174	240	66	260	650	250	320	<30	600
V13-62 / 65-70	"	0,47	11,8	0,28	2,81	13	0,37	120	130	28	280	610	170	460	<30	<300
V13-62 / 96-100	"	0,39	9,06	0,17	3,09	16,74	0,25	216	158	57	380	690	130	450	<30	<300
V13-62 / 120-123	"	0,51	14	0,27	3,19	13	0,4	150	140	22	270	610	120	390	<30	700
V13-62 / 160-165	"	0,47	16,18	0,25	3,15	4,5	0,18	200	170	54	240	360	190	480	<30	500
V13-62 / 192-196**	"	0,41	17,82	0,74	2,93	3,76	0,45	211	350	132	380	350	230	360	<30	1000
V13-63 / 15-20	Ил пелито-алеuritовый	0,5	11,14	1,74	3,54	13,94	0,33	270	174	92	270	630	240	380	<30	400
V13-63 / 48-60	"	0,47	10,99	1,76	3,01	16,13	0,33	291	184	89	310	670	200	420	<30	300
V13-63 / 94-100	"	0,43	9,01	1,34	3,04	13	0,46	250	140	50	320	690	170	410	<30	<300
V13-63 / 196-210	"	0,43	9,1	1,56	3,19	15,03	0,24	253	152	98	210	750	220	520	<30	<300
V13-63 / 260-270	"	0,37	8,19	1,36	3,34	12,8	0,25	220	135	90	240	770	240	360	<30	<300
V13-63 / 330-334	"	0,4	7,6	1,24	2,84	14	0,45	220	120	25	230	790	260	330	<30	500
V13-63 / 400-405	"	0,38	8,37	1,33	2,68	16	0,49	260	130	34	260	760	220	430	<30	<300
V13-64 / 0-10	Ил алевро-пелитовый	0,45	5,7	1,02	1,27	35	0,36	140	80	70	140	1130	50	280	<30	-
V13-66 / 1	Налет на базальте	0,70	24,35	22,06	1,88	3	0,97	640	60	3900	50	670	140	1200	110	-
V13-66 / 2	Охра на базальте	0,68	29,71	13,00	1,45	3	0,97	350	50	1000	80	780	200	1330	80	-

Примечание. *Все Fe дано как Fe₂O₃; ** Повторный забор верхнего интервала колонки, соответствует интервалу 0-4 см

и марганца), а прозрачность воды значительно ниже, что отражено на подводных фотографиях. По-видимому, решающую роль в распределении рудной взвеси на полигоне играет придонное течение восточного направления [16], объясняющее повышенную мощность осадков в восточной части района на ст. В13-26. Максимальная вскрытая мощность описываемых илов на западном борту (ст. В13-63) составляет 425 см. Тонкопелитовая фракция, преобладающая в осадках этой станции, так же, как и в окисленном слое восточного борта, представлена кремнисто-железистым гелем. В верхней части колонки он почти не раскристаллизован. По данным рентгено-дифрактометрического анализа и согласно методике, предложенной Дриц В.А. и Сахаровым Б.А. [3] и Шродон Я. [20], предполагается, что большая часть тонкой фракции осадков представлена аморфной фазой, плохо упорядоченным железистым диоктаэдрическим смектитом и смешанослойными минералами типа гидрослюда-смектит с соотношением переслаивающихся пакетов $\approx 50:50$ (рис. 6. I.). На это указывают широкие размытые рефлексы в районе малых углов ($4-5^\circ$) при насыщении и рефлекс в области 35° (по 2θ). Параметр b равен 9.11 \AA , что встречается у нонтронитов. В следовых количествах отмечается наличие гидрослюда и хлорита (слабые рефлексы в области 9 и 12°). Также присутствуют терригенные

компоненты в виде кварца, плагиоклаза и кальцита. Ниже по разрезу степень раскристаллизации геля несколько увеличивается (в "мазках" ярко-оранжевые агрегаты слегка анизотропны). Минеральный состав нижней части колонки аналогичен выше описанному для придонного слоя осадков с незначительным увеличением доли слюдистых пакетов (рис. 6. II) и несколько лучшей степенью окристаллизованности. Вместе с пелитовой и аморфной компонентами в осадках в значительном количестве (до 30%) присутствует алевритовый биогенный (обломки фораминифер, реже диатомей и радиолярии), а также в небольшом количестве и эдафогенный материал (обломки базальтов, основное вулканическое стекло, железо-марганцевые обломки, реже пироксены, плагиоклазы). Они представлены кальцитом, кварцем и плагиоклазом, что и отражается на рентгенограммах (рис. 6).

В крупноалевритовой и более грубых фракциях металлоносных осадков полигона содержатся обломки базальтового стекла (5–20%), плагиоклазов (1–5%), базальтов (1–5%), андезит-риолитового стекла (менее 1%), лимонитовые корочки (1–5%), цеолиты (1–5%) и железистый смектит (1–5%). Основными аутигенными компонентами являются агрегаты аморфных гидроксидов железа и смектита (10–50%). Они имеют неправильную форму и достигают размера $0,1-0,5$ мм. Реже встречаются железо-марганцевые нодулы (до 5%). В пелитовом и мелкоалевритовом материале присутствуют также кальцит,

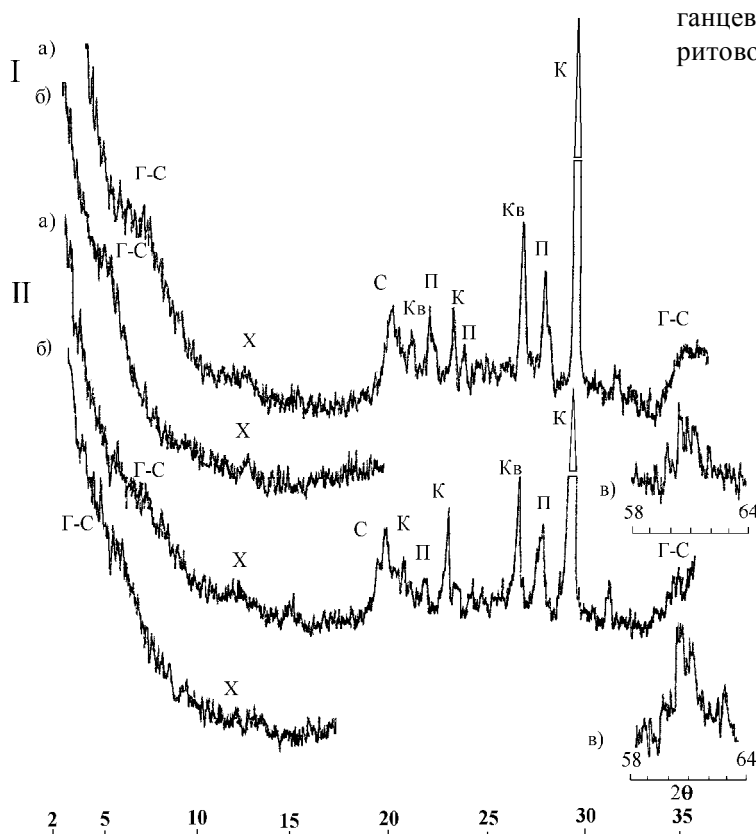


Рис. 6. Дифрактограммы проб металлоносных осадков станции В13-63.

Пробы взяты из интервалов: I – 0–10 см; II – 380–390 см. Буквенные обозначения: а) валовая проба, воздушно-сухой ориентированный препарат; б) то же, насыщен этиленгликолем; в) рефлекс 060; к – кальцит; кв – кварц; п – плагиоклаз; с – смектит; х – хлорит(?); г-с – смешанослойный минерал типа гидрослюда-смектит с неупорядоченным переслаиванием и соотношением неразбухающих и разбухающих пакетов $\approx 50:50$.

плагиоклаз, кварц, гидрослюда, филлипсит, клиноптилолит и хлорит. Кроме них, отмечаются биогенные остатки – карбонатные – 50–80%, кремнистые – 1–5 %, зубы и чешуя рыб – 1–5% [8].

Господство базальтовых компонентов и лимонита в обломочной составляющей, а железисто-глинистых агрегатов в аутигенной, обедненность дисперсными терригенными компонентами и отсутствие обломков местных осадочных пород – все это характерные минералогические особенности осадков ВТП, отражающие его высокую магматическую, тектоническую и гидротермальную активность.

В таблице 2 приведен количественный состав тяжелых минералов в осадках изученного полигона [8]. Несмотря на пространственную близость активной континентальной окраины (см. врезку на рис. 1), в осадках господствует ассоциация оливина с клинопироксеном, свидетельствующая об их поставке из верхних вулканических горизонтов океанической "коры", так как обычные индикаторы более глубоко залегающих породных комплексов – метаморфические минералы – здесь отсутствуют. Интенсивное проявление толеитового магматизма хорошо согласуется с идеей спрединга этого участка ВТП.

Таблица 2. Тяжелые обломочные минералы крупноалевритовой фракции осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия (%).

№ станции	Интервал, см	Осадок	OI	Idd	Cpx ₁	Cpx ₂	Orx	Hb	Amf	Bi	Ap	Sp
V13-26	0–90	Ил пелитоалевритовый	78,66	0,95	18,79	-	-	0,32	-	0,64	-	0,64
"-	90–150	"-	88,61	0,25	8,42	1,24	-	0,25	-	0,74	-	0,5
"-	150–230	"-	94,87	0,28	2,56	-	-	0,57	-	1,14	0,57	-
"-	230–280	"-	96,45	0,89	1,48	0,3	-	-	-	-	-	0,89
V13-50		Ил алевропелитовый	93,73	0,78	3,92	-	-	-	-	-	0,39	1,18
V13-51		Ил пелитоалевритовый	90,11	0,35	5,65	2,47	-	0,35	-	-	-	1,06
V13-61		"-	96,05	0,61	2,13	-	-	0,3	-	-	-	0,91
V13-62	0–30	Ил алевропелитовый	72,08	1,95	16,88	-	-	1,3	-	7,14	-	0,65
"-	30–110	"-	78,9	-	14,79	-	-	-	-	5,48	-	0,82
"-	110–90	"-	74,45	0,44	22,03	-	-	1,76	-	0,88	-	0,44
V13-63	0–110	Ил пелитоалевритовый	94,4	-	2,59	-	0,43	0,86	-	0,43	-	1,29
"-	110–223	"-	86,42	0,41	12,35	-	-	-	-	0,41	-	0,41
"-	223–330	"-	88,31	-	7,69	0,92	0,61	1,85	-	-	0,31	0,31
"-	330–345	"-	81,07	-	13,57	0,35	1,79	1,07	-	0,36	-	1,79
V13-64		"-	+	+	+	-	+	-	-	+	-	-
V13-66		Ил алевропелитовый	45,63	1,19	49,6	0,4	-	-	0,4	-	-	2,78

Примечание. OI – оливин бесцветный, Idd – идингсит, Cpx₁ – клинопироксен бесцветный и буроватый, Cpx₂ – клинопироксен зеленый, Orx – ортопироксен, Hb – роговая обманка обыкновенная, Bi – биотит, Ap – апатит, Sp – черная шпинель, Amf – амфибол бледноокрашенный.

Возраст осадков ст. V13-63 (верхние 425 см на западном борту полигона) определен В.В. Шастиной как позднеплейстоцен-голоценовый на основании присутствия радиолярий *Pterocanium praetextum*, *Anthocyrtidium ophirensense*, *Peromelissa phalacra* [18], а М.Г. Бирюлиной по наличию известкового нанопланктона *Gephyrocapsa oceanica*, *Umbilicosphaera mirabilis*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Helicosphaera carteri*, *Coccolithus* sp. – как средний плейстоцен-голоцен и составляет около 400 тыс. лет [8].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Подводное фотографирование дна в осевой части рифта и отбор проб дночерпателем показали, что илстые металлоносные осадки здесь отсутствуют или почти отсутствуют. Они распространены в виде сплошного чехла западнее и восточнее приосевой зоны ВТП и залегают на поверхности дна с глубин, превышающих 2700 м.

Анализируя содержание биогенного карбонатного материала и изменения концентрации рудных компонентов по разрезу в фаунистически охарактеризованных металлоносных илах ст. V13-63 и 62,

можно говорить о пиках гидротермальной активности (в геологическом прошлом) и периодах ее затухания в изучаемом районе ВТП. Установлено, что содержание CaCO_3 в металлоносных осадках находится в обратной зависимости от интенсивности гидротермальной деятельности в рифтовой зоне и носит импульсный характер. Чем активнее действие гидротерм (выпадение геля и рудных компонентов), тем меньше в нем биогенного материала, и наоборот [22]. График изменения содержания CaCO_3 в осадках на ст. В13-63 (рис. 7) свидетельствует, что усиление гидротермальной активности в пределах полигона началось около 37,6 тыс. лет назад (в позднем плейстоцене) и достигло высшей точки 10 тыс. лет назад (в голоцене), после чего интенсивность процессов несколько снизилась. О более раннем этапе гидротермальной активности можно говорить только предположительно: по-видимому, он имел место в начале плейстоцена. На ст. В13-62 (глубина 190 см) металлоносные илы по плотности резко отличаются от таковых ст. В13-63. Они очень плотные и не содержат карбонатного материала (график на рис. 7). Возраст их, вероятно, раннеплейстоценовый. В конце раннего плейстоцена, по-видимому, произошло некоторое снижение гидротермальной активности, и около 400 тыс. лет назад, уже в среднем плейстоцене, настал период относительного покоя, когда содержание CaCO_3 в илах достигло 29 %, а затем снизилось до 20–23 %. Содержание рудных компонентов в осадках также несколько уменьшилось (табл. 1). В области пересечения ВТП и трансформного разлома Уилкс, расположенной южнее описываемого полигона, пик активности закончился в начале позднего плейстоцена, около 120 тыс. лет назад, а более поздний – около 85 тыс. лет. Современный пик гидротермии длится около 30 тыс. лет [22]. Все это говорит о том, что интенсивность гидротермальной активности в пределах спрединговой зоны ВТП не имела постоянной пространственной приуроченности, а смещалась с течением времени.

Особенностью химического состава осадков является высокое содержание в них железа (табл. 1 и 3). Она отмечена во всех изученных осадках и, очевидно, характерна для Восточно-Тихоокеанского поднятия в целом. При этом на всех станциях (кроме В13-62) значительные содержания железа сопровождаются повышенными содержаниями марганца. В осадках ст. В13-62 содержание железа, аномально высокое даже для данного региона, сопровождается аномально низким содержанием марганца. Что касается других изученных элементов, то их содержания мало отличаются от отмеченных в соседних регио-

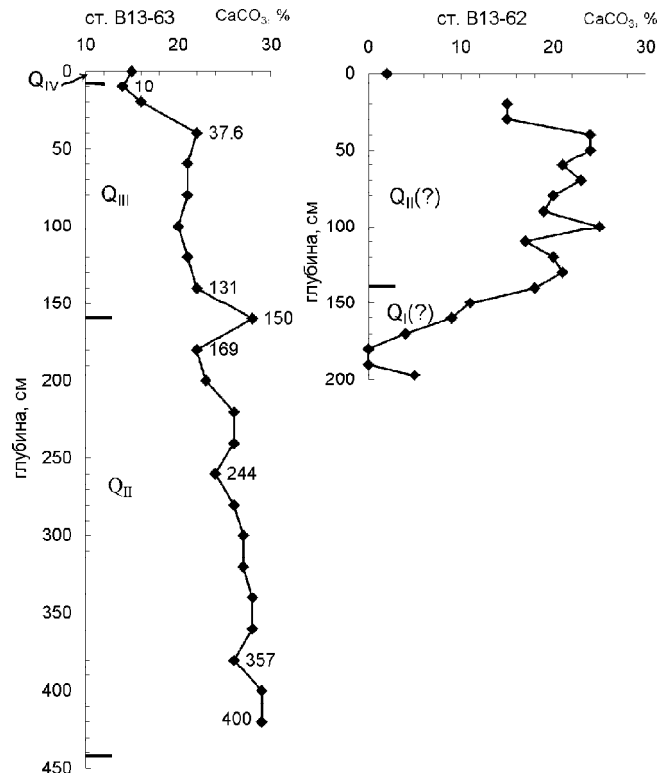


Рис. 7. Кривые изменения содержания CaCO_3 в осадках станций В13-63 и 62 с глубиной в течение плейстоцена–голоцена.

По вертикали: слева – глубина осадков в сантиметрах, справа – возрастная шкала; по горизонтали – содержание CaCO_3 в процентах. Цифры на кривой – возраст осадков в тысячах лет.

нах [8]. Сопоставляя осадки ВТП (по соотношению $\text{TiO}_2\text{-MnO-Fe}_2\text{O}_3$ общ.) с осадками ближайших котловин океана, а также с базальтами и рудными налетами на них (табл. 3), можно отметить следующее:

- а) все изученные осадки ВТП отличаются аномально высокими отношениями марганца и железа к титану, что считается признаком значительного влияния на них гидротермальных источников;
- б) отношение железа к марганцу в осадках большинства станций полигона закономерно: во-первых, оно того же порядка, что и во всех других осадках океана, и резко отличается от "базальтового"; во-вторых, оно больше, чем в осадках Гватемальской котловины, находящейся непосредственно восточнее ВТП (ближе к континенту) и меньше, чем в зоне разлома Клариян (непосредственно западнее), а на ст. В13-62 это соотношение аномально высокое и приближается к "базальтовому";
- в) среди "чисто" рудных отложений (налеты на базальтах), так же как и среди осадков, выделяются две разновидности – железистая, более редкая (ст.

Таблица 3. Сравнительная геохимическая характеристика отложений Восточно-Тихоокеанского поднятия и ближайших районов Тихого океана (по средним составам).

Тип отложений и их местонахождение	Число проб	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3\text{общ.}}{\text{TiO}_2}$	$\frac{\text{MnO}}{\text{TiO}_2}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3\text{общ.}}{\text{MnO}}$
Осадки ВТП (кроме ст. В13-62)	18	24,4	4,5	5,4
Осадки ВТП, ст. В13-62	7	33,6	1	35
Осадки Гватемальской котловины (ст. В13-71, В13-72)	8	13,2	3	4,3
Осадки восточного участка зоны Клария (ст. В13-73 - 80)	9	15,6	1,7	8,9
Базальты осевой зоны ВТП	11	7,2	0,1	63,5

В13-57, 62) и железо-марганцевая (остальные осадки, табл. 1).

Все эти особенности подтверждают известный вывод о значительной гидротермальной активности ВТП [15, 17, 21]. Она обусловлена, скорее всего, морской водой, циркулирующей в зоне спрединга и выщелачивающей рудное вещество из генерируемых здесь мафических пород (базальтов). В местах выхода на дно эти воды, очевидно, относительно восстановлены и отлагают в первую очередь железо. Осадки ст. В13-62 и рудные налеты на базальтах ст. В13-57 образовались, по-видимому, вблизи таких выходов. Затем гидротермы, смешиваясь с обычной морской водой, становятся более окисленными и отлагают железо и марганец одновременно и с меньшей интенсивностью. Здесь же, по-видимому, уже значительно охлажденные флюиды (максимальная температура у дна на полигоне составила 8,92°C, а у гидротермальных труб – 3,1–3,3°C [5]) отлагают и аморфный кремнезем, обогащенный железом (кремнисто-железистый гель). Он составляет большую часть донных гидротермальных осадков, которые непрерывно пополняются биогенными компонентами (в основном карбонатными и в меньшей мере кремнистыми), оседающими в виде "дождя" на дно. Такова, видимо, приблизительная схема образования гидротермальных металлоносных илов, разбавленных биогенным материалом. С течением времени окисленные металлоносные осадки, представленные в основном кремнисто-железистым гелем, при увеличении мощности, в восстановительной обстановке

уплотняются, кристаллизуются и переходят в высокожелезистые слоистые силикаты – железистые смектиты, а затем – в смешанослойные образования ряда смектит-гидролюда, возможно, до собственно железистых гидролюда.

ВЫВОДЫ

1. Основным фактором в образовании жидких металлоносных илов в активной рифтовой зоне ВТП на полигоне является действие гидротерм. Поставляемые ими на поверхность дна растворенные элементы (железо, марганец и другие компоненты) при смешении с морской водой образуют взвесь и выпадают в осадок. Этот материал составляет основную часть (до 70 %) ила. Нормальное (фоновое) накопление биогенного материала (преимущественно карбонатного, в меньшей степени кремнистого) занимает в образовании осадков подчиненное место. Эдафогенный и терригенный материал поставляются в незначительных количествах.

2. Подводное фотографирование дна и графики изменения концентрации биогенного карбонатного материала в металлоносных осадках свидетельствуют о неравномерной активности "курильщиков" и гидротермальной деятельности (просачивании растворов по трещинам) в рифтовой зоне ВТП в течение плейстоцена–голоцена.

3. В восстановительной обстановке, в результате уплотнения жидких металлоносных илов и раскристаллизации содержащегося в них кремнисто-железистого геля формировались высокожелезистые слоистые силикаты – смектиты и смешанослойные образования типа гидролюда-смектит. Их генезис гидротермально-седиментационно-диагенетический.

4. Подтверждены концепция наращивания базальтового слоя и образование металлоносных осадков на Тихоокеанской плите по восточному и западному бортам ВТП в зоне спрединга, создающего билатеральную симметрию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П.Л., Лисицин А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Тр. ИО АН СССР. 1960. Т. 32. С. 3–14.
2. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Науч. мир, 1998. 340 с.
3. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с. (Тр. ГИН, Вып. 295.).
4. Зенкевич Н.Л. Атлас фотографий дна Тихого океана. М.: Наука, 1970. 134 с.
5. Калягин А.Н., Коварский Н.Я., Родзик И.Г., Кустов В.Н. Современное рудообразование на Восточно-Тихоокеанском поднятии // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 20–27.

6. Китаев И.В., Лихт Ф.Р. Определение общей карбонатности и органического углерода в породах газометрическим методом // Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока. Владивосток, 1971. С. 238–244.
7. Лисицин А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.
8. Марков Ю.Д., Ващенко Н.Г., Нечаев В.П., Ряполова Н.В. Седиментогенез в восточной и центральной частях Тихого океана. Ч. 1: Осадконакопление на подводных возвышенностях и на Восточно-Тихоокеанском поднятии. Препр. Владивосток: ТОИ ДВО АН СССР, 1989. 37 с.
9. Металлоносные осадки и их генезис / А.П. Лисицин, Ю.А. Богданов, И.О. Мурдмаа и др. // Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 289–379.
10. Мурдмаа И.О. Океанские фации // Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. С. 269–306.
11. Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. 275 с.
12. Структура осадков и фации Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 288 с.
13. Судариков С.М., Краснов С.Г., Крейтер И.И. Ореолы рассеяния гидротерм в водах океана // Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб.: Недра, 1992. С. 107–128.
14. Черкашев Г.А. Геохимия металлоносных осадков рудных районов океана // Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб.: Недра, 1992. С. 138–152.
15. Эдмонд Д.М., Фон Дамм К. Горячие источники на дне океана // В мире науки. М.: Мир, 1983. № 6. С. 46–60.
16. Bostrom H.A. Origin of pH variation and anorganic carbonates in pelagic sediments // Geol. foren Stockholm. 1972. V. 4. N 551. P. 94.
17. Francheteau J., Needham H.D., Choukroune P. et al. Massive sulphide ore deposits discovered by submersible deep-sea on the East Pacific Rise Project: 1979. Project Rita, 21° N // Nature. 1979. V. 277. P. 523–528.
18. Hays J.D. Stratigraphy and evolutionary trends of Radiolaria in North Pacific deep-sea sediments // Geological investigations of the North Pacific. Geol. Soc. Amer. Mem., 1970. 126 p.
19. Hekinian R., Francheteau J., Renard V. et al. Intense hydrothermal activity at the axis of the East Pacific Rise near 13°N: Submersible witnesses of the growth of sulfide chimney // Mar. Geophys. Res. 1983. V. 6, N 1. P. 1–14.
20. Shrodon J. X-ray powder diffraction identification of illitic materials // Clays and Clay Minerals. 1984. V. 32, N 5. P. 337–349.
21. Spiess F.N., MacDonald K. C., Atwater T. et al. East Pacific Rise: hot springs and geophysical experiments // Science. 1980. V. 207. N 4438. P. 1421–1432.
22. Varnavas S.P. Hydrothermal metallogenesis at the Wilkes Fracture Zone – East Pacific Rise intersection // Marine Geol. 1988. V. 79, N 1–2. P. 77–104.

Поступила в редакцию 28 апреля 2004 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

Yu.D. Markov, A.V. Mozherovsky, N.G. Vashchenkova

Metalliferous sediments in the active rift zone of the East Pacific Rise (Pacific Ocean)

Underwater photography and sampling of the rift valley bottom in the axial part of the East Pacific Rise, where the clearness of water is reduced at the expense of hydrothermal sources, has established ore formations. The sea bottom is covered by them as a jacket on both sides from the axial zone. However, the exposed pillow-lavas and clumpy blocks in the rift ledges are metalliferous sediments. It is supposed that sedimentation takes place mainly at the expense of the hydrothermal input of dissolved elements in seawater, their transformation on a geochemical barrier, and subsequent deposition as a suspension. The content of the ore components in the metalliferous sediments was established by the atomic-absorption and X-ray radiometer analysis. The age of the sediments is determined as Middle Pleistocene-Holocene. The maximum of hydrothermal activity is placed at the beginning of the Early Holocene, about 10 Ka. The construction of a “smoker” was detected on the western slope of the rift valley.

**U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ ОКТЯБРЬСКОГО КОМПЛЕКСА
МАМЫНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ПРИАМУРЬЕ)**

А.А. Сорокин, Н.М. Кудряшов**, Ли Цзинь****

**Отделение региональной геологии и гидрогеологии АмурНЦ ДВО РАН, г. Благовещенск*

***Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты*

****Институт геологии Академии геологических наук, г. Пекин, КНР*

В статье приведены результаты изотопно-геохронологических (U-Pb метод по цирконам) и геохимических исследований гранитоидов ряда массивов Мамынского террейна, традиционно относимых к условно раннепалеозойскому октябрьскому комплексу. Согласно полученным данным, массивы являются разновозрастными, что свидетельствует о существенно меньшей площади распространенности раннепалеозойского магматизма в структуре Мамынского террейна по сравнению с традиционными представлениями. Для оценки возраста гранитов октябрьского комплекса рекомендуется значение 495 ± 2.5 млн лет, полученное для Гарь-Ултучинского массива. Проанализированные породы трех других массивов (Шимановского, Усть-Селемджинского и Усть-Дугдинского) имеют более молодой возраст, при этом, полученные для них аналитические результаты не позволяют допустить омоложение пород в результате наложенных термальных событий. Таким образом, получено фактическое подтверждение трех эпох гранитоидного магматизма: раннеордовикского, средне-позднедевонского и раннемезозойского (рубеж позднего триаса–ранней юры). Изотопные датировки Гарь-Ултучинского (495 ± 2.5 млн лет), Шимановского (189.5 ± 1.2 млн лет) и Усть-Дугдинского (208 ± 6 млн лет) массивов позволяют существенно уточнить возраст традиционно выделяемых этапов, тогда как гранитоиды средне-позднедевонского (376 ± 7.5 млн лет) возрастного уровня в строении Мамынского террейна ранее не выделялись.

Ключевые слова: изотопная геохронология, геохимия, гранитоиды, Мамынский террейн, Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

Мамынский террейн вместе с Керулено-Аргунским и Буреинским [9, 22] входит в состав эпипалеозойского Амурского супертеррейна [9, 22] или микроконтинента Амурия [3], который образует современную структуру южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса. Границы между указанными террейнами нечеткие, поскольку перекрыты раннемезозойскими отложениями Зея-Депского палеобассейна и мощным чехлом кайнозойских осадков Зея-Буреинской впадины (рис.1).

По существующим представлениям, в архейском (?) основании Мамынского террейна выделяются два подразделения. Нижнеархейские (?) образования представлены высокоглиноземистыми биотит-гранатовыми, кордиерит-силлиманитовыми гнейсами и гранулитами мамынской толщи [10], среди которых присутствуют амфиболиты и кристаллические слан-

цы основного состава, мелкие тела доскладчатых метагабброидов. В этот комплекс включаются также раннеархейские(?) анатектические гнейсограниты древнемамынского комплекса [8]. Следующий структурный этаж представлен верхнеархейской(?) толщей амфиболитов, биотитовых, биотит-роговообманковых гнейсов и гнейсовидными кварцевыми диоритами, гнейсогранитами с признаками ультраметагенного происхождения [8, 10]. К верхнему протерозою условно относятся неклинская, дагмарская, чагоянская терригенно-карбонатные толщи с весомой ролью вулканитов (риолитов, дацитов) и щелочные граниты косматинского комплекса [8, 10]. Нижнепалеозойские образования представлены нижнекембрийскими известковистыми отложениями косматинской толщи с археоциатами и условно ордовикской октябрьской толщей риолитов, дацитов, их туфов, лавобрекчий и игнимбритов [8, 10].

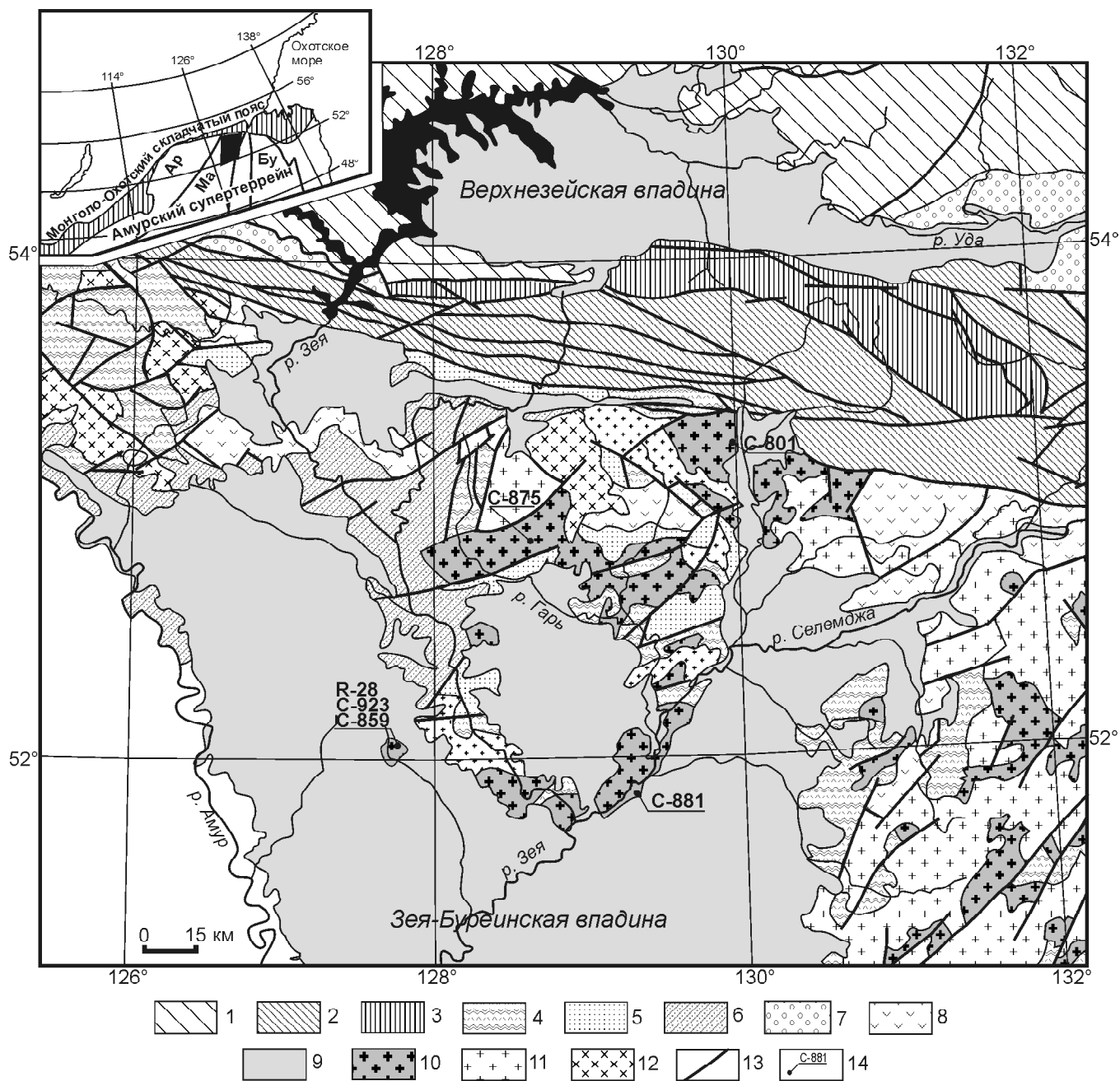


Рис. 1. Геологическая схема расположения раннепалеозойских гранитов. Составлена по материалам [1] с упрощениями авторов.

1 – докембрийские метаморфические и магматические образования южной окраины Северо-Азиатского кратона; 2–3 палеоокеанические комплексы Монголо-Охотского складчатого пояса среднего–верхнего палеозоя (2) и нижнего мезозоя (3); 4–5 – геологические образования Аргунского, Мамынского и Буреинского (Туранского) террейнов: 4 – докембрийские (?) метаморфические и магматические комплексы, 5 – среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения Гага-Сагайского прогиба, 6–8 – перекрывающие комплексы: 6 – нижнемезозойские флишодные отложения Зeya-Депского прогиба, 7 – верхнеюрские–нижнемеловые грубообломочные отложения, 8 – нижне- и верхнемеловые вулканиты, 9 – кайнозойские рыхлые отложения; 10–12 – интрузивные комплексы условно раннепалеозойского (10), раннемезозойского (11), мелового (12) возраста; 13 – разломы; 14 – места обора и номера образцов для изотопно-геохронологических исследований.

На врезке (по [9]) затенен район исследований. Террейны Амурского супертеррейна: Ар – Аргунский, Ма – Мамынский, Бу – Буреинский.

Многочисленные плутоны гранитоидов многофазового октябрьского комплекса, в составе которого преобладают крупнозернистые лейкограниты и субщелочные лейкограниты, условно отнесены к раннему палеозою [8].

Значительный объем террейна сложен среднепалеозойскими терригенными (мамынская свита) и терригенно-карбонатными образованиями; существенно менее распространены верхнепермские терригенные алевролито-песчаников отложения (адамхинская свита) и поля трахириолитов, трахибазальтов, трахиандезитов (манегрская толща) [8, 10]. В его строении весомую роль играют также позднепалеозойские и раннемезозойские гранитоидные комплексы, как правило, не имеющие собственных названий, но параллелизуемые с, соответственно, тырмо-буринским и харинским комплексами Буреинского (Туранского) террейна [1, 2, 8]. Мезозойские образования представлены триасово-юрскими отложениями Зей-Депского палеобассейна и раннемеловыми интрузивными и вулканическими ассоциациями Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса.

Из приведенного материала следует, что возрастное положение абсолютного большинства выделяемых интрузивных комплексов определено с большой долей условности. Это обстоятельство является серьезным препятствием как для реконструкции истории формирования террейна, так и корреляции геологических комплексов Мамынского террейна и граничных с ним структур.

Объектом данного исследования является октябрьский интрузивный комплекс, слагающий, как принято считать, значительную часть Мамынского террейна (рис.1). В его рамках, как правило, объединяются интрузии, прорывающие октябрьский вулканический комплекс условно ордовикского возраста и перекрывающиеся нижнесилурийской мамынской свитой [2, 8]. В составе комплекса обычно выделяется четыре фазы: 1-я фаза – габбро, габбродиориты, диориты; 2-я фаза – кварцевые диориты; 3-я фаза – граниты, лейкограниты, гранодиориты, субщелочные лейкограниты; 4-я фаза – лейкограниты, субщелочные лейкограниты, граниты, субщелочные граниты. Наиболее широко развиты крупнозернистые гранитоиды третьей и четвертой фаз [8]. С целью установления возраста и основных геохимических особенностей нами были исследованы выходы гранитоидов на левобережье р. Селемджи в нижнем ее течении (Усть-Селемджинский массив), в нижнем течении р. Ултучи – левого притока р. Гарь (Гарь-Ултучинский массив), в приустьевой части р. Дугда (Усть-Дугдинский массив) в верховьях р. Бол. Пера вблизи г. Ши-

мановск (Шимановский массив) (рис.1). Усть-Селемджинский и Шимановский массивы представлены в эрозионных окнах среди кайнозойских отложений Амуро-Зейской впадины, в связи с чем, их можно рассматривать как выходы фундамента впадины, а контуры самих массивов только предполагать по геофизическим данным. В этой связи не исключено, что Шимановский выход является фрагментом крупного Тротовского плутона [7]. Комплекс работ включал исследование геохимических особенностей гранитоидов и U-Pb изотопное датирование по цирконам.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Исследования химического состава пород проводилось с использованием методов РФА (основные петрогенные компоненты, Sr, Zr, Nb) в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск) А.Л. Финкельштейном и ICP-MS (Ga, Ge, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc) в ИМГРЭ (г.Москва) Д.З. Журавлевым. Для рентгено-флуоресцентного анализа выполнялась гомогенизация порошковой пробы сплавлением с боратным флюсом – метаборатом лития – в высокочастотной печи при температуре 1050–1100°С. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре СРМ-25. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Для анализа по технологии ICP-MS вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения в микроволновой печи MULTIWAVE. Измерения проводились на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы. Точность анализа составляла 3–10 отн.%.

Изотопное U-Pb датирование выполнено как по стандартной процедуре в Геологическом институте Кольского НЦ РАН (г. Апатиты), так и по технологии SHRIMP в Институте геологии Академии геологических наук (г. Пекин). Выделение акцессорных цирконов в обоих случаях проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей, а их химическое разложение и выделение U и Pb – по методике Т.Е. Кроу [14].

В ГИ КНЦ РАН U-Pb геохронологические исследования (обр. С-801, С-875, С-881) выполнены на масс-спектрометре МИ-1201-Т. Ошибка определения U/Pb отношений составила 0.7%, значения масс-фракционирования – 0.18 ± 0.06 amu, холостое загрязнение не превышало 0.1–0.2 нг для Pb и 0.05 нг для

U. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT [17] и ISOPLOT [16].

В Институте геологии Академии геологических наук (г. Пекин) геохронологические исследования (обр. R-2-2) выполнены с использованием вторично-ионного микрозонда SHRIMP II. При анализе использовались стандартные методические процедуры [19, 27, 28]. Обработка полученных данных проводилась с использованием программного пакета Squid 1.02 [18].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрографический состав пород

Образец, характеризующий Гарь-Ултучинский массив (обр. С-875), представлен биотитовым гранитом. В минеральном составе – олигоклаз (35–45%) незначительно преобладает над микроклином (35%), кварцем (20%); содержание биотита не превышает 10%. Зерна микроклина шириной до 3 мм более ксеноморфны по отношению к широкотаблитчатым кристаллам плагиоклаза такого же размера. Биотит представлен чешуйками, часто образующими скопления. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Граниты Усть-Селемджинского массива (обр. С-881) представлены интенсивно катаклазированными, бластомилонитизированными двуполевошпатовыми лейкогранитами. В минеральном составе калиево-натриевый полевой шпат (35–40%), преобладает над плагиоклазом (25%) и кварцем (30–35%), в небольших количествах (2–5%) отмечается биотит. Породообразующие минералы разбиты трещинами кактаклаза, изогнуты. Структура пород бластокластическая, кластокристаллическая.

Граниты Усть-Дугдинского массива (обр. С-801) представлены катаклазированными биотитовыми разновидностями. Они сложены плагиоклазом и калиево-натриевым полевым шпатом в количествах 30–35% при незначительном преобладании плагиоклаза, кварцем (30%) и биотитом (5%). Плагиоклаз присутствует в виде крупных удлиненных призматических кристаллов размером до 4 мм с идиоморфным обликом и полисинтетическим строением; по составу отвечает олигоклазу. Калиево-натриевый полевой шпат представлен таблитчатыми зернами размером до 1.5–2 мм с пертитовыми вростками плагиоклаза. Биотит образует мелкочешуйчатый агрегат или присутствует в виде мелких чешуек на контакте полевых шпатов, кварца. Структура пород бластокластическая.

Преобладающими в составе Шимановского массива (обр. С-859, С-923, R-28) являются лейкократовые биотитовые крупно-среднезернистые раз-

новидности. Они сложены плагиоклазом (35–40%), микроклином (30–35%), кварцем (25–30%) с некоторым количеством биотита (3–5%). Плагиоклаз присутствует в виде крупных удлиненных призматических, иногда зональных кристаллов размером до 3 мм. Микроклин образует таблитчатые кристаллы шириной до до 4 мм, часто с пертитовыми вростками плагиоклаза. Биотит встречается в виде чешуек разме-

Таблица 1. Химический состав гранитоидов Гарь-Ултучинского, Усть-Селемджинского, Усть-Дугдинского, Шимановского массивов.

	С-875	С-881	С-801	С-859	С-923
SiO ₂	71.59	75.12	72.26	76.30	75.09
TiO ₂	0.34	0.23	0.25	0.16	0.18
Al ₂ O ₃	13.97	12.37	13.72	12.45	12.91
Fe ₂ O ₃ *	3.37	2.75	3.14	1.66	2.28
MnO	0.06	0.04	0.06	0.07	0.10
MgO	0.77	0.14	0.56	0.30	0.38
CaO	2.41	0.53	1.72	1.10	1.13
Na ₂ O	4.21	3.68	3.48	3.91	3.74
K ₂ O	2.74	4.90	3.95	3.72	3.97
P ₂ O ₅	0.08	0.03	0.06	0.04	0.05
ppp	0.30	0.05	0.77	0.20	0.08
сумма	99.84	99.84	99.97	99.21	99.91
Ba	820	274	507	684	619
Rb	70	112	120	95	110
Sr	263	45	138	95	95
Li	30.3	5.7	42.0	34.4	24.8
Cs	1.4	0.7	3.1	1.8	1.9
Ga	17.4	21.0	19.1	13.8	14.4
La	33.25	47.16	36.81	33.40	28.45
Ce	92.74	104.41	81.82	55.07	63.75
Pr	6.08	14.21	7.13	6.52	6.32
Nd	20.54	56.23	23.89	24.72	21.29
Sm	3.52	14.00	3.99	4.89	4.49
Eu	0.58	1.07	0.70	0.58	0.49
Gd	2.85	14.03	3.70	5.80	4.05
Tb	0.46	2.75	0.53	0.98	0.72
Dy	2.71	15.69	2.87	6.28	4.50
Ho	0.55	3.28	0.58	1.35	1.00
Er	1.50	8.41	1.74	3.90	2.92
Tm	0.23	1.27	0.26	0.60	0.50
Yb	1.42	6.94	1.71	4.06	3.47
Lu	0.22	0.92	0.27	0.62	0.55
Y	16.8	76.9	18.0	36.7	29.4
Zr	152	400	192	105	117
Ta	0.57	0.77	0.70	0.89	1.01
Nb	12.4	12.7	8.6	11.4	12.4
Hf	4.6	3.9	3.2	3.1	3.0
Th	8.58	6.97	19.20	9.27	12.78
U	1.08	1.37	1.99	2.89	1.97
Sc	4.8	2.0	8.8	3.2	3.7
V	37	1.8	16.3	22	9.8

Примечание. Оксиды даны в мас.%, элементы – в ppm. С-875 – гранит Гарь-Ултучинского массива, С-881 – субщелочной лейкогранит Усть-Селемджинского массива, С-801 – гранит Усть-Дугдинского массива, С-859 и С-923 – лейкограниты Шимановского массива.

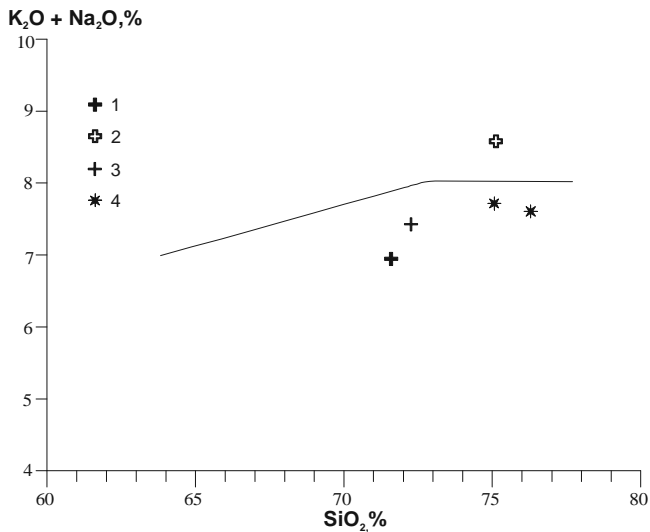


Рис. 2. Диаграмма $K_2O+Na_2O - SiO_2$ для гранитоидов Гарь-Ултучинского (1), Усть-Селемджинского (2), Усть-Дугдинского (3) и Шимановского (4) массивов.

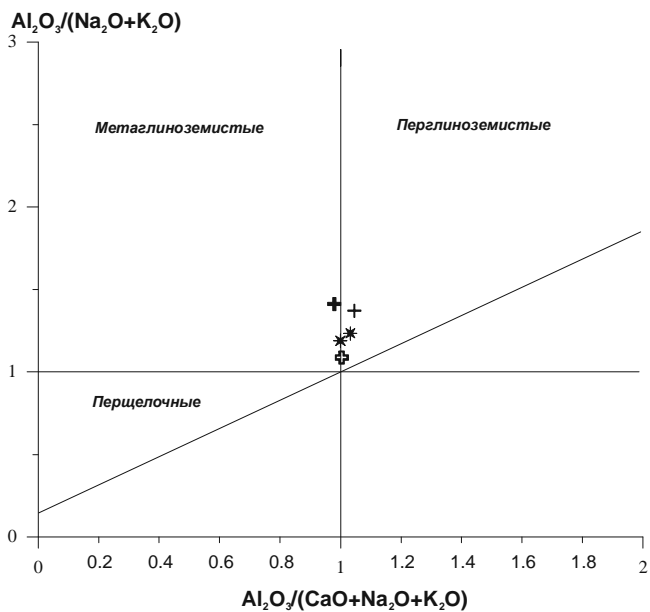


Рис. 3. Диаграмма $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) - Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ [19] для гранитоидов Мамынского террейна.

Условные обозначения на рис. 2.

ром до 1–1.5 мм. Структура пород гипидиоморфно-зернистая.

Петрохимические и геохимические особенности. Гранитоиды, за исключением двуполевошпатовых гранитов Усть-Селемджинского массива, отвечают породам нормальной щелочности, и лишь последние являются субщелочными (табл.1, рис. 2). Все образцы характеризуются индексом ASI, близким к

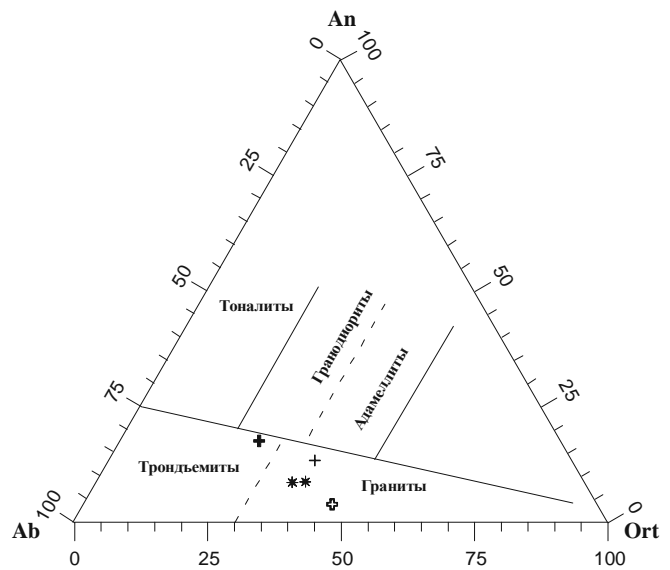


Рис. 4. Диаграмма Ab-An-Ort для гранитоидов Мамынского террейна.

Условные обозначения на рис. 2.

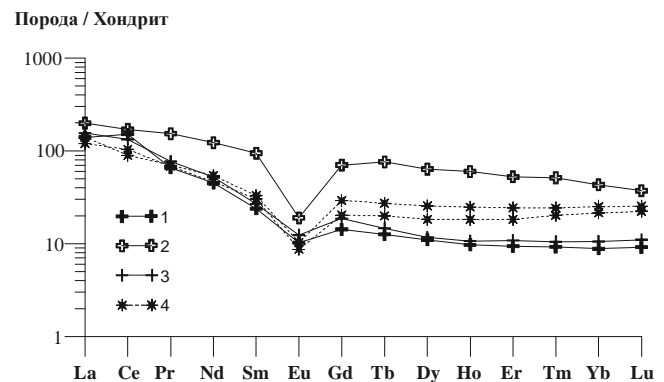


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах Гарь-Ултучинского (1), Усть-Селемджинского (2), Усть-Дугдинского (3) и Шимановского (4) массивов.

Использован состав хондрита по [20].

1, а на диаграмме ANC–ACNK к полю перщелочных пород наиболее тяготеет состав того же Усть-Селемджинского массива (рис. 3). На классификационной диаграмме Ab–An–Ort точки составов рассматриваемых пород располагаются в поле гранитов, и лишь состав образца Гарь-Ултучинского смещен в сторону полей трондьемитов и гранодиоритов (рис. 4). В целом, петрохимические особенности гранитов Гарь-

Ултучинского, Шимановского, Усть-Дугдинского массивов достаточно близки между собой, и обособляется лишь состав гранита Усть-Селемджинского массива. Это выражается в более высокой общей щелочности ($K_2O+Na_2O=8.53\%$), низкими количествами CaO (0.53%), MgO (0.14%).

Графики распределения редкоземельных элементов в рассматриваемых гранитоидах имеют достаточно близкую форму, но значительно различаются по уровню содержаний REE, величине европиевой аномалии и степени дифференцированности спектра (рис. 5). Наиболее высокие содержания лантаноидов на уровне 100 хондритовых норм свойственны субщелочным лейкогранитам Усть-Селемджинского массива, при этом сам спектр слабо дифференцирован ($(La/Yb)_n = 4.62$) и имеет глубокую отрицательную европиевую аномалию ($(Eu/Eu^*)_n = 0.23$). При близкой кремнекислотности лейкограниты Шимановского массива характеризуются несколько более эволюционированным графиком распределения REE ($(La/Yb)_n = 5.56-5.59$) и менее выраженным европиевым минимумом ($(Eu/Eu^*)_n = 0.33-0.34$) (рис. 5). Наконец, наиболее быстрый спад нормированных содержаний от легких лантаноидов к тяжелым отмечается для гранитов Гарь-Ултучинского массива ($(La/Yb)_n = 15.9$), при этом на графиках в значительной степени нивелируется европиевая аномалия ($(Eu/Eu^*)_n = 0.54$). Практически аналогичное распределение REE свойственно и гранитам Усть-Дугдинского массива ($(La/Yb)_n = 14.6$, $(Eu/Eu^*)_n = 0.54$).

В связи с тем, что образование гранитоидов в большинстве случаев связано с коровыми процессами, проанализируем геохимические особенности пород изучаемых массивов в сравнении с составом верхней континентальной коры (рис. 6). Несмотря на ряд общих тенденций в распределении в рассматри-

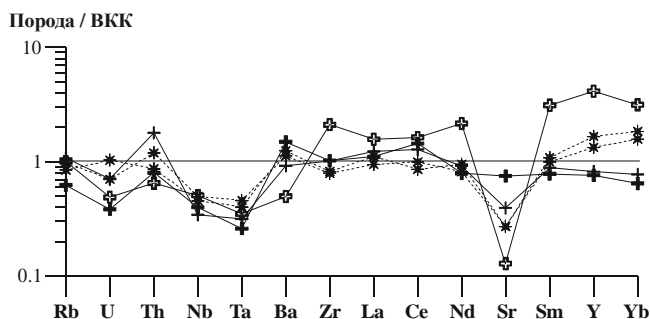


Рис. 6. Спайдер-диаграмма для гранитоидов Мамынского террейна. ВКК – верхняя континентальная кора, по [25].

Условные обозначения на рис. 5.

ваемых гранитоидах HFSE, LILE, REE, можно выделить некоторые различия в их составах. Так, лейкограниты Усть-Селемджинского массива характеризуются отчетливым дефицитом U, Th, Ba, Nb, Ta и Sr, причем отрицательная Sr-аномалия на спайдер-диаграмме самая глубокая по сравнению с графиками составов гранитоидов других массивов. Содержания в них лантаноидов как легких, так и тяжелых, а также Y в два – три раза выше, чем в верхнекоровом эталоне (рис. 6). Графики нормированных содержаний литофильных элементов в гранитоидах Шимановского и Усть-Дугдинского массивов комплементарны между собой и, в целом, отвечают составу верхней континентальной коры, за исключением умеренной деплетированности в отношении Nb, Ta и Sr. Достаточно своеобразен график распределения элементов в гранитах Гарь-Ултучинского массива (рис. 6). В этих породах не отмечается дефицита Sr, свойственного гранитоидам других массивов, при этом они отчетливо истощены в отношении Rb, U, Th, Nb, Ta.

Таким образом, составы пород всех рассматриваемых массивов трудно считать тождественными, хотя определенное сходство отмечается для гранитоидов Усть-Дугдинского и Шимановского массивов.

Результаты U-Pb геохронологических исследований приведены в таблицах 2 и 3, а так же на рисунках 7–12.

Цирконы, выделенные из биотитовых гранитов Гарь-Ултучинского массива (обр. С-875), представлены длиннопризматическими, хорошо ограниченными прозрачными кристаллами с розоватым оттенком, $K_{удл} = 2-5$ (рис. 7). Для изотопного датирования использовались четыре навески наиболее идиоморфных кристаллов, отобранных из классов: менее 100 μm , 100–125 μm , 125–150, более 125 μm (табл. 2). Фигуративные точки изотопного состава цирконов из всех фракций образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 495 ± 2.5 млн лет, а нижнее – современным потерям свинца при СКВО = 1.5 (рис. 8).

В субщелочных двуполевошпатовых гранитах Усть-Селемджинского массива (обр. С-881) циркон представлен дипирамидально-призматическими прозрачными и полупрозрачными бесцветными и желтоватыми кристаллами, $K_{удл} = 2-3$. Ребра граней призмы {100} и дипирамиды {101} сглажены, поверхность граней часто трещиновата (рис. 9). Внутреннее строение однородное, зональность не наблюдается, присутствуют мелкие включения. Для изотопных исследований были использованы три навески различных фракций наиболее прозрачного и хорошо ограниченного циркона, отобранных из классов: менее

Таблица 2. Результаты исследований цирконов Гарь-Улгунчинского, Усть-Дугдинского и Усть-Селемджинского массивов Мамынского террейна.

№ обр./ № фрак- ции	Размер фракции, μm навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет	
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
Биотитовые микроклиновые граниты Гарь-Улгунчинского массива												
C-875/1	+125, 1.3	61.4	730	1400	0.06720±5	0.1365±1	0.08006±24	0.6290±25	0.86	496.5±2.0	495.5±2.2	491±5
C-875/2	-125+150, 1.4	54.2	692	8170	0.05877±3	0.1129±1	0.07759±54	0.6110±49	0.98	481.7±3.4	484.2±3.9	496±3
C-875/3	-150+100, 6.4	56.9	735	5360	0.05959±2	0.1193±1	0.07617±30	0.5987±30	0.94	473.2±1.9	476.4±2.4	492±4
C-875/4	-100, 2.0	55.3	668	1255	0.06850±5	0.1438±1	0.07844±39	0.6176±37	0.90	486.8±2.4	488.3±2.9	496±6
Субщелочные дуополовшатые граниты Усть-Селемджинского массива												
C-881/1	+100, 1.5	61.1	783.2	211	0.1231±2	0.2682±5	0.05931±30	0.4427±44	0.59	371.4±1.9	372.2±3.7	377±20
C-881/2	-100+75, 1.4	48.7	797.5	1484	0.06393±6	0.1281±1	0.05877±29	0.4390±31	0.80	368.1±1.8	369.5±2.6	378±10
C-881/3	-75, 1.3	57.3	830.1	390	0.09132±5	0.1909±1	0.05952±12	0.4433±22	0.56	372.7±0.7	372.6±1.9	372±10
Биотитовые микроклиновые граниты Усть-Дугдинского массива												
C-801/1	+100, 7.2	43.3	1167	640	0.07296±6	0.1793±1	0.03343±10	0.2316±9	0.73	212.0±0.6	211.5±0.8	206.6±7
C-801/2	-75, 6.9	40.2	1162	1400	0.06061±7	0.1548±1	0.03264±7	0.2263±7	0.72	207.0±0.6	207.1±0.6	208.2±6
C-801/3	-100+75, 1.2	43.5	1215	1680	0.05888±5	0.1422±1	0.03425±10	0.2375±9	0.82	217.1±0.7	216.4±0.9	208.5±5

Примечание. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [24]. Все ошибки приведены на уровне 2 σ . Погрешности соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

* Значения исправлены на масс-фракционирование, холодное загрязнение и обыкновенный свинец по модели Стейн-Крамерса [23].

Таблица 3. Результаты U-Pb-Th изотопных исследований цирконов по технологии SHRIMP из лейкогранитов Шимановского массива (обр. R-28).

Номер зерен	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения						Возраст, млн лет	
	U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{209}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$
1	516	265	0.14	0.53	0.1665±6	9.413±47	0.4101±2	0.1102±9	0.1102±9	2215.4±7.7	2113±17
2	93	77	6.40	0.85	-	-	0.0278±7	0.0062±1	0.0062±1	176.8±4.2	126±26
3	662	302	1.40	0.47	0.0455±38	0.183±16	0.0291±3	0.0087±6	0.0087±6	184.8±2.1	175±12
4	295	288	1.41	1.01	0.0435±43	0.177±17	0.0295±3	0.0089±4	0.0089±4	187.6±1.8	179±7
5	338	168	0.83	0.51	0.0482±14	0.191±6	0.0288±2	0.0089±2	0.0089±2	183.0±1.5	180±4
6	966	371	0.37	0.40	0.0486±14	0.202±6	0.0301±2	0.0091±3	0.0091±3	191.3±1.5	184±6
7	830	395	0.62	0.49	0.0461±16	0.190±7	0.0298±2	0.0092±3	0.0092±3	189.5±1.0	185±5
8	288	152	1.08	0.54	0.0420±16	0.180±7	0.0311±2	0.0084±2	0.0084±2	197.3±1.6	168±5
9	871	360	0.47	0.43	0.0484±13	0.204±6	0.0305±2	0.0084±2	0.0084±2	193.9±1.0	170±5
10	356	186	1.17	0.54	0.0447±21	0.186±9	0.0301±2	0.0088±3	0.0088±3	191.4±1.4	177±7
11	163	137	1.58	0.87	0.0423±59	0.174±25	0.0299±4	0.0089±6	0.0089±6	189.6±2.4	179±12

Примечание. * Радиогенная часть свинца. Изотопные отношения скорректированы по ^{204}Pb .

При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [24]. Все ошибки приведены на уровне 1 σ . Погрешности соответствуют последним значащим цифрам после запятой. Прочерк – изотопные отношения не рассчитаны ввиду аномально высокого содержания ^{206}Pb .

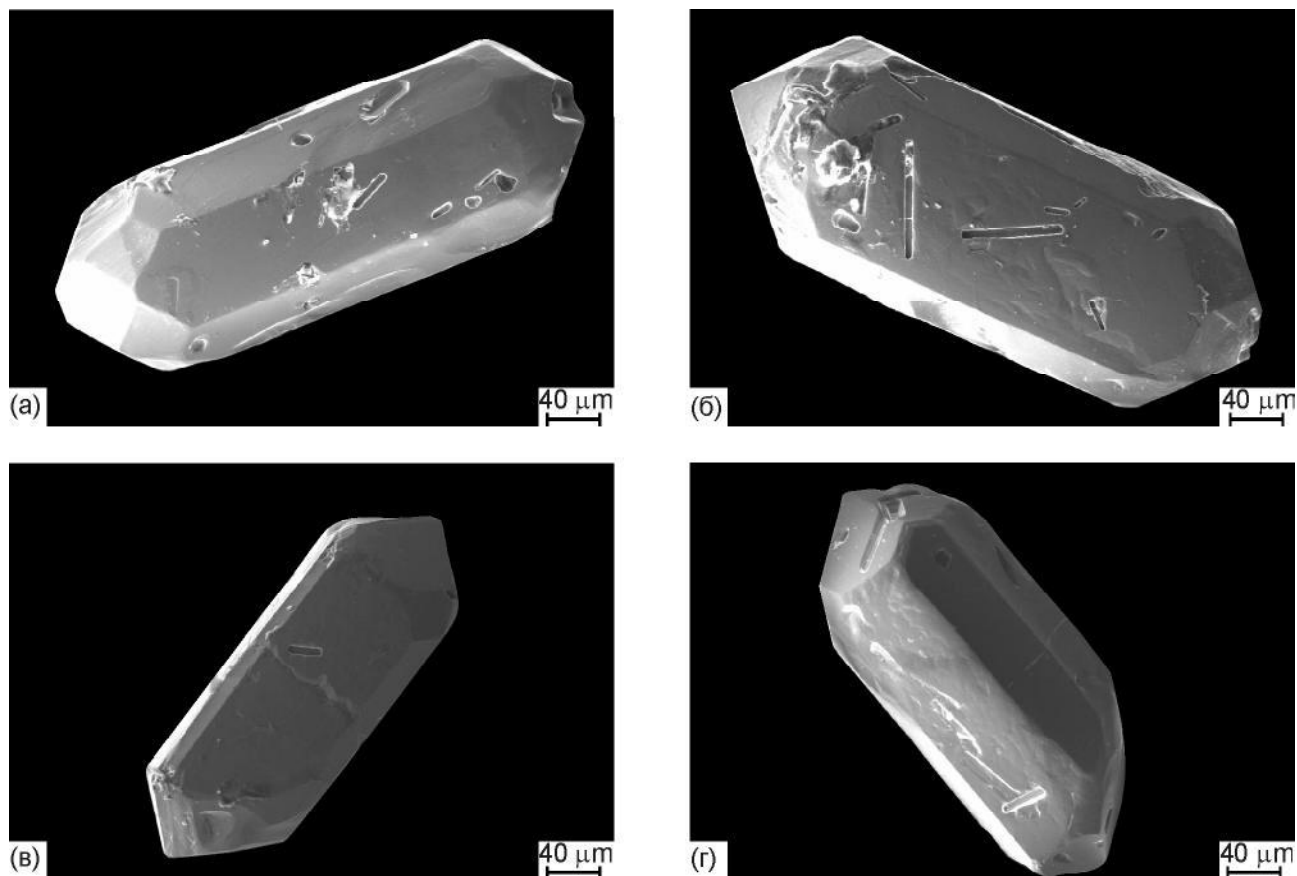


Рис. 7. Микрофотографии циркона из гранитов Гарь-Ултучинского массива (обр. С-875). Выполнены на сканирующем электронном микроскопе LEO 1420 (АмурКНИИ АмурНЦ ДВО РАН, оператор к.ф-м.н В.И.Палажченко), ускоряющее напряжение 15 кВ.

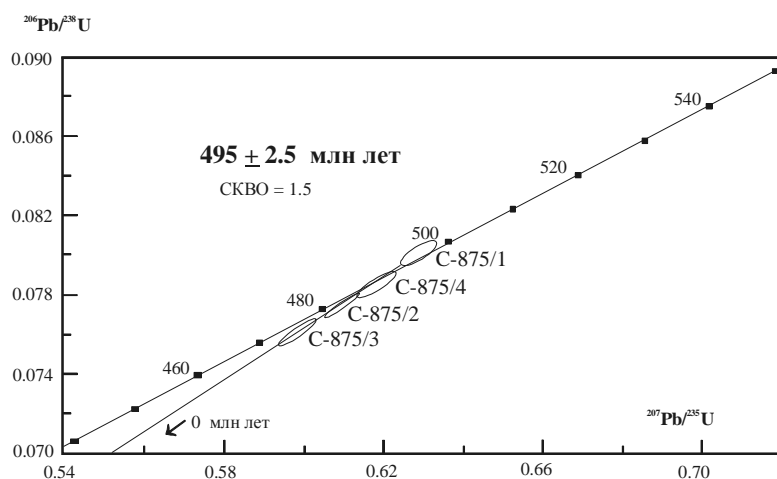


Рис. 8. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Гарь-Ултучинского массива (обр. С-875). Номера фракций соответствуют номерам в табл. 2.

75 μm , 75 –100 μm , более 100 μm (табл.2). Фигуративная точка наиболее мелкой фракции оказалась конкордантной, при этом, значение возраста составляет 372.7 ± 0.7 млн лет по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и 372 ± 10 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (рис. 10, табл. 2). Дискордия, проведенная через все три точ-

ки изотопного состава циркона соответствует возрасту 376 ± 7.5 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (СКВО=0.52), что тождественно возрасту, рассчитанному для конкордантной фракции по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

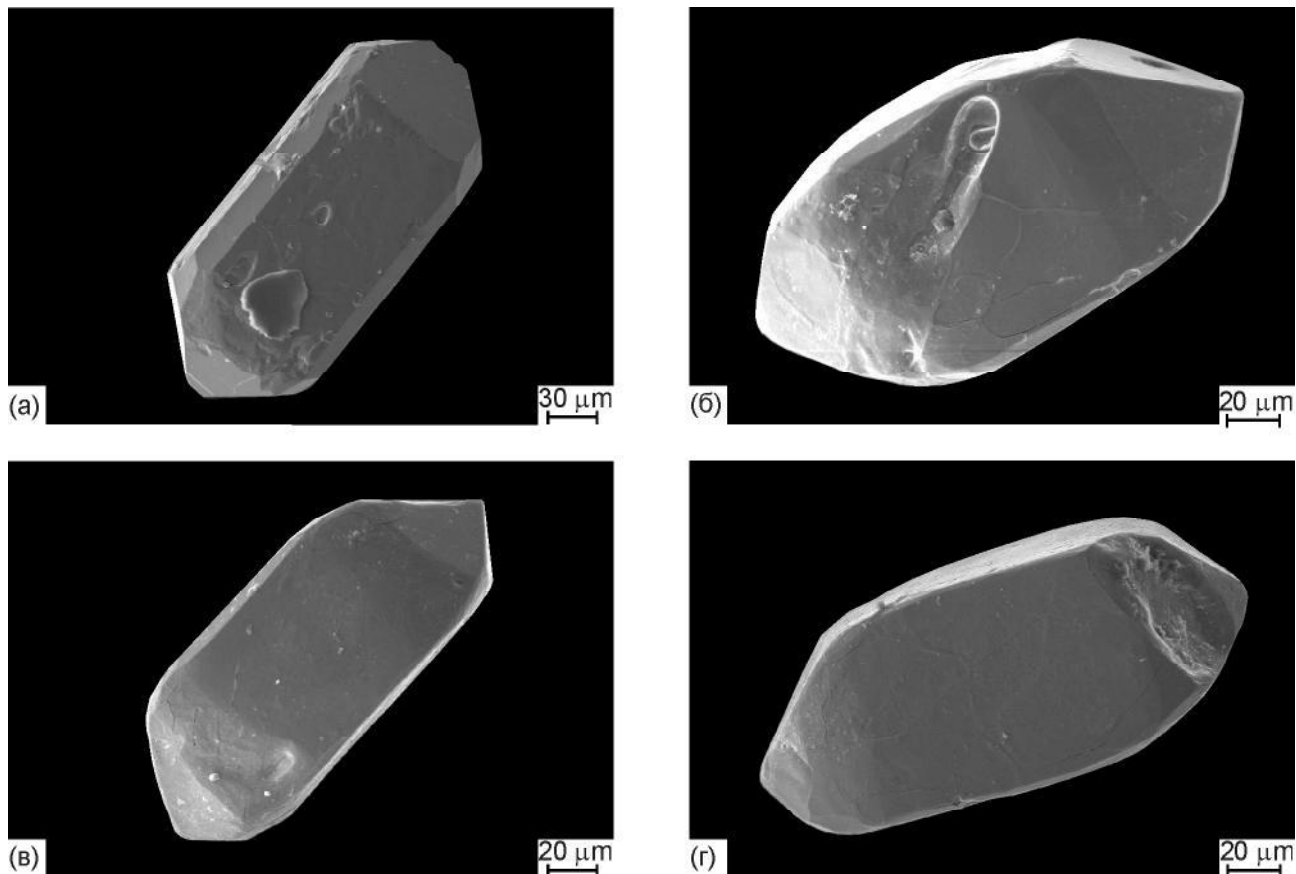


Рис. 9. Микрофотографии циркона из гранитов Усть-Селемджинского массива (обр. С-881). Параметры съемки как на рис. 7.

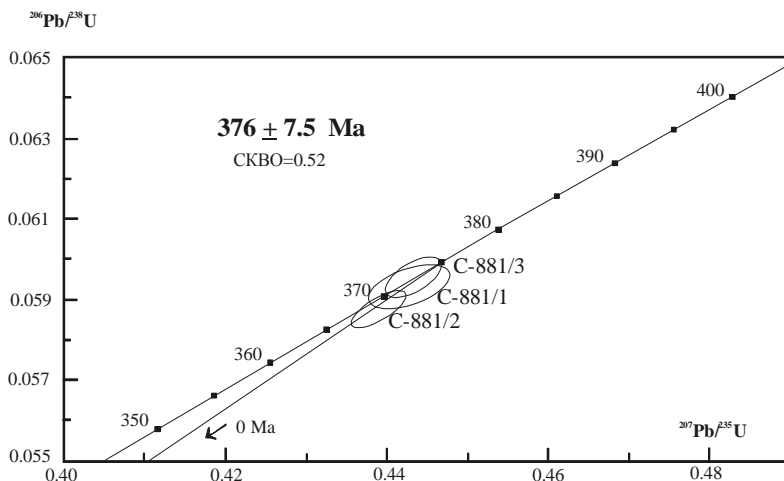


Рис. 10. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Усть-Селемджинского массива (обр. С-881). Номера фракций соответствуют номерам в табл. 2.

Цирконы, выделенные из биотитовых микроклиновых гранитов Усть-Дугдинского массива (обр. С-801) представлен дипирамидально-призматическими прозрачными и полупрозрачными бесцветными и желтовато-коричневыми кристаллами цирконового типа, $K_{удл} = 2-3$. Ребра граней призмы $\{100\}$ и дипирамиды $\{101\}$ развиты хорошо, поверхность

граней в полупрозрачных разностях имеет трещины (рис. 11). Внутреннее строение однородное, зональность не наблюдается, но присутствуют включения других минеральных фаз. Для изотопных исследований были использованы три навески разноразмерных фракций наиболее прозрачного и хорошо ограниченного циркона, отобранных из классов: менее

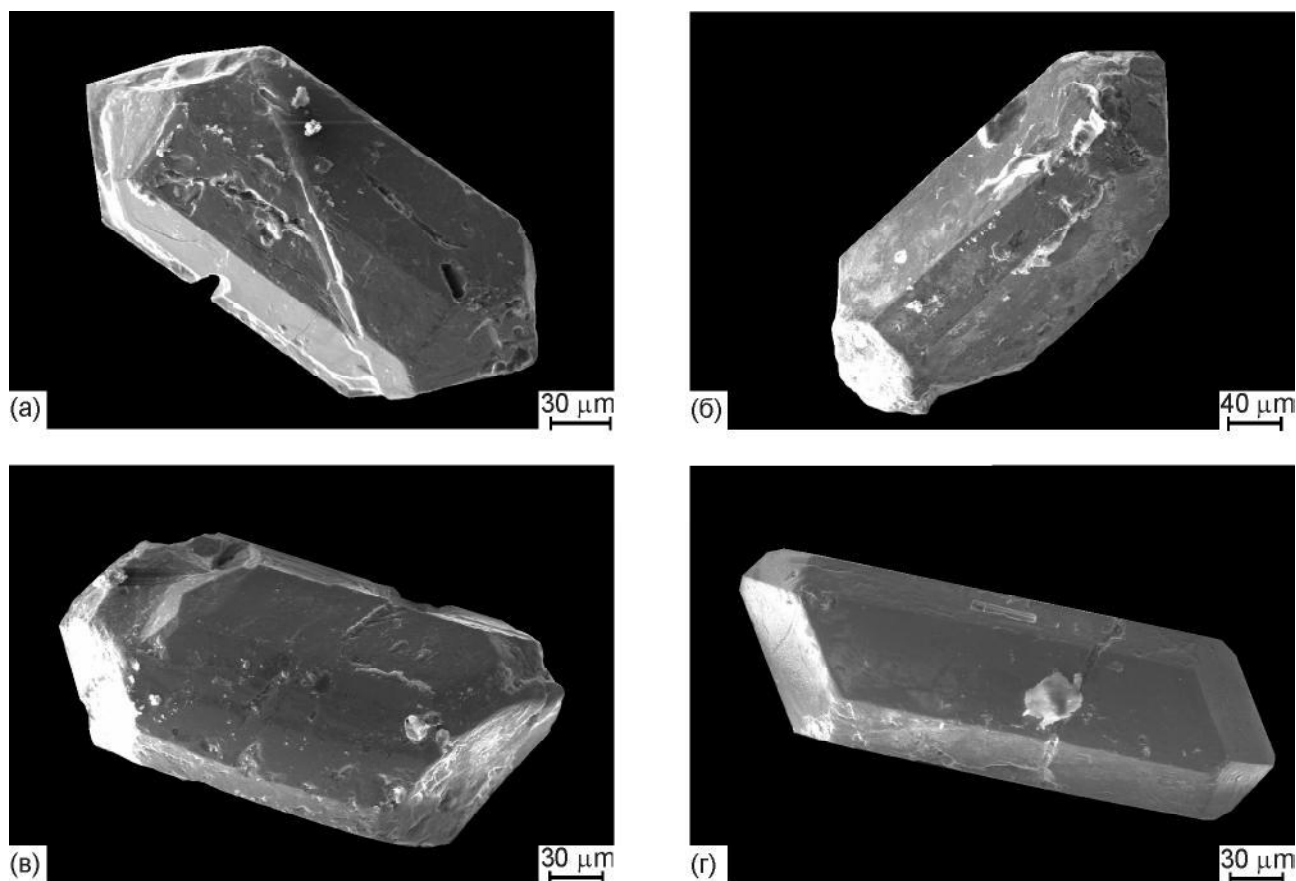


Рис. 11. Микрофотографии циркона из гранитов Усть-Дугдинского массива (обр. С-801). Параметры съемки как на рис. 7.

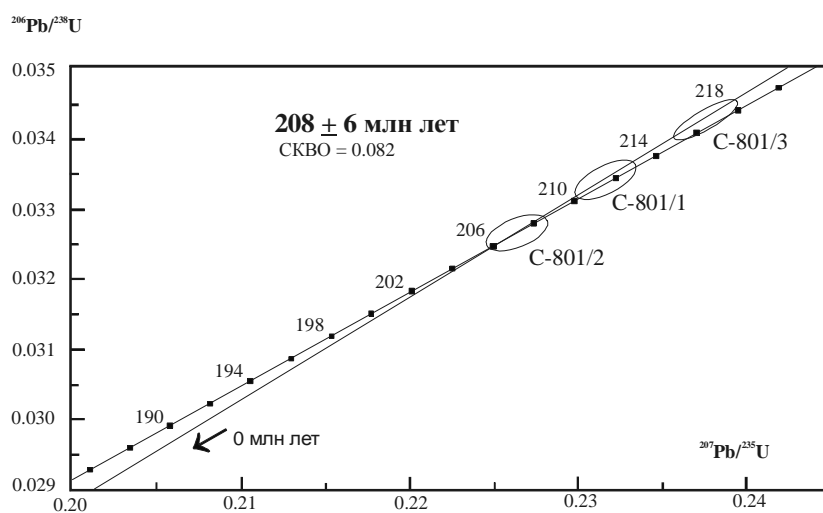


Рис. 12. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Усть-Дугдинского массива (обр. С-801). Номера фракций соответствуют номерам в табл. 2.

75 mm, 75 –100 mm, более 100 mm (табл. 2). Фигуративная точка наиболее мелкой фракции оказалась конкордантной, при этом, значение возраста составляет 207.0 ± 0.6 млн лет по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и 208.2 ± 6 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (рис. 12, табл. 2). Две другие точки характеризуются дискор-

дантностью U/Pb отношений. Дискордия, проведенная через все три точки изотопного состава циркона, соответствует возрасту 208 ± 6 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (СКВО=0.082), что тождественно возрасту, рассчитанному для конкордантной фракции по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

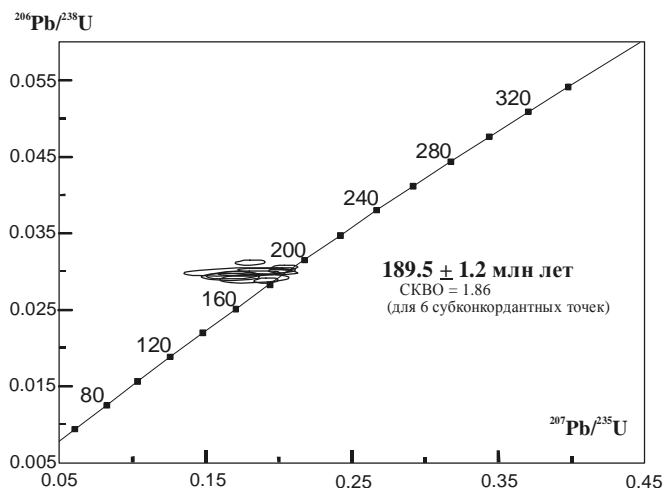


Рис. 13. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Шимановского массива (обр. R-28). Пояснения в тексте.

Для U-Pb-Th изотопного датирования лейкократовых гранитов Шимановского массива (обр. R-28*) использовались 11 выделенных из этих пород наиболее идиоморфных и прозрачных кристаллов цирконов (табл. 3). Фигуративные точки изотопного состава большинства из проанализированных зерен субконкордантны или дискордантны (рис. 13). Величина изотопного возраста, рассчитанная по наиболее точно измеряемому отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для 9 зерен (номера 3–11) составляет 190.2 ± 2.9 млн лет (СКВО=8.6), а для 6 субконкордантных зерен (номера 3, 4, 6, 7, 10, 11) – 189.5 ± 1.2 млн лет (СКВО=1.86). Последнее значение, по нашему мнению, с наибольшей вероятностью может рассматриваться в качестве оценки возраста этих гранитоидов. Точки изотопного состава, отклоняющиеся от этого значения, характеризуются, по нашему мнению, гипергенными потерями радиогенного свинца (номера зерен 2, 5 в табл. 3) либо присутствием ксеногенной составляющей (номера зерен 8, 9 в табл. 3). Следует отметить, что резко дискордантная точка изотопного состава одного из кристаллов (номер 1 в табл. 3) соответствует возрасту 2215.4 ± 7.7 млн лет по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и 2523 ± 6 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (рис. 14) и, скорее всего, характеризует ксеногенное зерно.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные и приведенные выше результаты свидетельствуют о том, что массивы гранитоидов, традиционно относимые к раннепалеозойскому ок-

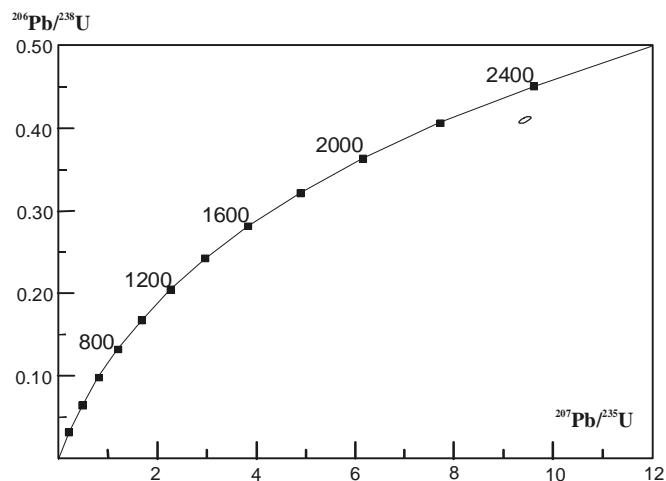


Рис. 14. Диаграмма с конкордией для зерна циркона №1 (см. табл. 3) из гранитов Шимановского массива (обр. R-28). Пояснения в тексте.

тябрьскому комплексу, являются разновозрастными и, соответственно, не могут принадлежать одному и тому же геологическому подразделению. Учитывая, что интрузии собственно октябрьского комплекса перекрыты силурийскими отложениями, из проанализированных нами образцов к нему могут относиться лишь биотитовые граниты Гарь-Ултучинского массива с возрастом 495 ± 2.5 млн лет, что в стратиграфической шкале времени отвечает раннему ордовику. Именно это значение рекомендуется нами в качестве возрастной оценки рассматриваемого комплекса. Для гранитоидов других массивов получены более молодые значения возраста, что свидетельствует о существенно меньшей площади распространения раннепалеозойского магматизма в структуре Мамынского террейна по сравнению с традиционными представлениями.

Возраст субщелочных лейкогранитов Усть-Селемджинского массива, составляет 376 ± 7.5 млн лет и соответствует границе среднего и позднего девона в шкале геологического времени. Ранее гранитоидного магматизма этого возрастного уровня в пределах Мамынского террейна не выделялось [1, 2, 8], при этом рассматриваемые гранитоиды, на первый взгляд, плохо согласуются с девонскими терригенными и терригенно-карбонатными отложениями террейна. Здесь следует отметить два момента. Во-первых, субщелочные лейкограниты Усть-Селемджинского массива обладают определенными геохимическими признаками внутриплитного происхождения (низкие содержания Sr, высокие – Zr, Y, Ga, HREE) и могли формироваться в анорогенной обстановке. Во-вто-

*аналогичен образцу С-859.

рых, в средне-верхнедевонских отложениях северной части террейна отмечаются вулканические и вулканомиктовые породы [5], что фактически подтверждает магматическую активность здесь в этот период геологической истории.

Наиболее молодой возраст получен для гранитоидов Шимановского (189.5 ± 1.2 млн лет) и Усть-Дугдинского (208 ± 6 млн лет) массивов, в стратиграфической шкале отвечающие границе позднего триаса и ранней юры. Выше отмечалось, что в строении Мамынского террейна выделяются раннемезозойские гранитоиды, однако существуют острые дискуссии по поводу их распространенности и взаимоотношений с условно позднепалеозойскими интрузиями (см. обзор в [8]). Нельзя исключить что Шимановский массив является фрагментом более крупного Тротовского массива [7], выделяемого в бассейне р. Зеи. Для последнего известны определения возраста 191 ± 5 и 190.8 ± 4.9 млн лет, выполненные Rb-Sr методом [4]. Следует отметить, что указанные датировки рассчитаны по минеральным парам: титанит – порода и полевой шпат – порода, тогда как наклон линий регрессии для всех проанализированных точек в каждом из двух образцов дает значение возраста 165.3 ± 1.1 и 169 ± 0.9 млн лет при $СКВО > 40$ в обоих случаях [4]. Это обстоятельство заставляло относиться к приведенным значениями очень осторожно. Тем не менее, полученные нами результаты позволяют подтвердить раннемезозойский (позднетриасово-раннеюрский) этап гранитоидного магматизма в пределах рассматриваемой структуры, в то же время остается острая необходимость получения надежных изотопных датировок для позднепалеозойских гранитоидов.

Очевидный дефицит надежных изотопных датировок существенно затрудняет корреляцию эпизодов гранитоидного магматизма Мамынского террейна и граничащих с ним структур – Аргунского и Буреинского террейнов. В этой связи можно лишь в первом приближении провести такое сопоставление. Так, в строении восточной части Аргунского террейна ранее ни на геологических картах, ни в схемах корреляции геологических формаций раннепалеозойских магматических комплексов не выделялось [1, 2, 8]. Тем не менее, в результате целенаправленных изотопно-геохронологических исследований авторами выявлены гранитоидные массивы с возрастом 467 ± 5.5 млн лет и 472 ± 2 млн лет (U-Pb метод) [11, 12]. Здесь следует обратить внимание на их более молодой возраст и близость в геохимическом отношении к гранитоидам А-типа, что не позволяет предполагать их соответствие раннепалеозойским

гранитоидам Мамынского террейна. В составе Буреинского террейна раннепалеозойские гранитоиды объединены в рамках кивилийского и суларинского комплексов [1, 2, 8]. Надежные определения возраста для них, выполненные современными изотопными методами, авторам не известны, в связи с чем корреляция их с гранитоидами Мамынского террейна может быть только условной. Можно отметить также совпадение возраста гранитоидов октябрьского комплекса (495 ± 2.5 млн лет) Мамынского террейна с возрастом гранулитового метаморфизма (505 ± 4 млн лет и 497 ± 5 млн лет) [26, 27] расположенного рядом Цзямусинского террейна, но говорить о взаимосвязи этих событий преждевременно.

Субщелочные лейкограниты Усть-Селемджинского массива хорошо коррелируют с аналогичными по возрасту (371 ± 5.5 млн лет) и близкими по составу (Rb = 97 ppm, Sr = 82 ppm, Nb=5.4 ppm, La=27 ppm, Th=11 ppm) гранитоидами восточной части Аргунского террейна [11]. Это обстоятельство лишней раз подчеркивает единство геологической истории Аргунского и Мамынского террейнов по крайней мере в среднем палеозое.

Корреляция раннемезозойского гранитоидного магматизма Мамынского террейна и граничащих с ним структур затруднительна ввиду отсутствия необходимого количества достоверных геохронологических данных. Тем не менее, можно отметить, что в пределах южного обрамления западного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса достаточно широко представлены гранитоидные ассоциации с возрастом 190–226 млн лет [6]. Нам не удалось выявить их в пределах восточной окраины Аргунского террейна, но не исключено, что они проявлены вдоль всего южного обрамления складчатого пояса. В пределах Буреинского террейна возрастным аналогом рассматриваемых образований могут быть лейкократовые гранитоиды харинского комплекса [1, 2, 8].

Отдельно следует коснуться раннедокембрийской датировки (2523 ± 6 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), полученной по технологии SHRIMP для одного из цирконов, выделенных из гранитоидов Шимановского массива. Как было указано выше, это зерно, скорее всего, имеет ксеногенное происхождение и характеризует фрагмент корового протолита. Несмотря на то, что в строении Мамынского террейна предполагаются комплексы раннего докембрия [1, 2, 8], это положение до сих пор не подтверждено изотопно-геохронологическими данными. Не преувеличивая значение оценки возраста, полученной для единичного зерна, можно отметить, что сделан первый шаг в обозначенном направлении. В этой связи

является интересным совпадением указанного выше возраста с возрастом (2.5 млрд лет) активных магматических событий в пределах Северо-Китайского кратона [13, 15, 29].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований получена корректная оценка возраста гранитоидов октябрьского комплекса, составляющая 495 ± 2.5 млн лет, которая в стратиграфической шкале отвечает раннему ордовику. Это значение подтверждается геологическими данными, согласно которым интрузии октябрьского комплекса перекрыты силурийскими терригенными отложениями. В то же время, гранитоиды лишь одного из изученных массивов, традиционно относящихся к этому комплексу, могут реально принадлежать указанному геологическому подразделению. Проанализированные породы трех остальных массивов имеют более молодой возраст, при этом полученные для них аналитические результаты не позволяют допустить омоложение пород в результате наложенных термальных событий. По мнению авторов, эти данные свидетельствуют о существенно меньшей площади распространения раннепалеозойского магматизма в структуре Мамынского террейна по сравнению с традиционными представлениями.

Таким образом, получено фактическое подтверждение трех эпох гранитоидного магматизма: раннеордовикской, средне-позднедевонской и ранне-мезозойской. И если изотопные датировки Гарь-Улутчинского (495 ± 2.5 млн лет), Шимановского (189.5 ± 1.2 млн лет) и Усть-Дугдинского (208 ± 6 млн лет) массивов позволяют существенно уточнить возраст традиционно выделяемых этапов, то гранитоиды средне-позднедевонского (376 ± 7.5 млн лет) возрастного уровня на геологических картах Мамынского террейна отсутствовали, и впервые возникает необходимость их выделения.

Приведенный в статье геохимический материал не претендует на полноту и рассматривается авторами как первые сведения о геохимических особенностях гранитоидов различного возрастного уровня. Выявленные различия в поведении ряда элементов в разновозрастных комплексах, несомненно, нуждаются в статистическом подтверждении.

Исследования выполнены в рамках проектов Президиума ДВО РАН (гранты № 04-3-А-08-061, 04-2-0-00-022), при поддержке РФФИ (грант №00-05-72032).

Ааторы выражают признательность рецензенту А.Ф. Васькину.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объясн. зап. СПб.–Благовещенск–Харбин, 1999. 135 с.
2. Геология зоны БАМ. Л.: Недра, 1988. Т. 1. 443 с.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.
4. Иванов А.В., Рассказов С.В., Масловская М.Н. и др. Раннеюрский возраст и средне-позднеюрское тектоническое экспонирование гранитоидов выступа фундамента в северной части Амуро-Зейской впадины: Rb-Sr и K-Ar изотопные данные // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, №4. С. 83–92.
5. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 113 с.
6. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождение ранне-мезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003. Т.11. №2. С.164–178.
7. Кошков Ю.В. О выделении среднеюрского Тротовского комплекса гранодиорит-гранитового / Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока // Материалы пятого Дальневост. регион. петрографич. совещ. Хабаровск, 2001. С.52–54.
8. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, 1990. 215 с.
9. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
10. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья: Комплект схем. Хабаровск: ХГГГП, 1994.
11. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. Фрагменты палеозойских активных окраин южного обрамления Монголо-Охотского пояса (на примере северо-восточной части Аргунского террейна, Приамурье) // Докл. РАН. 2002. Т. 387, № 3. С. 382–386.
12. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь, Д.З.Журавлев, Ян Пин и др. Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. 2004. Т.12, №4. С. 414–424.
13. Guan H., Sun M., Wilde S.A., Zhou X., Zhai M. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Fuping Complex: implications for formation and assembly of the North China Craton // Precambrian Research. 2002. V. 113. P. 1–18.
14. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
15. Kusky T. M., Jianghai Li. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton // Journ. of Asian Earth Sciences. 2003. V. 22. P. 383–397.

16. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-557. 1991. 64p.
17. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35p.
18. Ludwig K.R. SQUID 1.02 // Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. N 2. 2001. 19 P.
19. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V.101. P.635–643.
20. McDonough W., Sun S-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. Is. 3–4. P. 223–253.
21. Nelson D.R. Compilation of SHRIMP U-Pb zircon geochronology data, 1996 // Geologic of Western Australia Record. 1997. V. 2. 189 p.
22. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map: US Geological Survey, Open File Report 94, 1994. 433p., 2 sheets scale 1:500000; 2 sheets scale 1:10000000.
23. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. N. 2. P. 207–221.
24. Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. N. 2. P. 359–362.
25. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell: Scientific. Publ., 1985. 312 p.
26. Wilde S.A., Zhang X., Wu F. Extension of a newly identified 500 Ma metamorphic terrane in North East China: further U-Pb SHRIMP dating of the Mashan Complex, Heilongjiang Province, China // Tectonophysics. 2000. V. 328. P. 115–130.
27. Wilde S.A., Wu F., Zhang X. Late Pan-African magmatism in northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence from granitoids in the Jamusi Massif // Precambrian Research. 2003. V. 122. P. 311–327.
28. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing process. Rev. Econ. Geol. 1998. N 7. P. 1–35.
29. Zhao G., Wilde S.A., Cawood P. A., Sun M. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution // Precambrian Research. 2001. V. 107. P. 45–73.

Поступила в редакцию 20 апреля 2003 г.

Рекомендована к печати Л.В. Эйришем

A.A. Sorokin, N.M. Kudryashov, Li Jin Yi

U-Pb geochronology of granitoids of the Oktyabrskiy complex, Mamynskiy terrane (Priamurye)

The paper offers the results of isotopic-and-geochronological (U-Pb method based on zircon) and geochemical investigation of granitoids from a number of massifs of the Mamynskiy terrane, which are traditionally referred to the conventional Early Paleozoic Oktyabrskiy complex. According to the evidence obtained, most of the massifs have different ages, which is indicative of a substantially lesser area of distribution of Early Paleozoic magmatism in the structure of the Mamynskiy terrane as compared with traditional views. The value 495 ± 2.5 Ma obtained for the Gar-Ultuchinskiy massif is recommended for assessment of the age of the Oktyabrskiy granitoids. The analyzed rocks of the three other massifs (Shimanovskiy, Ust-Selemdzhinskiy, and Ust-Dugdinskiy) have a younger age; incidentally, the analytical evidence obtained for these rocks does not suggest their rejuvenation as a result of superimposed thermal events. Thus, the actual proof of three epochs for granitoid magmatism has been obtained: Early Ordovician, Middle-Late Devonian, and Early Mesozoic (the Late Triassic-Early Jurassic boundary). The isotopic datings for the Gar-Ultuchinskiy (495 ± 2.5 Ma), Shimanovskiy (189.5 ± 2 Ma) and Ust-Dugdinskiy (208 ± 6 Ma) massifs allow us to essentially specify the age of the traditionally distinguished stages, while granitoids of the Middle-Late Devonian (376 ± 7.5 Ma) age level were not previously distinguished in the structure of the Mamynskiy terrane.

**СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
НИЖНЕЙ СТРУКТУРНОЙ ЕДИНИЦЫ ТАУХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА
(ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)**

И.В. Кемкин, Р.А. Кемкина

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В статье приводятся уточненные данные о строении и возрасте осадочных образований нижней структурной единицы Таухинского террейна Южного Сихотэ-Алиня. По результатам литолого-биостратиграфических исследований установлено, что Эрдагоуский комплекс представляет собой фрагмент дислоцированного первичного разреза осадочного чехла палеоокеанической плиты, включающего всю литологическую последовательность отложений от пелагических (кремни и глинистые кремни) и гемипелагических (кремнистые аргиллиты) до окраинно-океанических (аргиллиты, алевролиты и турбидиты). Возраст кремневой части охватывает интервал времени от середины оксфорда до конца титона. Переходные между кремневыми и терригенными породами слои (кремнистые аргиллиты) имеют ранне-среднеберриасский возраст. Терригенная часть разреза охарактеризована позднеберриас-поздневаланжинской микрофауной. Учитывая полученные возрастные датировки, можно заключить, что аккреция данной части палеоокеанической плиты осуществлялась в постваланжинское время (конец валанжина–начало готерива).

Ключевые слова: кремнисто-терригенные отложения, литология, биостратиграфия, аккреционная призма, Таухинский террейн, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Таухинский террейн представляет собой фрагмент позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы, сформировавшейся в результате последовательной аккреции (причленения) к восточной окраине Палеоазиатского континента разновозрастных и разнофациальных образований Палеопацифики (фрагменты палеогайотов и осадочного чехла абиссальной равнины) в ходе субдукции океанической литосферы под континент [2, 3, 8–10, 17 и др.]. Аккреционные призмы, как известно, характеризуются сложным чешуйчато-надвиговым строением, что обусловлено такими процессами, как слайсирование субдуцирующихся осадков желоба во фронтальной части призмы (offscraping), а также подслаивание (underplating) и дуплексирование (duplexing) океанических пород в основании призмы, с одной стороны, и постаккреционными деформациями (надвиги, сдвиги и др.) – с другой [6, 7, 14, 18, 19, 25 и др.]. По этой причине аккреционные призмы являют собой сложно построенные осадочные комплексы, сложенные многократным чередованием тектонических пластин и блоков, состоящих либо из океанических (пелагические и гемипелагические отложения и фрагменты подводных

гор и возвышенностей), либо окраинно-океанических (песчано-сланцевые толщи), либо хаотических (меланж и олистостромы) образований. Естественно, что нормальные седиментационные контакты между различными литогенетическими группами отложений в таких комплексах редки. Вместе с тем, наличие постепенных переходов от океанических к окраинно-океаническим образованиям имеет важное геодинамическое значение. Во-первых, смена кремненакопления вначале тонкообломочными, а затем более грубыми терригенными осадками свидетельствует о последовательной смене пелагической обстановки осадкообразования гемипелагической и далее окраинно-океанической и фиксирует, тем самым, приближение определенных участков палеоокеанической плиты к конвергентной границе. Во-вторых, установив возраст первых слоев терригенных пород (или последних слоев переходной части кремнисто-терригенного разреза) в различных тектонических пластинах древних аккреционных призм, можно уточнить время подхода отдельных аккрецированных фрагментов палеоокеанической плиты к конвергентной границе и, в определенной степени, начало их последующей аккреции. Определив время аккреции раз-

личных палеоокеанических фрагментов, легко восстановить последовательность их причленения (аккрецирования), расчленить аккреционную призму на конкретные тектоно-стратиграфические единицы, отвечающие определенным эпизодам аккреции и, таким образом, уточнить строение призмы в целом и историю ее формирования.

В этой связи отдельные частные разрезы древних призм с сохранившимися взаимопереходами являются уникальными объектами как для уточнения времени аккреции палеоокеанических образований, воссоздания последовательности их причленения к окраине континента и разработки на этой основе моделей механизма образования призм, так и для реконструкции первичного разреза осадочного чехла субдуцированной палеоокеанической плиты и фациальных обстановок осадконакопления в ее пределах.

Один из таких частных разрезов, где обнажена вся последовательность отложений от аккрецированных палеоокеанических образований до перекрывающих их окраинно-океанических (терригенных) пород, изучен нами на левобережье р. Беневки. Результаты этих исследований позволяют уточнить состав, строение и возраст породных комплексов нижнего структурного уровня Таухинского террейна позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы Южного Сихотэ-Алиня.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Таухинский террейн расположен в юго-восточной части Сихотэ-Алиня (рис. 1, 2) и протягивается полосой шириной около 60 км в северо-восточном направлении вдоль побережья Японского моря от устья р. Киевки до устья р. Джигитовки. Слагающие

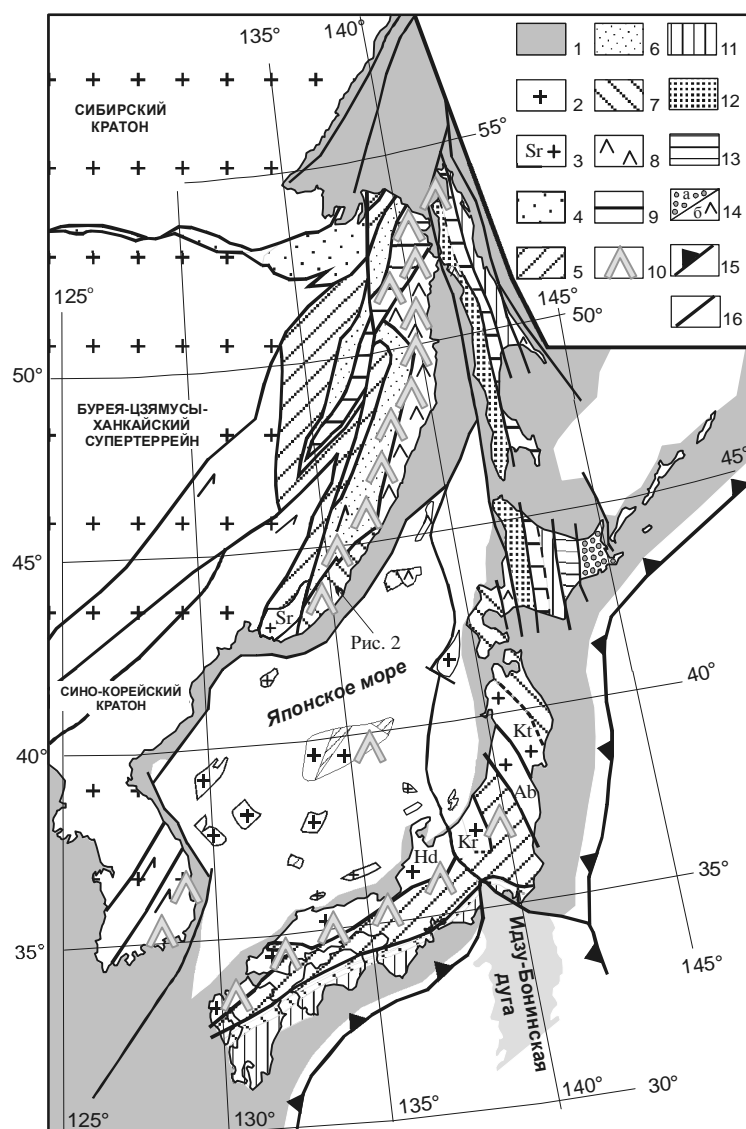


Рис. 1. Тектоническая схема Сихотэ-Алиня и прилегающих районов (по [10]).

1 – современный континентальный и островной шельф; 2, 3 – древние кристаллические массивы: 2 – Бурей-Цзямусы-Ханкайский супертеррейн, Сино-Корейский и Сибирский кратоны, 3 – Сергеевский (Sr), Южный Китаками-Абакума-Курсегава (Kt, Ав, Кг) и Хида (Hd) континентальные блоки; 4 – юрский турбидитовый бассейн (Ульбанский и Унья-Бомский террейны); 5 – юрская аккреционная призма (Самаркинский, Наданьхада-Бикинский, Хабаровский, Баджалский, Мино, Тамба, Ашио, Риоке, Самбагава и Северный Чичibu террейны); 6 – раннемеловой турбидитовый бассейн (Журавлевско-Амурский террейн); 7 – титонготеривская аккреционная призма (Таухинский, Ошима, Северный Китаками, Южный Чичibu, и Рюкю террейны); 8 – готерив-альбская островная дуга (Кемский, Камышовский, Шмидтовский, Монеронский, Ребун-Кабато террейны); 9 – готерив-альбская аккреционная призма (Киселевско-Маноминский, Аниво-Гомонский, Западный Хидака террейны); 10 – поздне меловая вулканическая дуга (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс); 11 – поздне меловая аккреционная призма и др. (Набильский, Восточный Хидака, Симанто террейны); 12 – поздне меловый преддуговой прогиб (Западно-Сахалинский, Сорачи-Езо террейны); 13, 14 – субдукционно-аккреционные комплексы Палеоохотской зоны субдукции: 13 – поздне меловая аккреционная призма (Токоро террейн); 14а – поздне меловый преддуговой прогиб (Немуро террейн), 14б – поздне меловая островная дуга (Терпения террейн); 15 – современная зона субдукции; 16 – разломы.

Стрелками показано направление перемещения континентальных блоков.

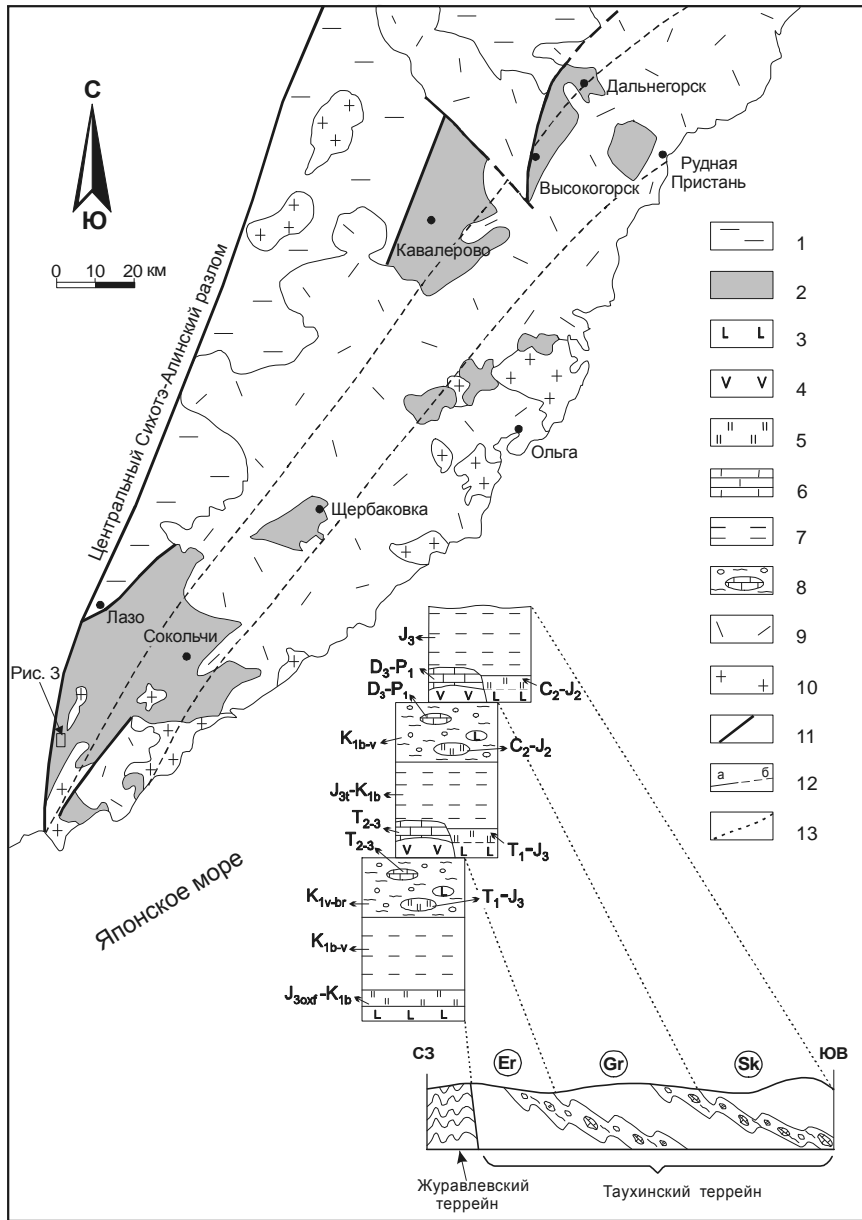


Рис. 2. Геологическая схема юго-восточной части Сихотэ-Алиня, генерализованный разрез Таухинского террейна и слагающие его тектоно-стратиграфические комплексы (по [17] с дополнениями).

1–2 – террейны: 1 – Журавлевский, 2 – Таухинский; 3 – толеитовые базальты; 4 – высокотитанистые щелочные базальты; 5 – кремни; 6 – известняки; 7 – турбидиты; 8 – образования субдукционного меланжа; 9 – позднемеловые вулканиты; 10 – позднемеловые гранитоиды; 11 – разломы; 12 – характер контакта между различными литогенетическими типами пород: седиментационный (а), неустановленный (б); 13 – границы между разновозрастными тектоно-стратиграфическими единицами.

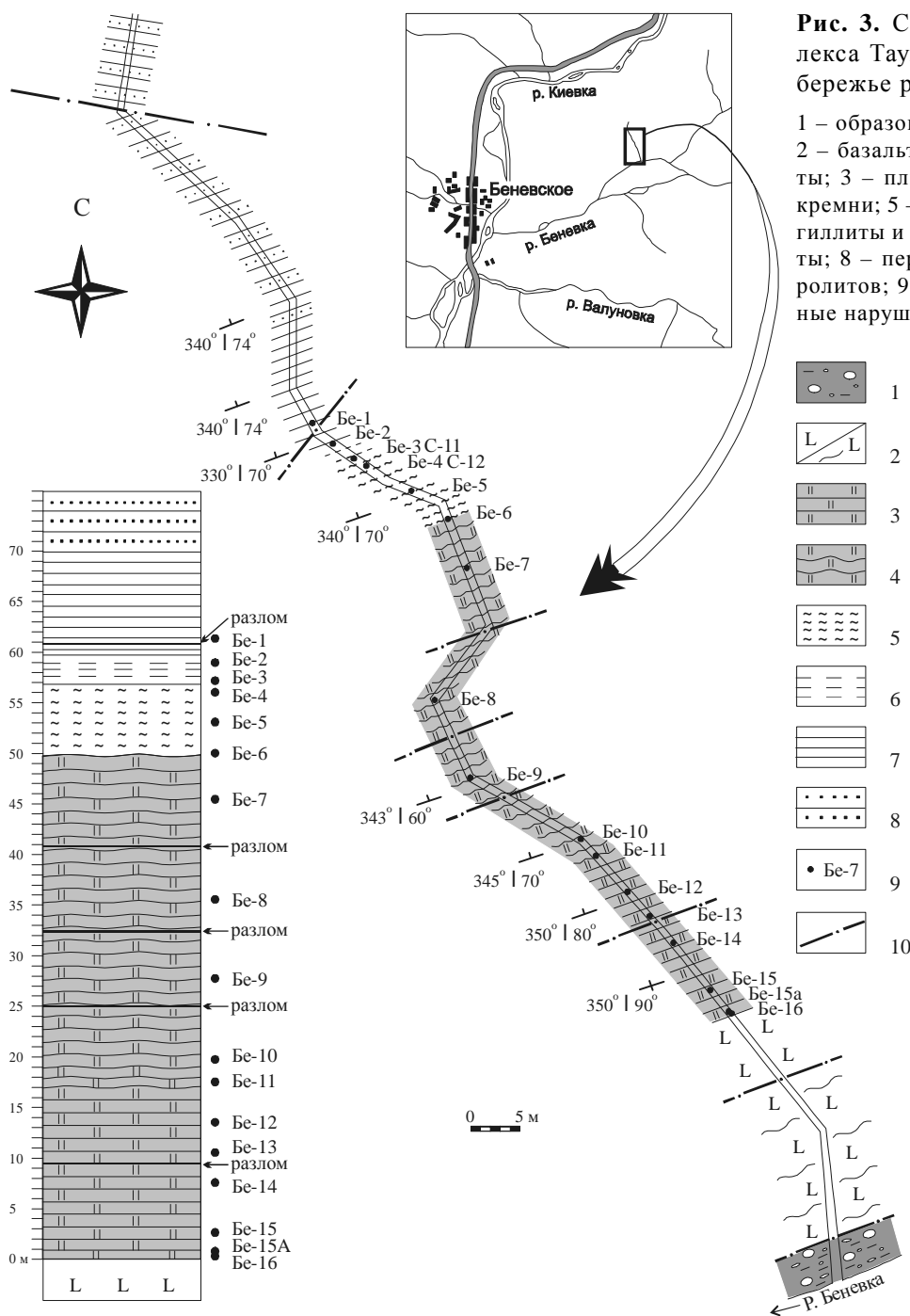
Er – эрдагоуский, Gr – горбушинский, Sk – скалистореченский тектоно-стратиграфические комплексы.

его породные ассоциации образуют сложно дислоцированный тектонический пакет, состоящий из разновозрастных тектоно-седиментационных комплексов [3, 4, 17 и др.]. Каждый комплекс сложен океаническими породами (пелагические кремни, известняки, ассоциирующие с основными вулканитами) и постепенно сменяющимися их терригенными отложениями (песчано-сланцевые толщи и хаотические образования). Комплексы различаются возрастом палеоокеанических фрагментов и временем их аккреции. При этом наиболее древние палеоокеанические образования и перекрывающие их терригенные породы слагают верхний структурный уровень террейна, а наиболее молодые – самый нижний. Основываясь на возрасте палеоокеанических образований и перекрываю-

щих их терригенных отложений, в составе террейна выделено три тектоно-стратиграфических комплекса (Эрдагоуский, Горбушинский и Скалистореченский), соответствующие нижнему, среднему и верхнему структурным уровням (рис. 2).

**СТРОЕНИЕ БЕНЕВСКОГО РАЗРЕЗА И
ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА ОТЛОЖЕНИЙ**

Первоначально строение нижней структурной единицы (Эрдагоуский комплекс) было реконструировано [3, 17 и др.] в ходе литолого-биостратиграфических и структурных исследований многочисленных частных разрезов, обнажающихся вдоль береговых обрывов и в дорожных выемках в бассейне р. Мирной (Кавалеровский район). Недавно было ус-



тановлено, что наиболее полно оно представлено на правом берегу р. Беневки в 6 км выше по течению от впадения ее в р. Киевку. Здесь (рис. 3) в каньонообразном распадке безымянного ручья (правого четвертого притока р. Беневки), обнажаются базальты и залегающие на них кремни так называемой эрдагоуской свиты и терригенные породы, относимые к журавлевской свите. Основание разреза сложено массивными лавами темно-зеленых до черно-зеленых базальтов. Базальты сменяются розовато-вишневы-

ми, сургучными, желтовато-зелеными и зеленовато-серыми кремнями. Микроскопическое изучение характера взаимоотношения базальтов и кремней показывает, что контакт между ними седиментационный. В шлифах видно, как темно-зеленовато-бурая мелкозернистая порода, состоящая из беспорядочно расположенных лейст плагиоклаза (70–80%), промежутки между которыми заполнены вулканическим стеклом, и обладающая интерсертальной структурой (собственно базальт), по мере приближения к контакту с

кремнями плавно переходит в породу, состоящую, главным образом, из вулканического стекла с редкими (5–10%) лейстами плагиоклаза (т. е. гиалобазальт), мощностью 3–4 мм. Другими словами, базальты имеют тонкую корочку закалывания, что свидетельствует об их подводном излиянии. Поверхность гиалобазальтовой корочки неровная (волнообразная) и рассечена поперечными трещинками шириной 1–3 мм. На гиалобазальтах, плавно повторяя неровность поверхности, залегает слой буровато-коричневой пелитоморфной кремнисто-хлоритовой массы, содержащей редкие слабоокатанные обломки плагиоклазов, хлорита и скелеты радиолярий. Этой же массой заполнены трещинки в гиалобазальтах. Мощность такого слоя составляет 1,5 см. Далее он постепенно (за счет уменьшения доли продуктов подводного размыва базальтов) переходит в розовато-вишневые кремни. Мощность кремней составляет около 17 м, а цвет их, в пределах этого интервала, многократно меняется от розовато-вишневого и сургучного до желтовато-зеленого и зеленовато-серого. Кремни постепенно переходят в глинистые кремни розовато-коричневых и вишнево-фиолетовых оттенков, которые также постепенно сменяются кремнистыми аргиллитами аналогичной окраски. Мощность глинистых кремней около 33 м, а кремнистых аргиллитов – порядка 7 м. В кремнях и глинистых кремнях отмечается незначительное количество (1–2 до 5%) туфогенной примеси, представленной обломками плагиоклазов и кварца алевритовой размерности. Таким образом, кремнистая часть разреза плавно сменяется терригенной в пределах пачки кремнистых аргиллитов. Последние также постепенно переходят в светло-серые аргиллиты (около 3 м) и, далее, в серые и темно-серые алевролиты, мощность которых составляет 11 м. Алевролиты, в свою очередь, сменяются пачкой ритмично переслаивающихся алевролитов и мелко-среднезернистых песчаников. Следует отметить, что слагающие описываемый разрез породные ассоциации нарушены многочисленными разрывами, в связи с чем не исключено, что отдельные их фрагменты могут быть несколько раз тектонически дуплексированы.

Из кремней, непосредственно залегающих на базальтах (обр. Бе-16, Бе-15А, Бе-15), выделены многочисленные радиолярии (табл. 1, рис. 4), характеризующие возраст пород в интервале средний оксфорд–ранний кимеридж. Нижний возрастной рубеж принят на основании присутствия таких видов, как *Archaeodictyomitra minoensis* (Mizutani), *Cinguloturris cylindra* Kemkin et Rudenko, *Mirifusus diana minor* Baumgartner, *Parvicingula boesii* gr. (Parona),

Pseudodictyomitra ex gr. *nuda* Shaaf, первое появление которых отмечается с середины оксфорда [1, 2, 13, 24 и др.]. Верхняя граница ограничивается присутствием таких видов, как *Transsuum maxwelli* gr. (Pessagno), *Paronaella mulleri* Pessagno, *Archaeodictyomitra suzukii* Aita, последнее появление которых соответствует началу кимериджа [12, 13, 26 и др.]. Выделенный комплекс радиолярий в возрастном и в видовом отношении сопоставим с комплексом *Archaeodictyomitra minoensis*, описанным в кремнистых аргиллитах второй тетонической пластины среднего структурного уровня (Горбушинская единица) Таухинского террейна [2, 15 и др.], и коррелируется с верхами зоны *Stylocapsa spiralis* [22, 23 и др.], установленной в Японии и западной Пацифике.

В залегающих выше кремнях и глинистых кремнях описываемого разреза (обр. Бе-14, Бе-13, Бе-12, Бе-11, Бе-10, Бе-9, Бе-8, Бе-7, Бе-6) выделены многочисленные радиолярии (табл. 2, рис. 4), датирующие возраст пород поздним титоном. Нижняя возрастная граница принята в соответствии с присутствием таких видов, как *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak), *Wrangellium depressum* (Baumgartner), *Wrangellium puga* (Schaaf) и *Ristola cretacea* (Baumgartner), время первого появления которых приходится на поздний титон [13, 21, 27 и др.]. Верхний рубеж проведен на основании присутствия таких видов как *Spongocapsula perampla* (Rust), *Sethocapsa funatoensis* Aita, *Ristola altissima* (Rust), *Protunuma japonicus* Matsuoka et Yao, *Parvicingula dhimenaensis* s.l. Baumgartner, *Eucyrtidiellum pyramis* (Aita), *Archaeodictyomitra minoensis* (Mizutani), *Williriedellum carpathicum* Dumitrica, эволюция которых завершилась в конце титона [11–13, 20, 24 и др.]. Видовой состав и возрастной диапазон данного комплекса радиолярий аналогичен комплексу *Pseudodictyomitra carpatica*, описанному в черных аргиллитах второй тектонической пластины [2, 15 и др.] и в кремнистых аргиллитах первой тектонической пластины [16] среднего структурного уровня (Горбушинская единица) Таухинского террейна, что позволяет коррелировать его с нижней частью одноименной зоны, установленной в Японии и западной Пацифике [22, 23 и др.].

Детальные биостратиграфические исследования кремней позволили выявить, как минимум, пятикратное повторение в разрезе разновозрастных фрагментов (тектонических пластин), являющееся результатом многократного тектонического дуплексирования первичного разреза осадочного чехла палеоокеанической плиты в процессе ее субдукции. С уче-

Таблица 1. Видовой состав радиолярий из кремней, непосредственно залегающих на базальтах на правобережье р. Беневки, и их возрастное распространение [по данным 1, 2, 11–13, 20, 21, 24, 26, 27 и др.].

Обр. Бе-16, Бе-15А, Бе-15*	oxf	kim	tit	ber	val	haut
<i>Archaeodictyomitra</i> cf. <i>elliptica</i> Vishnevskaya						
<i>Archaeodictyomitra</i> cf. <i>minoensis</i> (Mizutani)	←	→				
<i>Archaeodictyomitra</i> <i>minoensis</i> (Mizutani)	←	→				
<i>Archaeodictyomitra</i> <i>suzukii</i> Aita	→					
<i>Archaeospongoprimum</i> sp.						
<i>Cinguloturris</i> cf. <i>cylindra</i> Kemkin et Rudenko	←				→	
<i>Cinguloturris</i> <i>cylindra</i> Kemkin et Rudenko	←				→	
<i>Crucella</i> sp.						
<i>Mirifusus</i> cf. <i>dianae minor</i> Baumgartner	←					→
<i>Napora</i> <i>lospensis</i> Pessagno			→			
<i>Paronaella</i> cf. <i>mulleri</i> Pessagno	→					
<i>Paronaella</i> sp.						
<i>Parvicingula</i> <i>boesii</i> gr. (Parona)	←					
<i>Parvicingula</i> cf. <i>dhimenaensis</i> s.l. Baumgartner			→			
<i>Parvicingula</i> cf. <i>mashitaensis</i> Mizutani				→		
<i>Parvicingula</i> <i>dhimenaensis</i> s.l. Baumgartner			→			
<i>Parvicingula</i> <i>mashitaensis</i> Mizutani				→		
<i>Parvicingula</i> sp.						
<i>Protunuma</i> <i>japonicus</i> Matsuoka et Yao			→			
<i>Pseudodictyomitra</i> <i>primitiva</i> Matsuoka & Yao				→		
<i>Pseudodictyomitra</i> ex gr. <i>nuda</i> Shaaf	←					
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.						
<i>Ristola</i> <i>altissima</i> (Rust)			→			
<i>Sethocapsa</i> cf. <i>funatoensis</i> Aita			→			
<i>Sethocapsa</i> <i>funatoensis</i> Aita			→			
<i>Sethocapsa</i> sp.						
<i>Spongocapsula</i> <i>perampla</i> (Rust)			→			
<i>Stichocapsa</i> ex gr. <i>cribata</i> Hinde						
<i>Stichomitra</i> ex gr. <i>mediocris</i> (Tan)						
<i>Stichomitra</i> <i>japonica</i> (Nakaseko & Nishimura)						
<i>Thanarla</i> ex gr. <i>brouweri</i> (Tan)						
<i>Transsuum</i> <i>brevicostatum</i> gr. (Ozoldova)			→			
<i>Transsuum</i> <i>maxwelli</i> gr. (Pessagno)	→					
<i>Triactoma</i> <i>blakei</i> (Pessagno)			→			
<i>Triactoma</i> sp.						
<i>Tritrabs</i> sp.						
<i>Wrangellium</i> <i>okamurai</i> (Mizutani)			→			
<i>Xitus</i> <i>magnus</i> Baumgartner			→			
<i>Xitus</i> cf. <i>magnus</i> Baumgartner			→			
<i>Xitus</i> sp.						

† ðèì à=àí èà. *Места отбора проб указаны на рис. 3.

том биостратиграфических данных, мощность кремневой части разреза немногим превышает 20 м.

В нижней части пачки кремнистых аргиллитов (обр. Бе-5) выделен богатый комплекс радиолярий (Табл. 3), близкий таковому из верхней части кремней и глинистых кремней, что позволяет датировать возраст содержащих их пород самым концом позднего титона. Верхняя часть пачки кремнистых аргиллитов (обр. Бе-4) содержит радиолярии (табл. 4), которые характеризуют возраст пород в интервале конец позднего титона–начало раннего валанжина. Учитывая то, что предыдущий комплекс радиолярий (выде-

ленный в обр. Бе-5 и расположенный в 3 метрах ниже по разрезу) имеет возраст, соответствующий самому концу титона, нижний возрастной предел данного комплекса может быть принят как начало берриаса. На это, в частности, указывает и присутствие вида *Parvicingula cosmoconica* (Foreman), первое появление которого отмечается на границе титона и берриаса [13 и др.]. Верхний возрастной рубеж ограничивается поздним берриасом, поскольку рассматриваемый радиоляриевый комплекс не содержит видов, начинающих свою эволюцию с этого временного интервала и которые широко представлены в за-

Таблица 2. Видовой состав радиолярий из кремней и глинистых кремней на правом берегу р. Бенежки и их возрастное распространение [по данным 1, 2, 11–13, 20, 21, 24, 26, 27 и др.].

Обр. Бе-14, Бе-13, Бе-12, Бе-11, Бе-10, Бе-9, Бе-8, Бе-7, Бе-6*	oxf	kim	tit	ber	val	haut
<i>Acaeniotyle umbilicata</i> (Rust)		←				
<i>Acaeniotyle</i> sp.						
<i>Alievium</i> sp.						
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust)						
<i>Archaeodictyomitra</i> cf. <i>elliptica</i> Vishnevskaya						
<i>Archaeodictyomitra</i> cf. <i>minoensis</i> (Mizutani)	←	←	→			
<i>Archaeodictyomitra</i> ex gr. <i>apiarium</i> (Rust)						
<i>Archaeodictyomitra</i> ex gr. <i>minoensis</i> (Mizutani)	←	←	→			
<i>Archaeodictyomitra</i> ex gr. <i>vulgaris</i> Pessagno		←				
<i>Archaeodictyomitra excellens</i> (Tan)			←			
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i> (Mizutani)	←	←	→			
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.						
<i>Archaeodictyomitra vulgaris</i> Pessagno		←				
<i>Archaeospongoprunum</i> sp.						
<i>Cinguloturris</i> cf. <i>cylindra</i> Kemkin et Rudenko	←	←	→	→	→	
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko	←	←	→	→	→	
<i>Cinguloturris fusiforma</i> Hori		←	←	→	→	
<i>Cinguloturris primorika</i> Kemkin et Taketani		←	←	→	→	
<i>Ditrabs</i> cf. <i>sansalvadorensis</i> (Pessagno)			←			
<i>Emiluvia pessagno</i> s. l. Foreman					→	
<i>Emiluvia</i> sp.						
<i>Eucyrtidiellum</i> cf. <i>pyramis</i> (Aita)		←	←	→		
<i>Eucyrtidiellum pyramis</i> (Aita)		←	←	→		
<i>Hsuum</i> sp.						
<i>Mesosaturnalis</i> sp.						
<i>Mirifusus</i> cf. <i>dianae minor</i> Baumgartner	←					
<i>Mirifusus</i> sp.						
<i>Pantanellium lanceola</i> (Parona)			←			
<i>Paronaella</i> sp.						
<i>Parvingula boesii</i> gr. (Parona)	←					
<i>Parvingula</i> cf. <i>dhimenaensis</i> s.l. Baumgartner			←	→		
<i>Parvingula</i> cf. <i>mashitaensis</i> Mizutani				→		
<i>Parvingula</i> cf. <i>omgoniensis</i> Vishnevskaya				→		
<i>Parvingula dhimenaensis</i> s.l. Baumgartner				→		
<i>Parvingula</i> ex gr. <i>omgoniensis</i> Vishnevskaya				→		
<i>Parvingula mashitaensis</i> Mizutani				→		
<i>Parvingula</i> sp.						
<i>Phaseliforma</i> sp.						
<i>Podobursa</i> sp.						
<i>Praeconocaryomma</i> sp.						
<i>Protunuma japonicus</i> Matsuoka et Yao				→		
<i>Protunuma</i> sp.						
<i>Pseudodictyomitra</i> aff. <i>carpatica</i> (Loznyiak)				←		
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Loznyiak)				←		
<i>Pseudodictyomitra</i> cf. <i>carpatica</i> (Loznyiak)				←		
<i>Pseudodictyomitra</i> cf. <i>lodogaensis</i> Pessagno		←				
<i>Pseudodictyomitra primitiva</i> Matsuoka et Yao				→		
<i>Pseudodictyomitra</i> ex gr. <i>leptoconica</i> (Foreman)	←	←				
<i>Pseudodictyomitra</i> ex gr. <i>nuda</i> Shaaf	←	←				
<i>Pseudodictyomitra lodogaensis</i> Pessagno		←				
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.						
<i>Ristola altissima</i> (Rust)				→		
<i>Ristola cretacea</i> (Baumgartner)				←	→	
<i>Sethocapsa</i> aff. <i>taukhaensis</i> Kemkin et Taketani	←	←				

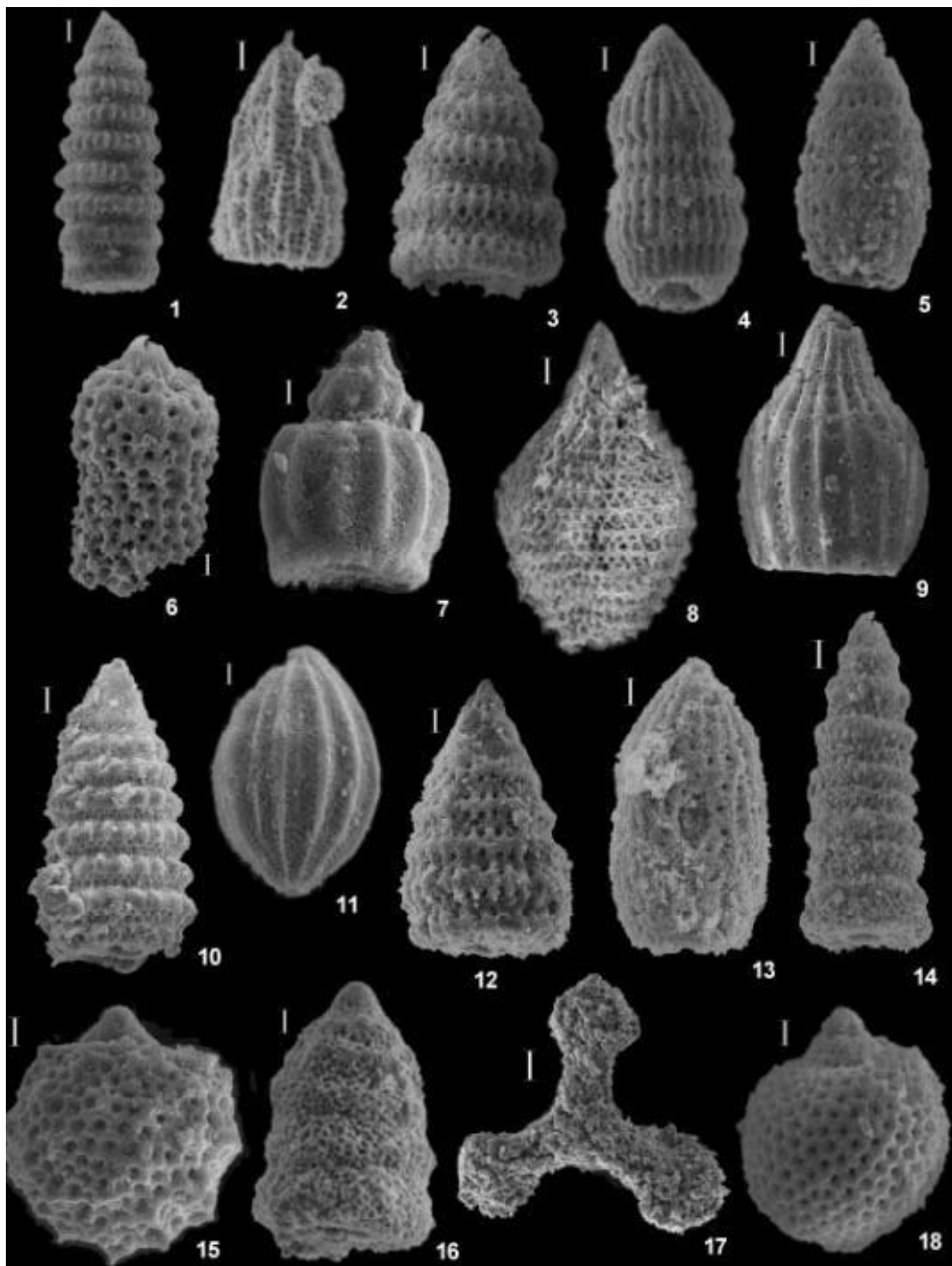


Таблица 3. Видовой состав радиолярий из нижней части пачки кремнистых аргиллитов на правом берегу р. Беневки и их возрастное распространение [по данным 1, 2, 11–13, 20, 21, 24, 26, 27 и др.].

Обр. Бе-5*	oxf	kim	tit	ber	val	haut
<i>Archaeodictyomitra</i> ex gr. <i>apiarium</i> (Rust)						
<i>Archaeodictyomitra</i> ex gr. <i>vulgaris</i> Pessagno		←				
<i>Cinguloturris fusiforma</i> Hori			←		→	
<i>Ditrabs</i> cf. <i>sansalvadorensis</i> (Pessagno)		←				
<i>Emiluvia</i> sp.						
<i>Mirifusus</i> cf. <i>dianae minor</i> Baumgartner	←					→
<i>Paronaella</i> sp.						
<i>Parvicingula boesii</i> gr. (Parona)	←					
<i>Parvicingula mashitaensis</i> Mizutani					→	
<i>Pseudodictyomitra</i> cf. <i>carpatica</i> (Lozyniak)				←		
<i>Pseudodictyomitra</i> ex gr. <i>leptoconica</i> (Foreman)	←					
<i>Ristola cretacea</i> (Baumgartner)				←		→
<i>Sethocapsa</i> cf. <i>funatoensis</i> Aita			→			
<i>Sethocapsa pseudouterculus</i> Aita		←				→
<i>Sethocapsa</i> sp.						
<i>Spongocapsula perampla</i> (Rust)			→			
<i>Thanarla</i> ex gr. <i>brouweri</i> (Tan)						
<i>Xitus</i> sp.						

† ðèì à-àí èà. *Места отбора проб указаны на рис. 3.

щих на них алевролитах (обр. Бе-1) выделены радиолярии (табл. 5), возраст которых охватывает диапазон времени от позднего берриаса до позднего валанжина. Нижний возрастной рубеж принят на основании присутствия вида *Thanarla pulchra* (Squinabol), первое появление которого отмечается с позднего берриаса [13 и др.]. Верхняя граница ограничивается присутствием вида *Sethocapsa pseudouterculus* Aita, последнее появление которого соответствует позднему валанжину [11 и др.]. Данный комплекс радиолярий коррелируется с верхней частью зоны *Pseudodictyomitra carpatica* и нижней частью зоны *Cecrops septemporatus* [22, 23 и др.], установленных в Японии и западной Пацифике.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как видно из приведенных материалов, на правом берегу р. Беневки обнажен многократно дислоцированный, но последовательный разрез стратифицированных образований, включающий базальты и залегающие на них кремни, которые через все промежуточные литологические разности сменяются тол-

щей переслаивания песчаников и алевролитов. Базальты рассматриваемого разреза, как и все базальты так называемой эрдагуской свиты в целом, по основным петрохимическим характеристикам, содержанию и распределению элементов группы железа являются типичными базальтами второго океанического слоя, образующимися в срединно-океанических хребтах [5]. Для них характерно низкое содержание кремнезема, калия, титана и высокое – магния. По соотношению $FeO^*/MgO - SiO_2$, позволяющему различать породы толеитовой и известково-щелочной серий, эрдагуские базальты также соответствуют толеитам, а на диаграмме АФМ они располагаются в поле абиссальных толеитов [5]. Кремневые породы представляют собой типичные планктоногенные отложения, лишённые терригенной примеси. Мощность их в пределах изученного разреза, с учетом биостратиграфических данных, немногим превышает 20 м, а возрастной диапазон охватывает интервал времени около 15 млн лет (от середины оксфорда до конца титона). Низкие скорости седиментации (около 1–1,5 мм в 1000 лет), а также тесная связь их с

Рис. 4. Некоторые характерные виды радиолярий из Беневского разреза (Сихотэ-Алинь).

1 – *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak), обр. Бе-12; 2 – *Transhsuum maxwelli* gr. (Pessagno), обр. Бе-15; 3 – *Wrangellium puga* (Schaaf), обр. Бе-10; 4 – *Archaeodictyomitra minoensis* (Mizutani), обр. Бе-15; 5 – *Pseudodictyomitra* ex gr. *nuda* Shaaf, обр. Бе-15; 6 – *Ristola cretacea* (Baumgartner), обр. Бе-10; 7 – *Eucyrtidiellum pyramis* (Aita), обр. Бе-7; 8 – *Mirifusus dianae minor* Baumgartner, обр. Бе-15А; 9 – *Thanarla pulchra* (Squinabol), обр. Бе-2; 10 – *Parvicingula cosmoconica* (Foreman), обр. Бе-2; 11 – *Protunuma japonicus* Matsuoka et Yao, обр. Бе-7; 12 – *Wrangellium depressum* (Baumgartner), обр. Бе-14; 13 – *Archaeodictyomitra* cf. *suzukii* Aita, обр. Бе-15; 14 – *Cinguloturris cylindra* Kemkin et Rudenko, обр. Бе-15; 15 – *Sethocapsa* cf. *funatoensis* Aita, обр. Бе-7; 16 – *Spongocapsula perampla* (Rust), обр. Бе-12; 17 – *Paronaella* cf. *mulleri* Pessagno, обр. Бе-15; 18 – *Williriedellum carpathicum* Dumitrica, обр. Бе-7. Маркер для: 8 – 35 мк; 16, 17 – 30 мк; 5, 13, 15 – 25 мк; 1, 2, 6, 10, 14 – 20 мк; 3, 4, 9, 11, 12, 18 – 15 мк; 7 – 10 мк.

Таблица 4. Видовой состав радиоларий из верхней части пачки кремнистых аргиллитов и нижней части пачки аргиллитов на правом берегу р. Беневки и их возрастное распространение [по данным 1, 2, 11–13, 20, 21, 24, 26, 27 и др.].

Обр. Бе-4, Бе-3*	oxf	kim	tit	ber	val	haut
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust)						
<i>Archaeodictyomitra ex gr. apiarium</i> (Rust)						
<i>Archaeodictyomitra ex gr. vulgaris</i> Pessagno		←				
<i>Cinguloturris cf. cylindra</i> Kemkin et Rudenko	←	←	←	←	←	←
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko	←	←	←	←	←	←
<i>Cinguloturris primorika</i> Kemkin et Taketani		←	←	←	←	←
<i>Hsuum cuestaense</i> Pessagno		←	←	←	←	←
<i>Mirifusus cf. diana minor</i> Baumgartner	←	←	←	←	←	←
<i>Obesacapsula cetia</i> (Foreman)	←	←	←	←	←	←
<i>Obesacapsula cf. cetia</i> (Foreman)	←	←	←	←	←	←
<i>Obesacapsula verbana</i> (Parona)		←	←	←	←	←
<i>Obesacapsula cf. verbana</i> (Parona)		←	←	←	←	←
<i>Obesacapsula</i> sp.						
<i>Paronaella</i> sp.						
<i>Parvingula boesii gr.</i> (Parona)	←	←	←	←	←	←
<i>Parvingula cf. cosmoconica</i> (Foreman)				←	←	←
<i>Parvingula mashitaensis</i> Mizutani					←	←
<i>Parvingula cf. mashitaensis</i> Mizutani					←	←
<i>Parvingula</i> sp.						
<i>Podobursa</i> sp.						
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Loznyiak)			←	←	←	←
<i>Pseudodictyomitra cf. carpatica</i> (Loznyiak)			←	←	←	←
<i>Pseudodictyomitra ex gr. leptoconica</i> (Foreman)	←	←	←	←	←	←
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.						
<i>Ristola cretacea</i> (Baumgartner)			←	←	←	←
<i>Sethocapsa</i> sp.						
<i>Stichocapsa cf. altiforamina</i> Tumanda		←	←	←	←	←
<i>Stichomitra cf. doliolum</i> Aita			←	←	←	←
<i>Stichomitra ex gr. mediocris</i> (Tan)						
<i>Stichomitra japonica</i> (Nakaseko & Nishimura)						
<i>Thanarla ex gr. brouweri</i> (Tan)						
<i>Tritrabs</i> sp.						
<i>Wrangellium depressum</i> (Baumgartner)			←	←	←	←
<i>Wrangellium cf. depressum</i> (Baumgartner)			←	←	←	←
<i>Xitus spicularius</i> (Aliev)	←	←	←	←	←	←
<i>Xitus</i> sp.						

† ðèì à-àí èà. *Места отбора проб указаны на рис. 3.

океаническими толеитами СОХ-типа указывает на то, что накопление их осуществлялось в пелагической части палеоокеана, с глубинами, большими уровня карбонатной компенсации.

Вверх по разрезу кремни плавно и постепенно сменяются кремнистыми аргиллитами, аргиллитами и, далее, алевролитами, что указывает на последовательную смену пелагической обстановки осадконакопления гемипелагической и, затем, окраинно-океанической. Таким образом, в пределах рассматриваемого района обнажается фрагмент первичного разреза осадочного чехла палеоокеанической плиты, накопившегося в ходе перемещения ее от зоны спрединга до зоны субдукции и аккрецированного в позднеюрско-раннемеловую призму Сихотэ-Алиня. Возраст па-

леоокеанических образований изменяется от оксфорда поздней юры до среднего берриаса раннего мела. Возраст перекрывающих их терригенных пород – поздний берриас–поздний валанжин. Это означает, что в валанжинское время данный участок палеоокеанической плиты достиг зоны конвергенции и, следовательно, аккреция его осуществлялась в постваланжинское время (конец валанжина–начало готерива).

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 02-05-64038) и ДВО РАН (грант № 04-3-А-08-030).

Таблица 5. Видовой состав радиолярий из верхней части пачки аргиллитов и алевролитов на правобережье р. Беневки и их возрастное распространение [по данным 1, 2, 11, 12, 13, 20, 21, 24, 26, 27 и др.].

Обр. Бе-2, Бе-1*	oxf	kim	tit	ber	val	haut
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust)						
<i>Archaeodictyomitra</i> ex gr. <i>apiarium</i> (Rust)						
<i>Archaeodictyomitra excellens</i> (Tan)			←			
<i>Archaeodictyomitra</i> cf. <i>excellens</i> (Tan)			←			
<i>Archaeodictyomitra</i> ex gr. <i>vulgaris</i> Pessagno		←				
<i>Cinguloturris</i> cf. <i>cylindra</i> Kemkin et Rudenko	←	←				→
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko	←	←				→
<i>Mirifusus</i> cf. <i>dianae minor</i> Baumgartner	←					→
<i>Obesacapsula</i> sp.						
<i>Parvicingula boesii</i> gr. (Parona)	←					
<i>Parvicingula cosmoconica</i> (Foreman)				←		
<i>Parvicingula</i> cf. <i>cosmoconica</i> (Foreman)				←		
<i>Parvicingula</i> sp.						
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)				←		
<i>Pseudodictyomitra</i> cf. <i>carpatica</i> (Lozyniak)				←		
<i>Pseudodictyomitra</i> ex gr. <i>nuda</i> Shaaf	←					
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.						
<i>Sethocapsa</i> cf. <i>pseudouterculus</i> Aita		←				→
<i>Sethocapsa</i> sp.						
<i>Stichocapsa</i> cf. <i>altiforamina</i> Tumanda			←			
<i>Stylosphaera</i> (?) cf. <i>macroxiphus</i> (Rust)				←		
<i>Thanarla</i> ex gr. <i>brouweri</i> (Tan)						
<i>Thanarla pulchra</i> (Squinabol)					←	
<i>Thanarla</i> cf. <i>pulchra</i> (Squinabol)					←	
<i>Tritrabs</i> sp.						
<i>Wrangellium puga</i> (Schaaf)				←		
<i>Wrangellium depressum</i> (Baumgartner)				←		→
<i>Wrangellium</i> cf. <i>depressum</i> (Baumgartner)				←		→
<i>Xitus spicularius</i> (Aliev)		←				
<i>Xitus</i> sp.						

† ðèì à:àí èà. *Места отбора проб указаны на рис. 3.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кемкин И.В., Руденко В.С. Новые представители рода *Cinguloturris* (радиолярии) в мезозойских отложениях Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1993. № 6. С. 110–121.
2. Кемкин И.В., Кемкина Р.А. Юрско-раннемеловая биостратиграфия кремнистых и терригенных отложений Дальнегорского рудного района (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 1. С. 59–76.
3. Кемкин И.В., Кемкина Р.А. Таухинский терреин Южного Сихотэ-Алиня: строение и условия формирования // Геотектоника. 2000. № 5. С. 71–79.
4. Кемкин И.В. Аккреционные призмы Сихотэ-Алиня и основные события геологической эволюции Япономорского региона в мезозое: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 2003. 52 с.
5. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Кемкин И.В. Базальты эрдагоуской свиты Приморья и их геодинамическая позиция // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 82 – 89.
6. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корьяско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с. (Труды ГИН; Вып. 479).
7. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Алексютин М.В., Паланджян С.А., Худoley А.К. Особенности строения палеоаккреционных призм на примере п-ова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 6. С. 807–811.
8. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в позднем палеозое и мезозое: Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 56 с.
9. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое – раннем мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. М.: Наука, 1989. С. 218–255.
10. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 99–116.
11. Aita Y., Okada H. Radiolarians and calcareous nannofossils from the uppermost Jurassic and Lower Cretaceous strata of Japan and Tethyan regions // Micropaleontology. 1986. V. 32, N 2. P. 97–128.
12. Aita Y. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy of Shikoku with reference to selected section

- in Lombardy Basin and Sicily // *Tohoku Univ., Sci. Rep. 2nd Ser. (Geol.)*. 1987. V. 58, N 1. P. 1–91.
13. Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S., Urquhart E., Pillevuit A., De Wever P. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. /*Mem. Geol. (Lausanne)*. 1995. N. 23. 1172 p.
 14. Hashimoto Y., Kimura G. Underplating process from melange formation to duplexing: example from the Cretaceous Shimanto Belt, Kii Peninsula, southwest Japan // *Tectonics*. 1999. V. 18, N 1. P. 92–107.
 15. Kemkin I.V., Kemkina R.A. Radiolarian biostratigraphy of the Jurassic-Early Cretaceous chert-clastic sequence in the Taukha Terrane (South Sikhote-Alin, Russia) // *Geodiversitas*. 1999. V. 21, N 4. P. 675–685.
 16. Kemkin I.V., Kametaka M., Kojima S. Radiolarian biostratigraphy for transitional facies of chert-clastic sequence of the Taukha terrane in the Koreyskaya River area, Southern Sikhote-Alin, Russia // *The Journal of Earth and Planetary Sciences of Nagoya University*. 1999. V. 46. P. 29–47.
 17. Kemkin I.V., Kemkina R.A. Structure and genesis of the Taukha Mesozoic accretionary prism (Southern Sikhote-Alin, Russia) // *Geodiversitas*. 2000. V. 22, N 4. P. 481–491.
 18. Kimura G., Mukai A. Underplated units in an accretionary complex: melange of the Shimanto belt of eastern Shikoku, Southwest Japan // *Tectonics*. 1991. V. 10, N 1. P. 31–50.
 19. Kimura K. Offscraping, underplating and out-of-sequence thrusting process of an accretionary prism: on-land example from the Mino-Tamba Belt, central Japan // *Bulletin of the Geological Survey of Japan*. 1997. V. 48, N 6. P. 313–337.
 20. Matsuoka A., Yao A. Latest Jurassic Radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan // *Jour. of Geosci., Osaka city Univ.*, 1985. VI. 28. Art. 5. P. 125–145.
 21. Matsuoka A. Jurassic and Early Cretaceous Radiolarians from Leg. 128, Sites 800 and 801, Western Pacific ocean // *Proc. Ocean Drill. Prog., Scien. Res.* 1992. V. 129. P. 203–220.
 22. Matsuoka A. Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific // *Island Arc*. 1995. V. 4. P. 140–153.
 23. Matsuoka A., Yang Q., Kobayashi K., Takei M., Nagahashi T., Zeng Q., Wang Y. Jurassic-Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary environments of the Ceno-Tethys: records from the Xialu Chert in the Yarlung-Zangbo Suture Zone, southern Tibet // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2002. V. 20. P. 277–287.
 24. Mizutani S. A Jurassic formation in the Hida-Kanayama area, Central Japan // *Bulletin of the Mizunami Fossil Museum*. 1981. N 8. P. 147–190.
 25. Moore J. C., Byrne T. Thickening of fault zones: A mechanism of melange formation in accreting sediments // *Geology*. 1987. V. 15. P. 1040–1043.
 26. Pessagno E.A. Jr. Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges // *Micro-paleontol.* 1977. V. 23. P. 56–113.
 27. Schaaf A. Late Early Cretaceous Radiolaria from the Deep Sea Drilling Project. Leg. 62. /Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Thiede I., Vallier T.L. et. al. (eds.). U.S. Gov. Print. Office. Washington, 1981. V.62. P. 419–470.

Поступила в редакцию 13 февраля 2004 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

I.V.Kemkin, R.A. Kemkina

The structure and the age of cherty-terrigenous deposits of the Taukha terrane lower structural unit (South Sikhote-Alin)

The paper presents specified data on the structure and the age of sedimentary formations of the Taukha terrane lower structural unit. Based on the results of lithological and biostratigraphic research, it is established that the Erdagou unit represents a fragment of the deformed primary cross-section of the old oceanic plate sedimentary cover involving all lithological deposits, from pelagic (cherts and clay cherts) and hemipelagic (siliceous mudstone) to marginal oceanic (mudstone, siltstone and turbidites). The age of the cherty part embraces a time interval from the Middle Oxfordian to the late Late Tithonian. The transitive layers between the cherty and the terrigenous rocks, namely, siliceous mudstones are Early-Middle Berriasian in age. The terrigenous part of the cross-section is characterized by Late Berriasian - Late Valanginian microfauna. Taking into account the age data obtained, it is possible to conclude that accretion of the given part of the paleoceanic plate occurred in post-Valanginian time (end of Valanginian - beginning of Hauterivian).

**ПАРАГЕНЕЗИСЫ МАРГАНЦЕВЫХ МИНЕРАЛОВ – ПОКАЗАТЕЛИ
ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА
МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

В.Т. Казаченко, В.В. Киселев

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Рассмотрены фазовые взаимоотношения в системе $MnO-FeO-SiO_2-O_2$. На диаграмме $\log f_{O_2}-T$ выделено пять полей (ограниченных линиями равновесий оксидов марганца и железа), которым отвечают пять минеральных фаций (в порядке возрастания фугитивности кислорода): манганозит-магнетитовая, гаусманит-магнетитовая, гаусманит-гематитовая, биксбиит-гематитовая и пиролюзит-гематитовая. Минеральные фации подразделены на субфации с использованием равновесий оксидов и силикатов марганца и железа.

Фугитивность кислорода при метаморфизме и, таким образом, фациальная принадлежность марганцевых руд и богатых марганцем пород в общем случае определяется количественным соотношением марганца, железа и кремния, а также степенью окисленности исходных отложений.

Одним из важнейших аспектов изучения генезиса метаморфизованных осадочных и гидротермально-осадочных марганцевых и иных, содержащих марганцевые минералы, месторождений является выяснение режима фугитивности кислорода при метаморфизме и его влияния на минералогию и минеральные ассоциации руд. Для решения этих задач авторами в данной статье предлагается система минеральных фаций и субфаций, позволяющая сопоставлять минеральные ассоциации марганцевых руд по фугитивности кислорода. Кроме того, рассмотрены возможные способы определения обстановки (пелагической, окраинноморской и др.), в которой происходило накопление исходных металлоносных отложений.

Ключевые слова: марганцевые руды, метаморфизм, ассоциации, фугитивность кислорода, минеральные фации.

ВВЕДЕНИЕ

Одним из важнейших аспектов изучения генезиса метаморфизованных осадочных и гидротермально-осадочных марганцевых и иных, содержащих марганцевые минералы, месторождений является выяснение режима фугитивности кислорода при метаморфизме и его влияния на минералогию и минеральные ассоциации руд. Количественное определение фугитивности кислорода связано с определенными трудностями из-за отсутствия или недостоверности термодинамических данных для многих марганцевых минералов, особенно силикатов и алюмосиликатов, а также изменчивости их состава в отношении многих компонентов. Авторы в данной статье предлагают систему минеральных фаций и субфаций, базирующуюся на анализе природных парагенезисов и позволяющую сопоставлять минеральные ассоциации марганцевых руд по фациальной принад-

лежности, а при известных температуре и давлении – и по окислительно-восстановительным условиям метаморфизма. Кроме того, рассмотрены возможные способы сопоставления метаморфизованных марганцевых руд по окислительно-восстановительным условиям диагенеза исходных металлоносных отложений.

**МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ ПО f_{O_2} В СИСТЕМЕ
 $MnO-FeO-O_2-SiO_2$**

Фазовые взаимоотношения в системах $MnO-O_2$ и $FeO-O_2$ в зависимости от фугитивности кислорода хорошо изучены экспериментальными методами. Положение линий равновесий минералов этих систем (манганозита, гаусманита, биксбиита и пиролюзита, а также магнетита и гематита) в координатах $\log f_{O_2}-T$, заимствованное из литературных источников [1, 7] и показанное на рис. 1 (1, 3 и 7, 8), можно использовать для выделения минеральных фаций (в

порядке возрастания f_{O_2}): манганозит-магнетитовой, гаусманит-магнетитовой, гаусманит-гематитовой, биксбиит-гематитовой и пиролюзит-гематитовой.

Верхней границей манганозит-магнетитовой фации является линия равновесия манганозита и гаусманита (рис. 1). Гаусманит-магнетитовой фации отвечает часть поля устойчивости гаусманита, ограниченная сверху линией равновесия магнетита и гематита, а гаусманит-гематитовой – остальная часть этого поля. Биксбиит-гематитовой и пиролюзит-гематитовой фациям отвечают поля устойчивости соответствующих оксидов марганца. Минеральный состав природных

ассоциаций в отношении оксидов марганца и железа (табл. 1, 2) хорошо согласуется с набором и последовательностью линий (1,3 и 7,8) на рис.1.

В системе $MnO-O_2-SiO_2$ к перечисленным выше оксидам марганца добавляются браунит, тефроит, родонит (пироксмангит) и кварц. Реакции с участием этих минералов, протекающие в кремнийсодержащих марганцевых рудах и породах с изменением фугитивности кислорода, можно определить из треугольной диаграммы $MnO-SiO_2-Mn_2O_3$, если вынести на нее природные ассоциации, как это сделано на рис. 2. Свойства этой диаграммы таковы, что треугольникам из коннод, а также коннодам на стороне $MnO-Mn_2O_3$ отвечают все возможные линии равновесий в координатах $\log f_{O_2}-T$. Из нее видно, что, наряду с упомянутыми выше линиями равновесий манганозита и гаусманита, гаусманита и биксбиита, на рис.1 должны присутствовать линии, отвечающие реакции разложения тефроита на родонит и гаусманит (6), образования браунита за счет родонита и гаусманита (5), разложения родонита на браунит и кварц (4) и браунита на биксбиит и кварц (2). Линия 2 должна располагаться в поле устойчивости биксбиита,

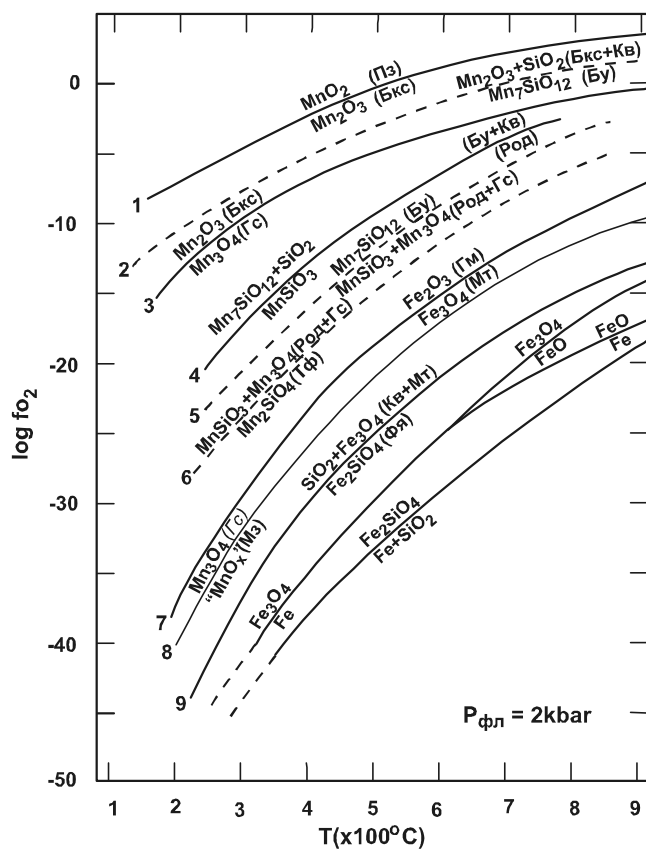


Рис. 1. Положение линий некоторых равновесий в системе $MnO-FeO-O_2-SiO_2$ на диаграмме $\log f_{O_2}-T$, по [1 и др. 7] (пояснения в тексте).

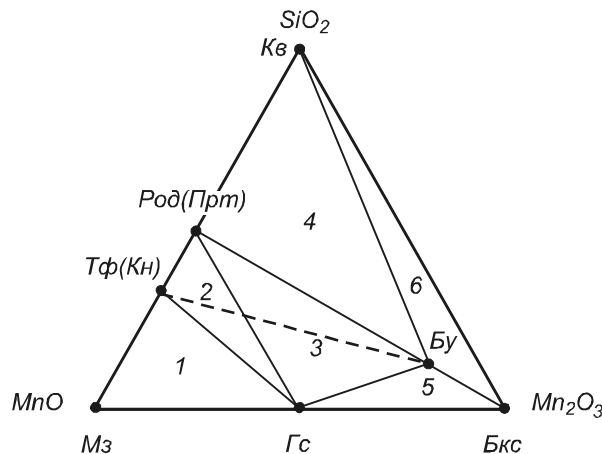


Рис. 2. Парагенезисы манганозит-магнетитовой, гаусманит-магнетитовой, гаусманит-гематитовой и биксбиит-гематитовой фаций на диаграмме $MnO-Mn_2O_3-SiO_2$ (пояснения в тексте).

Принятые сокращения: Аб – альбит, Акс – аксинит, Ал – аллеганит, Ам – амфибол, Анд – андрадит, Ап – апатит, Ард – арденнит, Би – биотит, Бкс – биксбиит, Бст – бустамит, Бт – барит, Бу – браунит, Вр – виридин, Гед – геденбергит, Гм – гематит, Глс – галаксит, Гр – гранат, Гс – гаусманит, Гх – глаукохромит, Ди – диопсид, Ка – карбонат, Кв – кварц, Кн – кнебелит, Кпи – клинопироксен, Кпш – калиевый полевоый шпат, Мз – манганозит, Мнф – манганofilлит, Мт – магнетит, Му – мусковит, Опи – ортопироксен, Пе – пьомонтит, Пек – пектолит, Пз – пиролюзит, Пи – пироксен, Пл – плагиоклаз, Пм – пумпеллиит, Пр – пренит, Прт – пироксмангит, Прс – пиросмалит, Прф – пирофанит, Пс – парсеттенсит, Род – родонит, Рх – родохрозит, Сл – слюда, Сн – сонолит, Сс – сюрсассит, Ср – серицит, Спес – спессартин, Тир – тиродит, Тл – тальк, Тр – тремолит, Тф – тефроит, Тц – тинценит, Фг – флогопит, Фд – фриделит, Фл – флюорит, Фн – фенгит, Фя – фаялит, Хл – хлорит, Як – яковсит, р-р – раствор, f – фугитивность, $P_{фл}$ – флюидное давление, T – температура, X – мольная доля.

так как этот минерал участвует в соответствующем равновесии. Ее положение для давления 1 кбар рассчитано С. Дасгуптой с соавторами [17] (рис. 3) и удовлетворяет этому условию. Линии реакций 4, 5 и 6 должны располагаться в поле устойчивости гаусманита, в показанной на рисунке 1 последовательности. У некоторых авторов [13] на подобной диаграмме показана линия равновесия родонита с гаусманитом и кварцем и совпадающая с ней линия равновесия тефроита с гаусманитом и кварцем, которые на самом деле метастабильны. Этим линиям на рисунке 2 должны были бы отвечать треугольники "родонит-гаусманит-кварц" и "тефроит-гаусманит-кварц". Однако обзор литературных данных свидетельствует о том, что в реальных условиях ассоциации "гаусманит + кварц", "гаусманит + родонит + кварц", "тефроит + кварц" и "тефроит + гаусманит + кварц" неустойчивы. Вместо них присутствуют ассоциации "родонит + гаусманит + тефроит" и "родонит + браунит + кварц". Поэтому можно утверждать, что в результате разложения тефроита образуются не родонит и кварц, а родонит и гаусманит, а при разложении ро-

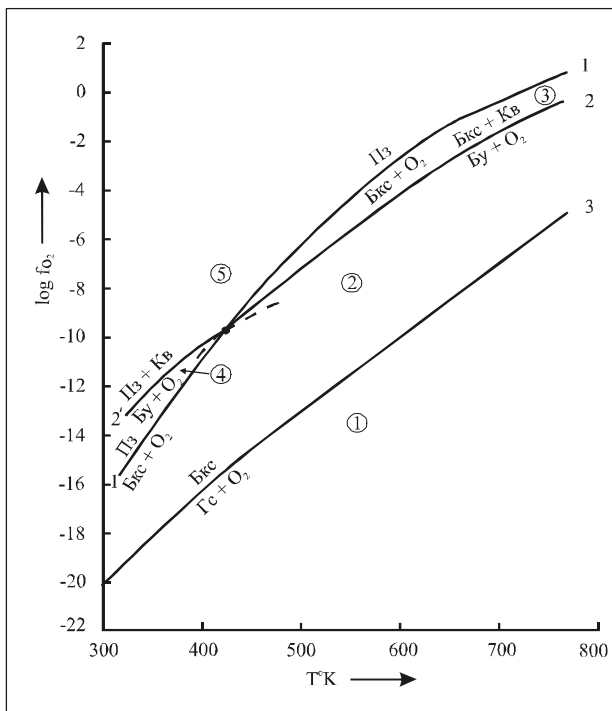


Рис. 3. Расположение линий некоторых равновесий в области высокой f_{O_2} при общем давлении 1 кбар, по данным С. Дасгупты с соавторами [17].

Цифры в кружках: 1 – гаусманит-гемаитовая фация; 2, 3 – браунит-биксбиитовая (2) и биксбиит-кварцевая (3) субфации биксбиит-гемаитовой фации; 4, 5 – браунит-пирролюзитовая (4) и пирролюзит-кварцевая (5) субфации пирролюзит-гемаитовой фации.

донита вместо гаусманит-кварцевой ассоциации возникает браунит-кварцевая.

Две альтернативные конноды (рис. 2) "родонит-гаусманит" и "тефроит-браунит" (показана пунктиром) свидетельствуют о существовании в координатах $\log f_{O_2} - T$ линий равновесий "тефроит + $O_2 \leftrightarrow$ родонит + гаусманит", "родонит + гаусманит + $O_2 \leftrightarrow$ браунит" или (вместо них) "тефроит + гаусманит + $O_2 \leftrightarrow$ браунит" и "тефроит + $O_2 \leftrightarrow$ родонит + браунит", соответственно. Таким образом, от того, какая ассоциация – родонит-гаусманитовая или тефроит-браунитовая – устойчива в природных условиях, существенно зависит последовательность химических превращений с возрастанием фугитивности кислорода (тефроит \rightarrow гаусманит + родонит, родонит + гаусманит \rightarrow браунит, родонит \rightarrow браунит + кварц или гаусманит + тефроит \rightarrow браунит, тефроит \rightarrow браунит + родонит, родонит \rightarrow браунит + кварц, соответственно). Можно считать достоверно установленным существование родонит-гаусманитовой ассоциации – она распространена в марганцевых рудах Индии, Альп [26], Австралии [11] и других регионов (табл. 2). Тефроит-браунитовая ассоциация, согласно И. Абс-Вюрмбаха с соавторами [5], почти никогда не встречается в природных образованиях, за исключением марганцевых руд Пароса (Греция). Ее существование можно объяснить только выклиниванием поля родонит-гаусманитовой ассоциации с изменением температуры или давления, то есть наличием неинвариантной точки в координатах $\log f_{O_2} - T$ или $\log f_{O_2} - P$. Согласно более поздним исследованиям И. Абс-Вюрмбаха и Т. Петерса [6], такая точка существует в области относительно высокого давления (рис. 4). Если это так, то последнее при умеренной температуре превышает 3 кбар (и, вероятно, значительно), потому что в марганцевых рудах Альп при этом давлении и температуре $420^\circ C$ еще устойчива родонит-гаусманитовая ассоциация [26]. Однако правильность выделения парагенезисов марганцевых руд Пароса [5, 24] и, таким образом, существование тефроит-браунитовой ассоциации, по меньшей мере, вызывает сомнение хотя бы потому, что наряду с последней указывалась тефроит-кварцевая. Ее присутствие означает распад родонита на тефроит и кварц с изменением температуры или давления, что противоречит как эмпирическому материалу, так и экспериментальным данным [8, 19, 23, и др.].

Линии равновесий с участием кремнийсодержащих минералов можно использовать для выделения субфаций. На диаграмме (рис. 2) видны парагенезисы манганозит-магнетитовой, гаусманит-магнетитовой, гаусманит-гемаитовой и биксбиит-гема-

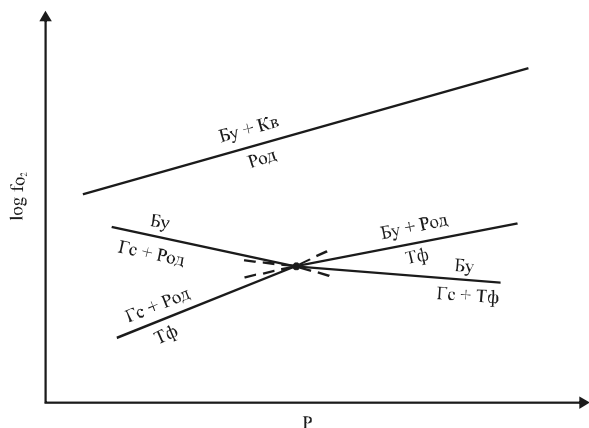


Рис 4. Схематическая изотермическая диаграмма $\log f_{O_2}$ - P для части системы $Mn-Si-O$, по И. Абс-Вюрмбаху [6].

титовой фаций при относительно невысоком (≤ 3 кбар) давлении. Конноды "манганозит-гаусманит", "гаусманит-биксбиит" и, соответственно, треугольники 1 и 5 отвечают линиям равновесий 8 и 3 на рис. 1.

Таким образом, манганозит-гаусманитовая (\pm тефроит, кнебелит) и гаусманит-биксбиитовая (\pm браунит) ассоциации являются показателями граничных по f_{O_2} условий между манганозит-магнетитовой и гаусманит-магнетитовой, гаусманит-гематитовой и биксбиит-гематитовой фациями, соответственно.

Точке манганозита отвечает весь интервал f_{O_2} в пределах манганозит-магнетитовой фации, точке гаусманита – в пределах гаусманит-магнетитовой и гаусманит-гематитовой фаций, а точке биксбиита – в пределах биксбиит-гематитовой фации.

К манганозит-магнетитовой фации относятся парагенезисы " $MnO-SiO_2$ " – стороны диаграммы. В ней можно выделить две субфации – фаялитовую и кварц-магнетитовую, границей которых является линия 9 (рис. 1) распада фаялита на магнетит и кварц. Гаусманит-магнетитовой фации отвечают конноды "гаусманит-тефроит", "тефроит-родонит (пироксмангит)" и "родонит (пироксмангит)-кварц".

В гаусманит-гематитовой фации можно выделить четыре субфации – родонит-тефроитовую, родонит-гаусманитовую, родонит-браунитовую и браунит-кварцевую, которым на рис. 1 отвечают поля между линиями 7 и 6, 6 и 5, 5 и 4, 4 и 3, соответственно. На рисунке 2 границе между родонит-тефроитовой и родонит-гаусманитовой субфациями соответствует гаусманит-тефроит-родонитовая (пироксмангитовая) ассоциация (2), между родонит-гаусманитовой и родонит-браунитовой – родонит (пироксмангит)-гаусманит-браунитовая (3), а между родонит-

браунитовой и браунит-кварцевой – родонит (пироксмангит)-браунит-кварцевая (4).

Родонит-тефроитовой субфации отвечают те же парагенезисы, что и гаусманит-магнетитовой фации.

К родонит-гаусманитовой субфации относятся гаусманит-родонитовая (пироксмангитовая) и родонит (пироксмангит)-кварцевая ассоциации, к родонит-браунитовой – гаусманит-браунитовая, родонит (пироксмангит)-браунитовая и родонит (пироксмангит)-кварцевая. Браунит-кварцевой субфации отвечают парагенезисы "браунит + гаусманит" и "браунит + кварц".

В биксбиит-гематитовой фации можно выделить две субфации – браунит-биксбиитовую и биксбиит-кварцевую. Первой субфации на рис. 2 отвечают конноды "биксбиит-браунит" и "браунит-кварц", второй – "биксбиит-кварц", а границе между этими субфациями – треугольник 6, которому соответствует линия 2 (на рис. 1) распада браунита на биксбиит и кварц.

В марганцевых рудах Индии присутствуют ассоциации так называемых "хлоритовой" и "биотитовой" ступеней метаморфизма (табл. 2), содержащие одновременно пирролюзит и браунит, что, согласно взаимному расположению линий равновесий 1 и 2 на рис. 1, невозможно. Это противоречие можно объяснить экзогенной природой пирролюзита. Однако присутствие в парагенезисах "хлоритовой" ступени пирролюзита при отсутствии биксбиита делает более вероятным предположение о выклинивании поля устойчивости последнего, то есть о существовании неинвариантной точки в области относительно низких значений температуры. В результате этого линия равновесия "браунит \leftrightarrow биксбиит+кварц" (2 на рис. 1) в низкотемпературной области становится метастабильной. Вместо неё стабильна линия равновесия "браунит \leftrightarrow пирролюзит+кварц". Соответственно, и браунит в этой области распадается не на биксбиит и кварц, а на пирролюзит и кварц. Наличие такой неинвариантной точки ($127^\circ C$, $\log f_{O_2} = -9,8$, $P=1$ кбар) и положение связанных с нею линий равновесий определены с помощью термодинамических расчетов С. Дасгуптой с соавторами [17] (рис. 3). Эти линии не показаны на рис. 1, так как температурные условия их стабильности при невысоком давлении отвечают диагенезу и начальным стадиям метаморфизма.

Таким образом, в пирролюзит-гематитовой фации можно выделить две субфации в порядке возрастания f_{O_2} (рис. 3) – браунит-пирролюзитовую, только в области невысоких значений температуры (поле 4), и пирролюзит-кварцевую (поле 5), границей между которыми является линия распада браунита на пирролюзит и кварц (2').

В железосодержащей системе в перечисленных выше парагенезисах могут присутствовать магнетит или гематит (в зависимости от фациальной принадлежности), а также якобит. Из диаграммы (рис. 5), базирующейся на природных парагенезисах (см. табл. 2) и обладающей теми же свойствами, что и диаграмма (рис. 2), видно, что якобит образуется в результате реакции "магнетит+манганозит+O₂ → якобит" (треугольник 2). Возможными реакциями распада якобита являются следующие: якобит+O₂ → гаусманит+гематит, якобит+O₂ → гематит+биксбиит или якобит+O₂ → гематит+пирролизит. Последнюю реакцию следует сразу исключить, поскольку в природе распространены гематит-гаусманитовая и якобит-гематит-гаусманитовая ассоциации (табл. 2), присутствие которых свидетельствует о разложении якобита на гематит и гаусманит, и, кроме того, для марганцевых руд Намибии и Бразилии указывалась альтернативная им ассоциация якобита, биксбиита и гаусманита [12, 31]. Эти сведения о присутствии в природных образованиях альтернативных ассоциаций, отвечающих реакциям разложения якобита на гаусманит и гематит, гаусманит и биксбиит, означают или существование невариантной точки, или неправомерность выделения якобит-биксбиит-гаусманитовой ассоциации. Последнее предположение представляется наиболее вероятным, так как известно, что гаусманит-гематитовая ассоциация устойчива в широком диапазоне температуры и давления [11, 16, 17]. Якобит встречается в парагенезисах кварц-магнетитовой субфации и гаусманит-гематитовой фации (табл. 2), почти до верхней границы последней (парагенезис Як+Бу+Кв), или, возможно, даже в ассоциациях браунит-биксбиитовой субфации. Этот минерал с повышением f_{O_2} сменяет устойчивый в условиях фаялитовой субфации парагенезис манганозита и магнетита в результате реакции $Mz+Mt+O_2 \rightarrow Як$, а в поле браунит-кварцевой, а при определенных условиях, возможно, в поле браунит-биксбиитовой субфации распадается на гаусманит и гематит ($Як+O_2 \rightarrow Гс+Гм$) или на биксбиит и гематит, соответственно.

Гаусманит-гематитовая ассоциация, как следует из сказанного выше, устойчива в узком поле, ограниченном снизу линией распада якобита на гаусманит и гематит, а сверху – линией равновесия гаусманита и биксбиита. Ее присутствие является показателем высокой фугитивности кислорода (браунит-кварцевая субфация). В природе эта ассоциация, в отличие от браунит-гематитовой, встречается относительно редко.

Родонит-магнетитовая ассоциация в условиях фаялитовой субфации вероятно является "запрещен-

ной". Это связано с устойчивостью полного ряда составов кнебелита (от тефроита до фаялита) и, соответственно, ассоциаций "фаялит (манганфаялит)-пироксеноид" и "фаялит (манганфаялит)-магнетит". В связи с этим оказывается "разрешенной" и ассоциация "фаялит-пироксеноид-кварц".

Распад фаялита на границе фаялитовой и кварц-магнетитовой субфаций приводит к появлению сначала ассоциаций "кварц-манганфаялит-магнетит" и "кварц-манганфаялит-пироксеноид". По мере дальнейшего возрастания фугитивности кислорода возрастает марганцовистость минералов и уменьшается поле последней ассоциации вплоть до ее исчезновения, в результате чего становится устойчивым парагенезис кварца, родонита и магнетита, а также родонита, кнебелита и магнетита (вплоть до границы гаусманит-магнетитовой и гаусманит-гематитовой фаций).

Фазовые взаимоотношения оксидов марганца и железа показаны на диаграмме (рис. 5), построенной с учетом природных ассоциаций. Путем ее сопоставления с диаграммой (рис. 1) можно убедиться, что нижней части манганозит-магнетитовой фации (фаялитовой и части кварц-магнетитовой субфаций) отвечает коннода "манганозит-магнетит", верхней части – конноды "якобит-манганозит" и "якобит-магнетит", а границе между ними – треугольник "манганозит-магнетит-якобит" (2). Граничным условиям манганозит-магнетитовой и гаусманит-магнетитовой фаций соответствует ассоциация "манганозит+гаусманит ±якобит" (4).

К гаусманит-магнетитовой фации относятся конноды "якобит-гаусманит" и "якобит-магнетит". Ее верхняя граница представлена треугольником "магнетит-гематит±якобит" (3).

Гаусманит-гематитовая фация представлена коннодами "якобит-гематит" и "якобит-гаусманит"

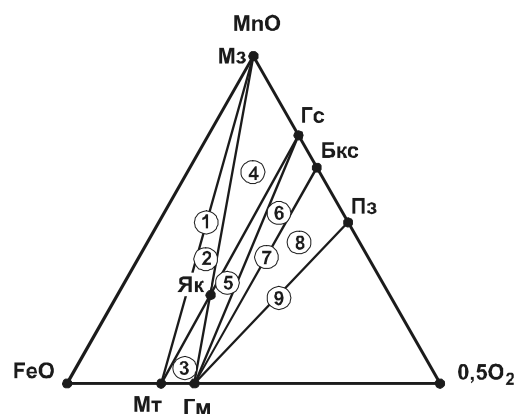


Рис. 5. Фазовые взаимоотношения оксидов марганца и железа (пояснения в тексте).

(вплоть до верхней части браунит-кварцевой субфации), а также коннодой "гаусманит-гематит" (верхняя часть браунит-кварцевой субфации). Верхней границе устойчивости якобитсодержащих парагенезисов отвечает треугольник "якобит-гаусманит-гематит" (5).

Граничным условиям гаусманит-гематитовой и биксбиит-гематитовой фаций соответствует ассоциация "гаусманит+биксбиит±гематит" (6).

Биксбиит-гематитовой и пиролюзит-гематитовой фациям отвечают одноименные конноды, а границе между ними – ассоциация "пиролюзит+биксбиит±гематит"(8).

Следует заметить, что в области с относительно высоким отношением марганца к железу (выше линии, проходящей через точки "0,5O₂" и "Як") гаусманит-магнетитовая и гаусманит-гематитовая фации представлены одной и той же коннодой – "якобит-гаусманит". Соответственно, отсутствует и треугольник, отвечающий границе этих фаций. В области с низким отношением манганозит-магнетитовая и гаусманит-магнетитовая фации также представлены одной коннодой – "якобит-магнетит". Это означает, что в данной системе нет устойчивых ассоциаций, позволяющих различать гаусманит-магнетитовую и гаусманит-гематитовую фации, с одной стороны, и манганозит-магнетитовую и гаусманит-магнетитовую – с другой, в соответствующих областях состава.

Парагенезисы выделенных фаций и субфаций приведены в таблице 1. Как видно из таблицы 2, среди большого количества помещенных в ней парагенезисов нет запрещенных ассоциаций, что свидетельствует о том, что минеральные фации, субфации и свойственные им парагенезисы выделены правильно.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ПРИЗНАКИ ФАЦИАЛЬНОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Существенную помощь в определении фациальной принадлежности пород и руд при отсутствии "индикаторных" ассоциаций могут оказать такие признаки, как присутствие силикатов или алюмосиликатов трехвалентного железа, уровень содержания в силикатах и алюмосиликатах двухвалентного железа, двух-, и трехвалентного марганца, присутствие в ассоциациях силикатов и алюмосиликатов Mn²⁺, Mn²⁺ и Mn³⁺ или только Mn³⁺, присутствие магнетита, якобсита и уровень содержания в магнетите якобитового, а в якобите – магнетитового или гаусманитового минералов, присутствие сульфидов или сульфатов. Чтобы можно было использовать эти признаки, необходимо увязать их с приведенной выше схемой фаций и субфаций. Это можно сделать на основе некоторых рассуждений, эмпирического материала по

природным ассоциациям и составам минералов, а также путем использования некоторых ранее опубликованных материалов авторы.

Можно принять без большой ошибки, что силикаты двухвалентного железа нестабильны выше линии распада геденбергита на андрадит, магнетит и кварц в соответствии с реакцией: $9 \text{CaFeSi}_2\text{O}_6(\text{Гед}) + 29 \text{O}_2(\text{p-p}) \rightarrow 3 \text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{Анд}) + \text{Fe}_3\text{O}_4(\text{Мт}) + 9 \text{SiO}_2(\text{Кв})$. Эта линия должна располагаться в поле кварц-магнетитовой субфации (рис. 1). Ее положение в координатах $\log f_{\text{O}_2}$ -Т намечено В.И. Густавсоном и В.Г. Эрнстом [1] экспериментально (рис. 6, а). Ими же приблизительно ооконтурена область устойчивости андрадит-геденбергитовой ассоциации (рис. 6, б). Сравнение рисунков показывает, что парагенезис "андрадит + геденбергит" устойчив только в пределах нижней части поля кварц-магнетитовой и в са-

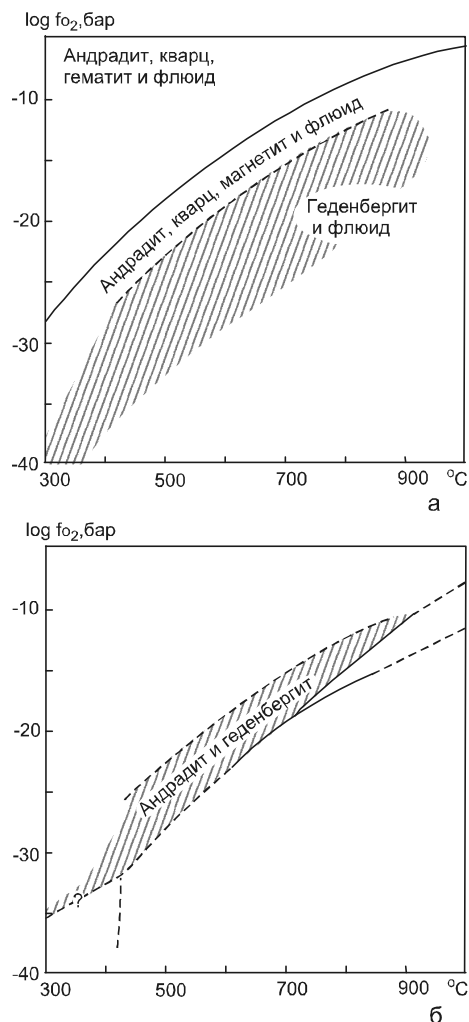


Рис. 6. Предполагаемое положение линии равновесия "Гед↔Анд+Мт+Кв" (а) и область устойчивости геденбергит-андрадитовой ассоциации (б) в координатах $\log f_{\text{O}_2}$ – Т [1].

Таблица 1. Минеральные фации по f_{O_2} системы $MnO - FeO - O_2 - SiO_2$.

Фация	Субфация	Ассоциации
Манганозит-магнетитовая	Фаялитовая	Манганозит + магнетит; манганозит + тефроит (Кн) (\pm Мт); тефроит (Кн)+ родонит (Прт); <i>фаялит + пироксмангит + кварц</i> ; родонит (Прт) + кварц; манганфаялит (Фя) + магнетит.
	Магнетит- кварцевая низ верх	Фя+Мт+Кв манганозит (\pm Мт); манганозит + кнебелит (\pm Мт); <i>кварц + манганфаялит + магнетит</i> ; <i>кварц + пироксмангит +манганфаялит</i> ; тефроит (Кн) + родонит (Прт); родонит + кварц; Мз + Мт + Як \pmТф <i>манганозит + яacobсит</i> ; манганозит + тефроит (Кн) (\pm Як); тефроит (Кн) + родонит (Прт) (\pm Як, \pm Мт); родонит (Прт) + кварц (\pm Мт, \pm Як).
Гаусманит-магнетитовая	-	Мз + Гс (\pmЯк, \pm Тф) гаусманит (\pm Як); гаусманит + тефроит (\pm Як); тефроит + родонит (\pm Мт, \pm Як); родонит + кварц (\pm Мт, \pm Як).
Гаусманит-гематитовая	Родонит-тефроитовая	Мт + Гм (\pm Як, \pm Тф, \pm Род; \pm Як, \pm Род, \pm Кв) гаусманит (\pm Як); гаусманит + тефроит (\pm Як); <i>тефроит + родонит+яacobсит+гематит</i> ; родонит +кварц (\pm Як, \pm Гм).
	Родонит-гаусманитовая	Тф + Род + Гс (\pm Як) гаусманит (\pm Як); <i>гаусманит + родонит (\pmЯк)</i> ; родонит +кварц (\pm Як, \pm Гм).
	Родонит-браунитовая	Род + Гс + Бу (\pm Як) гаусманит (\pm Як); гаусманит + браунит (\pm Як); <i>родонит + браунит (\pmЯк, \pmГм)</i> ; родонит + кварц (\pm Як, \pm Гм).
	Браунит-кварцевая низ верх	Род + Бу + Кв (\pm Як, \pm Гм) гаусманит (\pm Як); браунит + гаусманит (\pm Як); браунит (\pm Як, \pm Гм); <i>браунит + кварц +яacobсит(\pmем)</i> ; Як + Гс + Гм (\pm Бу) <i>гаусманит + гематит</i> ; браунит + гаусманит (\pm Гм); браунит + кварц (\pm Гм).
Биксбиит-гематитовая	Браунит-биксбиитовая	Гс + Бкс (\pm Бу, \pm Гм) <i>биксбиит+браунит (\pmГм)</i> ; <i>браунит + кварц (\pmГм)</i> .
	Биксбиит-кварцевая	Бу + Бкс +Кв (\pm Гм) биксбиит + кварц (\pm Гм).
Пирролюзит-гематитовая	Браунит-пирролюзитовая (только в области невысоких температур)	Гс +Пз (\pm Гм) <i>браунит + пирролюзит (\pmГм)</i> ; <i>браунит + кварц (\pmГем)</i> .
	Пирролюзит-кварцевая	Бу + Пз + Кв (\pm Гм) или Бкс +Пз (\pm Гм) <i>Пирролюзит + кварц (\pmГм)</i> .

Примечание. Жирным шрифтом выделены парагенезисы, отвечающие границам фаций и субфаций, курсивом – "индикаторные" ассоциации фаций и субфаций.

Таблица 2. Минеральные фации по f_{O_2} богатых марганцем руд и пород контактовых ореолов и метаморфических комплексов.

N	Ассоциация, минералы	Фация	Субфация	Примечание
1	2	3	4	5
Формация Карнатака [18]				
1	Опи + Кпи ± Гр	Манганозит-магнетитовая	Фаялитовая	Высокое содержание Fe ²⁺ в силикатах марганца
2	Опи + Кпи + Прт			
3	Опи + Прт ± Гр			
4	Кпи + Гр			
Ag-Pb-Zn - месторождение Брокен Хилл (Новый Южный Уэльс, Австралия) [20]				
1	MnГед + Бст ± Гр	Манганозит-магнетитовая	Фаялитовая	То же
2	Род + Бст ± Гр			
3	Род + Прт ± Гр			
4	Кн + Род + Бст			
Месторождение Хвалетище (Богемский массив) [14]				
1	Гф, Род, Прт, Рх, Ам, сульфиды	Манганозит-магнетитовая	Фаялитовая	То же
Месторождение Фуджи (Япония) [21]				
1	Рх + Мз + Ал	Манганозит-магнетитовая	Кварц-магнетитовая	Высокое содержание TiO ₂ (до 14,83% массы) и FeO (до 6,44%) в якобите
2	Рх + Сн ± Ал			
3	Тф + Сн + Як + Гх + Ал + Рх			
4	Тф + Род + Рх			
5	Род + Бст + Кпи + Спес + Прф			
6	Род + Ам + Спес			
7	Род + Кв + Спес			
Формация Хоскинс (Новый Южный Уэльс, Австралия) [10, 11] «Метаджаспероиды»				
1	Кв + Гм + (Ср)	Выше поля гаусманит-магнетитовой фации Граница гаусманит-гематитовой и гаусманит-магнетитовой фаций		
2	Кв + Род + Гм + Мт + МпГр + МпХл + Ка			
«Восстановленные» марганцевосиликатные породы				
1	Тф + Ка + Гс + Гр + (Бт, Хл); Тф + Гс + Род + Гр + (Хл, Ка, Бт, Мт*, Гм, рутил); Род + Тф + Гс + Ка + (Хл, Бт, Гм, Ап, Бст); Род + Гр + (Ка, Тф, эпидот)	Гаусманит-гематитовая	Родонит-тефроитовая и родонит-гаусманитовая субфации (на их границе и вблизи нее) Граница между родонит-тефроитовой и родонит-гаусманитовой субфациями	В силикатах нет Fe ²⁺ , в хлорите только Fe ³⁺
2	Род + Кв + Гр + (Мт, Бт, Хл, Ка); Кв + Род + (Ка, Хл, Мт, Гм); Род + Кв + Бст + Гед + (Бт, Мт, Гм, пирит, Хл, Гр, эпидот); Род + Гр + Хл + Бст			
«Окисленные» марганцевосиликатные породы				
1	МнПек + Кпш + Аб + (Бу) + (МнАм) + (МнПи) + (Ка)	Гаусманит-гематитовая	Браунит- кварцевая	Минералы не содержат Fe ²⁺ , но богаты Fe ³⁺ и Mn ³⁺
2	МнАм + МнПи + Бу + МнПек + (Аб) + (Кпш) + (Ка) + (Бт)			
3	МнАм + МнПи + Сл + Бу + МнПек + (Ка) + (Кв) + (Аб)			
4	Кв + МнАм + МнПи + Сл + (Пек) + (Ка)			
Олари (Южная Австралия) [9]				
1	Аб + (Кв) + (Гр) + (Пе) + (Гм) + (Тир) + (Фн)	Гаусманит- гематитовая	Браунит- кварцевая	Минералы не содержат двухвалентного железа, но обогащены трехвалентным (содержание андрадитового минала в гранате достигает 34,6 мол.%)
2	Гр + Кв + (Аб) + (Гм) + (Пе) + (Тир)			
3	Пе + Аб + Кв + (Гр) + (Гм) + (Фг) + (Тир)			
4	Фн + Кв + Аб + (Гм) + (Гр) + Пе + (Тир) + (Фг)			

Таблица 2. (Продолжение).

1	2	3	4	5
Альпы [25, 30]				
1. Область Ароза				
1	Бу, Пс, Пе, МпКа	Гаусманит-гематитовая	Браунит-кварцевая	
2. Область Оберхальбштейн				
1	Бу, Пс, Сс, Тц, Пе, Род, МпКа	Гаусманит-гематитовая	Родонит-браунитовая и браунит-кварцевая	
3. Область Валь Ферера				
1	Бу, Спес, Род, МпПи, Ам, МпКа, (Гс), (Як)	Гаусманит-гематитовая	Родонит- браунитовая	
4. Область Бернина				
1	Тф + Род	Гаусманит-гематитовая	Ниже поля родонит- гаусманитовой субфации. Ниже поля браунит- кварцевой субфации. То же То же Браунит-кварцевая Браунит-кварцевая	
2	Тф + Рх			
3	Прт + Род			
4	Прт + Кв + Рх			
5	Прт + Рх			
6	Спес + МпПи + NaАм + Кв + Аб			
7	МпПи + Спес + Аб + NaАм + Пс			
8	Бу + Спес + NaАм + Кв + Аб			
Докембрийские марганцеворудные пояса Индии				
Хлоритовая ступень [16]				
1	Пз + Гм + Кв	Пирролюзит-гематитовая	Пирролюзит-кварцевая	
2	Бу + Гм + Кв	То же	Браунит-кварцевая или браунит-пирролюзитовая	
3	Пз + Гм + Бу	То же	Браунит-пирролюзитовая	
4	Пз + Бу + Кв	То же	Граница между браунит- пирролюзитовой и пирролюзит-кварцевой субфациями	
5	Пз + Кв	То же	Пирролюзит-кварцевая	
6	Бу + Кв	Гаусманит-гематитовая или пирролюзит-гематитовая	Браунит-кварцевая или браунит-пирролюзитовая	
7	Бу + Гм	То же	Родонит-браунитовая, браунит-кварцевая или браунит-пирролюзитовая	
8	Бу + Як	Гаусманит-гематитовая	Родонит-браунитовая или браунит-кварцевая	
9	Пз + Бу	Пирролюзит-гематитовая	Браунит-пирролюзитовая	
10	Кв + Гм			
11	Кв + Як + Гм	Гаусманит-гематитовая	Родонит-тефроитовая – браунит-кварцевая (низ)	
Биотитовая ступень [16]				
1	Бу + Гм + Кв	Гаусманит-гематитовая или биксбиит-гематитовая	Браунит-кварцевая или браунит-биксбиитовая	
2	Бу + Бкс + Кв	Биксбиит-гематитовая	Граница браунит- биксбиитовой и биксбиит-кварцевой субфаций	
3	Бу + Бкс + Гм	То же	Браунит-биксбиитовая	
4	Пз + Кв + Бу	Пирролюзит-гематитовая	Граница между браунит-пирролюзитовой и пирролюзит-кварцевой субфациями	
5	Бу + Гм			
6	Бу + Кв	Гаусманит-гематитовая или биксбиит-гематитовая	Браунит-кварцевая или браунит-биксбиитовая	

Таблица 2. (Продолжение).

1	2	3	4	5
7	Гм + Кв	Биксбиит-гематитовая	Браунит-биксбиитовая	
8	Бу + Бкс			
9	Бкс + Гм			
10	Бкс + Кв	То же	То же	
11	Пз + Кв	Пиролюзит-гематитовая	Пиролюзит-кварцевая	
Гранатовая ступень [16]				
1	Бу + Род (Прт) + Гм	Гаусманит-гематитовая	Родонит-браунитовая	
2	Бу + Як + Род (Прт)	То же	То же	
3	Бу + Гм + Як	То же	Родонит-браунитовая или браунит-кварцевая (низ)	
4	Бу + Як	То же	То же	
5	Бу + Гм			
6	Як + Гм + Род (Прт)	То же	Не выше родонит-браунитовой субфации	
7	Як + Род (Прт) + Кв	То же	То же	
8	Як (Гс) + Род (Прт)	То же	Родонит-гаусманитовая	
9	Як + Гм + Кв	То же		
10	Бу + Род (Прт) + Кв	То же	Граница родонит-браунитовой и браунит-кварцевой субфаций	
11	Род (Прт) + Як	То же	Не выше родонит-браунитовой субфации	
12	Род (Прт) + Гм	То же	То же	
13	Род (Прт) + Бу	То же	Родонит-браунитовая	
14	Род (Прт) + Кв		Не выше родонит-браунитовой субфации	
15	Як + Кв	То же		
16	Гм + Кв			
Гондиты, пегматиты [28]				
1	Тир + Спес ± Мнф ± Бу ± Кв ± Ап ± Пи	Гаусманит-гематитовая	Браунит-кварцевая	Гондиты
2	Тир + Спес + Род + Ап + Пл + Бу + Кв	То же	Граница между родонит-браунитовой и браунит-кварцевой субфациями	То же
3	Тир + Спес + Род + Пи + Кв ± Ап	То же	Не выше родонит-браунитовой субфации	То же
4	Тир + Спес + Бу + Род + Як + Кв	То же	Граница между родонит-браунитовой и браунит-кварцевой субфациями	То же
5	Тир + Пи + Ка + Бу + Кв	То же	Браунит-кварцевая	Пегматиты
Ставролит-кианитовая ступень [16]				
1	Бу + Як + Род	Гаусманит-гематитовая	Родонит-браунитовая	
2	Як + Гм + Род	То же	Не выше родонит-браунитовой субфации	

Таблица 2. (Продолжение).

1	2	3	4	5
3	Бу + Гм + Род	То же	Родонит-браунитовая	
4	Бу + Род + Кв	То же	Граница родонит-браунитовой и браунит-кварцевой субфаций	
5	Гс + Як + Род	То же	Родонит-гаусманитовая	
6	Бу + Як + Гм	То же	Родонит-браунитовая или браунит-кварцевая (низ)	
7	Бу + Гм + Кв	Гаусманит-гематитовая или биксбиит-гематитовая	Браунит-кварцевая или браунит-биксбиитовая	
8	Бу + Як + Кв	Гаусманит-гематитовая	Браунит-кварцевая (низ)	
9	Як + Гм + Кв	То же		
10	Як (Гс) + Бу + Род	То же	Граница родонит-гаусманитовой и родонит-браунитовой субфаций	
11	Як + Род + Кв	То же	Не выше родонит-браунитовой субфации	
12	Гм + Род	То же	То же	
13	Бу + Як	То же	Родонит-браунитовая или браунит-кварцевая (низ)	
14	Бу + Род	То же	Родонит-браунитовая	
15	Гс + Род	То же	Родонит-гаусманитовая	
16	Як + Род	То же	Не выше родонит-браунитовой субфации	
16	Як + Род	То же	Не выше родонит-браунитовой субфации	
Силлиманитовая ступень [16]				
1	Бу + Бкс + Кв	Биксбиит-гематитовая	Граница между браунит-биксбиитовой и биксбиит-кварцевой субфациями	
2	Як + Гм + Род	Гаусманит-гематитовая	Не выше родонит-браунитовой субфации	
3	Гс + Як + Род	То же	Родонит-гаусманитовая	
4	Бкс + Кв	Биксбиит-гематитовая	Биксбиит-кварцевая	
5	Бу + Кв	Гаусманит-гематитовая или биксбиит-гематитовая	Браунит-кварцевая или браунит-биксбиитовая	
6	Бкс + Бу	Биксбиит-гематитовая	Браунит-биксбиитовая	
7	Гм + Род	Гаусманит-гематитовая	Не выше родонит-браунитовой субфации	
8	Бу + Род	То же	Родонит-браунитовая	
9	Гс + Як	То же	Не выше нижней части гаусманит-родонитовой субфации	

Таблица 2. (Окончание).

1	2	3	4	5
10	Як + Гм	То же		
11	Як + Род	То же	Не выше родонит-браунитовой субфации	
12	Бу + Як + Род	То же	Родонит-браунитовая	
13	Бу + Гм + Род	То же	То же	
14	Бу + Як + Гм	То же	Родонит-браунитовая или браунит-кварцевая (низ)	
15	Як + Род + Кв	То же	Не выше родонит-браунитовой субфации	
16	Бу + Род + Кв	То же	Граница родонит-браунитовой и браунит-кварцевой субфации	
17	Як (Гс) + Род + Кв	То же		
18	Як + Гс + Бу	То же	Родонит-браунитовая или браунит-кварцевая (низ)	
19	Як + Гм + Кв	То же		
20	Гм + Род + Кв	То же	Не выше родонит-браунитовой субфации	
21	Як + Бу	То же	Родонит-браунитовая или браунит-кварцевая (низ)	

Примечание. * – вероятно, не магнетит, а якобит.

мой верхней части поля фаялитовой субфаций. Следует, однако, иметь в виду, что вхождение марганца в геденбергит расширяет поле устойчивости клинопироксена в область более высоких значений f_{O_2} . Нижней границе этого поля, то есть несколько ниже границы фаялитовой и кварц-магнетитовой субфаций, отвечает появление в парагенезисах андрадита и других силикатов и алюмосиликатов, содержащих трехвалентное железо.

Можно в первом приближении принять, что силикаты и алюмосиликаты марганца вплоть до верхней границы поля устойчивости геденбергит-андрадитовой ассоциации могут содержать в виде изоморфной примеси много двухвалентного железа. Его содержание несколько выше этого поля будет умеренным даже при наличии магнетита, а вблизи линии 8 (рис. 1) двухвалентное железо в силикатах и алюмосиликатах будет практически отсутствовать.

За верхнюю границу поля устойчивости алюмосиликатов двухвалентного марганца можно принять реакцию распада спессартина на браунит, кварц и минерал глинозема (например, андалузит): $Спес + O_2 \rightarrow Бу + Кв + Al_2O_3$. Она должна распола-

гаться в поле устойчивости браунит-кварцевой ассоциации, то есть в пределах полей браунит-кварцевой или браунит-биксбиитовой субфаций. Это утверждение отчасти согласуется с экспериментальными данными [6], согласно которым линия равновесия "спессартин \leftrightarrow браунит+кварц+виридин" по фугитивности кислорода лежит между буферами Mn_3O_4/Mn_2O_3 и Mn_2O_3/MnO_2 (то есть в пределах браунит-биксбиитовой субфации). Однако, учитывая широкое распространение парагенезисов спессартина с браунитом и кварцем (табл. 2) и отсутствие – с биксбиитом, мы все же считаем, что выше браунит-кварцевой субфации алюмосиликаты двухвалентного марганца не устойчивы.

Обзор литературных данных показал, что в координатах $\log f_{O_2} - T$ существует поле условий, в котором устойчивы алюмосиликаты как двух-, так и трехвалентного марганца (например, ассоциация Пе + Спес, табл. 3). Нижняя граница этого поля так же, как и верхняя, судя по отсутствию родонита и широкому развитию браунита в пьомонтит-, сюрсассит- и виридинсодержащих парагенезисах, расположена в поле браунит-кварцевой субфации. Таким образом,

одновременное присутствие в ассоциации алюмосиликатов двух- и трехвалентного марганца указывает на ее принадлежность к браунит-кварцевой субфации.

Верхняя граница поля устойчивости алюмосиликатов трехвалентного марганца должна располагаться в поле пирролюзит-гематитовой фации. Этот вывод подтверждается экспериментальными данными И. Абс-Вюрмбаха и Т. Петерса [6], согласно которым линия равновесия "виридин ↔ Al_2SiO_5 + пирролюзит + кварц" лежит выше Mn_2O_3/MnO_2 буфера. С другой стороны, сведения о природных ассоциациях пьомонтита, виридина и др. с биксбиитом и пирролюзитом отсутствуют, за исключением того, что М. Акасака [7] описал гематитовые руды пояса Токоро, содержащие биксбиит и пьомонтит, которые, однако, в тесной ассоциации не наблюдались. Более того, подавляющее большинство ассоциаций с пьомонтитом и виридином (табл. 3) относятся к браунит-кварцевой субфации гаусманит-гематитовой фации.

Якобсит и магнетит в условиях кварц-магнетитовой субфации могут содержать в качестве изоморфной примеси некоторое количество Fe_3O_4 - и $MnFe_2O_4$ -миналов, соответственно. Предельное содержание якобитового минала в магнетите из пиррофанит-, родонит-, бустамит- и кнебелитсодержащих парагенезисов этой субфации составляет лишь 3–5 мол. % [2]. В условиях гаусманит-магнетитовой фации якобит и магнетит представлены, вероятно, почти чистыми крайними членами. Якобит из ассоциаций гаусманит-гематитовой фации может содержать изоморфную примесь гаусманитового минала.

Сульфиды разнообразных металлов являются показателями условий манганозит-магнетитовой и, отчасти, возможно, гаусманит-магнетитовой фаций. В парагенезисах фаций более высокой f_{O_2} устойчивы сульфаты. Типичным сульфатом марганцевых руд является барит, однако при низкой f_{O_2} или дефиците серы барий может входить в состав силикатов и алюмосиликатов (барийсодержащий флогопит, цельзиан, гиалофан и др.).

Из изложенного выше материала следует, что минералы марганца при возрастании f_{O_2} становятся неустойчивыми в следующей последовательности: оксид Mn^{2+} (Мз) → богатый Mn^{2+} силикат (Тф) → силикаты Mn^{2+} (Род, Прт) → алюмосиликаты Mn^{2+} (Спес и др.) → оксид Mn^{2+} и Mn^{3+} (Гс) → кремнийсодержащий оксид Mn^{2+} и Mn^{3+} (Бу) → оксид Mn^{3+} (Бкс) → силикаты и алюмосиликаты Mn^{3+} .

Легко заметить, что неустойчивыми сначала становятся минералы Mn^{2+} , затем – Mn^{2+} и Mn^{3+} , и, наконец, Mn^{3+} , разделяясь таким образом на три

группы. Порядок расположения минералов первых двух групп в приведенном выше ряду соответствует последовательному уменьшению в них X_{MnO} (в скобках): Мз (1,00) → Тф (0,66) → Род, Прт (0,50) → Спес (0,38) и Гс (0,50) → Бу (0,12) – в первой и второй группах, соответственно. Порядок расположения минералов третьей группы отвечает уменьшению $X_{Mn_2O_3}$: Бкс (1,00) → Mn^{3+} Пм, Пе, Вр ($\leq 0,20$). Согласно этой закономерности, якобит ($X_{MnO} \sim 0,33$) должен распадаться чуть позже спессартина (почти одновременно с ним) в поле браунит-кварцевой субфации (неустойчив Род, но еще устойчив Гс), что соответствует минеральному составу природных парагенезисов.

Ряд устойчивости марганцевых минералов можно значительно расширить, если использовать отмеченные выше закономерности: Мз(1,0) → Сн(0,75) → **Тф** (0,66) → Ал (0,62) → **Род, Прт**, МнОпи, Прф, Рх (0,50) → Спес (0,38) → Як, Прс, Глс (0,33) → МнКпи (0,25) → Сс (0,18) → МнАм (0,12) → Mn^{2+} Пм (0,04) → **Гс** (0,50) → **Бу** (0,12) → **Бкс** (1,00) → Вр (0,20) → Mn^{3+} Пм, Пе ($\sim 0,10$) (жирным шрифтом выделены минералы, распад которых отвечает границам фаций и субфаций).

Из приведенной последовательности видно, что большинство силикатов и алюмосиликатов двухвалентного марганца становятся неустойчивыми в условиях браунит-кварцевой субфации гаусманит-гематитовой фации. Для этой же субфации характерно присутствие в парагенезисах минералов двух- и трехвалентного марганца. Присутствие сонолита и аллеганита является показателем, соответственно, родонит-тефроитовой и родонит-гаусманитовой и более низких субфаций (фаций).

ФАЦИАЛЬНАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ РУД НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В таблице 2 показаны минеральные ассоциации богатых марганцем руд и пород из метаморфических комплексов и контактовых роговиков, а также их фациальная принадлежность.

Руды и породы высокометаморфизованной (7–8 кбар, 600–650 °С) докембрийской железорудной формации Карнатака, докембрийского серебро-свинцово-цинкового месторождения Брокен Хилл (Новый Южный Уэльс, Австралия), залегающего в толще метаморфизованных (3–5 кбар, 430–500 °С) сланцев, песчаников, межпластовых залежей кислых изверженных пород, и докембрийского месторождения Хвалетище Богемского массива (зеленосланцевая – альбит-эпидот-амфиболитовая фации), несмотря на

Таблица 3. Ассоциации пьомонтит-, виридин- и сюрсасситсодержащих пород и руд.

N _{п/п}	Месторождение	Ассоциация	Источник
1	Карпаты	Гм+Пе+Спес	[29]
2	Пояс Токоро (Хоккайдо, Япония)	Пе+Кв±Пм; Пе+Пм; Гм+Кв+Бкс	[7]
3	Эвия (Греция)	Кв+Пе+Сс+Бу+Гм+Хл±Ард; Кв+Пе+Сс+Гм+Хл+Фн; Кв+Пе+Бу+Хл; Кв+Пе+Гм+Фн	[27]
4	Андрос (Греция)	Кв+Пе+Спес+Бу+Гм+Хл+Фн; Кв+Пе+Спес+Бу+Гм+Фн+Ард; Кв+Пе+Спес+Бу+Хл+Фн+Фг+Ард; Кв+Спес+Бу+Фг+Ард	[27]
5	Калифорния (США)	Кв+Сс+Бу	Там же (по Митчеллу и Корей, 1973)
6	Нью Брунсуик (Канада)	Кв+Сс+Бу+Ка+Бт+Аб	Там же (по Хайнриху, 1965)
7	Аппеннины (Италия)	Кв+Сс+Бу+Пс+Пе+Хл+Гм+МнАкс+МнПм+Пр+Спес	Там же (по Cortesogno и др., 1979; Лючетти, 1983)
8	Швейцария	Кв+Сс+Бу+Хл+Пе+Сл+Гм+Аб+Ка	Там же (по Якобу, 1926, 1931, 1933; Гайгеру, 1948; Рейнеке (неопубликованные данные))
9	Аоста (Италия)	Кв+Пе+Спес+Бу+Гм+Фн+Фг	Там же (по Мартин-Вернизи, 1982)
10	Вальтоурнанке (Италия)	Кв+Пе+Спес+Гм+Фн+Хл+Фг+Бу	Там же (по Даль Пьезу и др., 1979)
11	Брезовика (Сербия)	Кв+Пе+Спес+Бу+Гм+Фн+Хл+Тл±Фл	Там же (по Шрайеру, 1975)
12	Хаст Ривер (Новая Зеландия)	Кв+Пе+Спес+Гм+Му+Хл+Фг	Там же (по Куперу, 1971)
13	Отаго (Новая Зеландия)	Кв+Пе+Спес+Гм+Фн+Хл	Там же (по Кавачи и др., 1983)
14	Сьерра-Невада, (Калифорния, США)	Кв+Пе+Спес+Гм+Му+Хл+Фг	Там же (по Кескинену, 1981)
15	Сан Горгонио Пас (Калифорния, США)	Кв+Пе+Спес+Гм+Фг+Кпш+Пи+Ам±Му	Там же (по Смит и Альби, 1967)
16	Дармштадт (Германия)	Кв+Вр+Спес±Бу+Гм+Му+Фн	Там же (по Абрахаму и Шрайеру, 1975)
17	Арденны (Бельгия)	Кв+Вр+Бу+Хл+Гм+Пе+Му	Там же (по Крамму, 1979)
18	Французские Альпы	Рх+Прт+Род+Тир+Спес+Тф+Сн+Ал+Фд; МнКа+Ал+Глс+Як+МнХл; Кв+Пе+Ард+Спес+Бу+Гм+Сл+Ам	[15]
19	Центральная Танзания	Кв+МнФг+Му+Пе; Кв+Би+Спес+Пе; Кв+Вр+Му+МнФг+Спес+Пл+Гм; Пе+Ам; Ка+МнФг+Му+Тр+Ди; Кв+Ди+Тр+МнФг; Кв+Му+Пе+Би	[22]
20	Олари (Австралия)	см. табл. 2	[9]

отсутствие в ассоциациях манганозита, отнесены к фаялитовой субфации манганозит-магнетитовой фации. Манганозит в природных парагенезисах встречается редко, главным образом из-за того, что устойчив только в очень бедных кремнием породах. Поэтому главными признаками, которые принимались во внимание при определении фациальной принадлежности этих месторождений, являлись высокое содержание двухвалентного железа в силикатах марганца и отсутствие "запрещенных" ассоциаций.

Парагенезисы месторождения Фуджи (Япония) относятся к кварц-магнетитовой субфации манганозит-магнетитовой фации. Об этом свидетельствуют присутствие манганозита и невысокое содержание двухвалентного железа в марганцевых силикатах, ассоциирующих с богатой трехвалентным железом шпинелью (якобитом).

Марганцевосиликатные породы и джаспероиды силурийской формации Хоскинс (Южная Австралия), сложенной слабо- и среднеметаморфизованными

ми алевролитами, кремнями, глинистыми и мафическими вулканическими породами, формировались в условиях гаусманит-гематитовой фации. Джаспероиды и "восстановленные", по П.М. Эшли [10], марганцевосиликатные породы образовались в интервале f_{O_2} , отвечающем родонит-тефроитовой и нижней части родонит-гаусманитовой субфаций. "Окисленные" марганцевосиликатные породы относятся к браунит-кварцевой субфации (парагенезисы "Бу+силикаты Mn^{2+} , Mn^{3+} и Fe^{3+} ", "Бу+Кв+силикаты Mn^{2+} , Mn^{3+} и Fe^{3+} ").

Описанные П.М. Эшли [9] пьомонтитсодержащие породы ранне-среднепротерозойского блока Олари не содержат парагенезисов, позволяющих определить их фациальную принадлежность по табл. 1. Однако присутствие гематита (условия f_{O_2} выше поля гаусманит-магнетитовой фации) в ассоциации с силикатами Mn^{2+} , Mn^{3+} и Fe^{3+} позволяет отнести их, как и "окисленные" марганцевосиликатные породы формации Хоскинс, к браунит-кварцевой субфации гаусманит-гематитовой фации.

Марганцевые руды, залегающие в верхнеюрских радиоляритах Альп (Юлир-Бернина) и метаморфизованные в условиях цеолитовой – нижней части амфиболитовой фаций, судя по минеральному составу и парагенезисам (табл. 2), относятся к браунит-кварцевой (область Ароза), родонит-браунитовой и браунит-кварцевой (Оберхальбштейн), родонит-браунитовой (Валь Ферера) и родонит-тефроитовой–браунит-кварцевой (область Бернина) субфациям гаусманит-гематитовой фации.

Руды и богатые марганцем породы докембрийских марганцеворудных поясов Индии формировались в условиях гаусманит-гематитовой, биксбиит-гематитовой и пиролюзит-гематитовой фаций. Хлоритовой [16] ступени свойственны парагенезисы верхней части гаусманит-гематитовой фации и браунит-пиролюзитовой–пиролюзит-кварцевой субфаций пиролюзит-гематитовой фации, биотитовой – пиролюзит-гематитовой и биксбиит-гематитовой фаций и, возможно, браунит-кварцевой субфации, гранатовой – родонит-браунитовой и браунит-кварцевой субфаций гаусманит-гематитовой фации. Парагенезисы ставролит-кианитовой ступени относятся главным образом к родонит-браунитовой и родонит-гаусманитовой субфациям. Парагенезисы силлиманитовой ступени формировались в условиях родонит-браунитовой, браунит-кварцевой и, в меньшей мере, родонит-гаусманитовой, браунит-биксбиитовой и биксбиит-кварцевой субфаций.

ОСОБЕННОСТИ РЕЖИМА КИСЛОРОДА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Выяснение характера поведения кислорода – инертного или вполне подвижного – и его влияния на фациальную принадлежность продуктов метаморфизма имеет большое значение для решения многих вопросов происхождения метаморфизованных марганцевых руд. При инертном поведении кислорода фактором состояния является его количество в исходных отложениях, а при вполне подвижном – активность (фугитивность). В первом случае степень окисленности руд с возрастанием температуры не меняется, и их фигуративные точки или поля на диаграмме (рис. 1) должны перемещаться примерно параллельно линиям равновесий, не пересекая их. Во втором случае происходит восстановление металлоносных отложений при постоянной фугитивности кислорода, вследствие чего фигуративные точки или поля перемещаются в горизонтальном направлении.

Высказанные соображения означают, что фациальная принадлежность продуктов метаморфизма при инертном поведении кислорода определяется составом исходных отложений и не зависит от температуры (за исключением области вблизи невариантной точки на рис. 3), а при вполне подвижном – активностью (фугитивностью) кислорода и температурой.

Анализ нижней части диаграммы (рис. 7) наводит на мысль об инертном поведении кислорода. Это предположение базируется на факте отсутствия в природе залежей самородного железа, образовавшегося на месте магнетитовых руд с возрастанием температуры, а также на фациальной принадлежности продуктов метаморфизма восстановленных (связанных с углеродистыми породами) металлоносных отложений (Хвалетище, Прибрежная зона Приморья, Брокен Хилл и др.), которая согласуется с условием инертного поведения кислорода.

Высказанное выше предположение подтверждается и последовательной сменой фаций хлоритовой и биотитовой ступеней метаморфизма марганцевых руд Индии (верхняя часть диаграммы). Однако с переходом к гранатовой и последующим ступеням метаморфизма наблюдается восстановление марганцевых руд, что соответствует представлению о вполне подвижном поведении кислорода. Такое изменение режима в высокотемпературной области, возможно, связано с массовым распадом гидроксилсодержащих минералов вмещающих пород и образованием значительного объема флюидной фазы, активность кислорода в которой являлась одним из внешних условий

по отношению к марганцевым рудам, то есть фактором состояния системы.

ВЛИЯНИЕ СОСТАВА МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СТЕПЕНЬ ОКИСЛЕННОСТИ И ФАЦИАЛЬНУЮ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ПРОДУКТОВ МЕТАМОРФИЗМА

При вполне подвижном поведении кислорода фациальная принадлежность продуктов метаморфизма не зависит от состава исходных отложений, но количественные соотношения оксидов и силикатов марганца и степень окисленности парагенезисов изменяются при изменении количества кремнезема. Например, в случае родонит-тефроитовой субфации увеличение содержания кремнезема приведет к последовательной смене гаусманит-тефроитовой, тефроит-родонитовой и родонит-кварцевой ассоциаций (рис. 2). Таким образом, метаморфизм богатых кремнием отложений может привести к образованию восстановленных марганцевых руд даже в условиях относительно высокой фугитивности кислорода. Однако возможно и возрастание степени окисленности с увеличением количества кремнезема (например, в случае браунит-кварцевой субфации).

Можно вывести общее правило изменения степени окисленности в зависимости от содержания кремнезема. Для фаций (субфаций), в которых оксид (гаусманит) богаче трехвалентным марганцем, чем кремнийсодержащие минералы (силикаты двухвалентного марганца), с возрастанием содержания кремнезема степень окисленности будет уменьшаться. Для фаций (субфаций), в которых кремнийсодержащий минерал (браунит) богаче трехвалентным марганцем, чем оксид (гаусманит), степень окисленности должна возрастать. Это правило является следствием закономерности, согласно которой при постоянной активности вполне подвижного компонента (в данном случае кислорода) его содержание определяется количеством инертного (кремнезема), образующего с ним общий минерал (минералы) [3]. Так как минеральный состав ассоциаций марганцевых руд с изменением фугитивности кислорода изменяется в отношении общих минералов, характер зависимости степени окисленности от содержания кремнезема определяется фациальной принадлежностью.

С возрастанием содержания кремния степень окисленности будет уменьшаться в манганозит-магнетитовой (за счет изменения количественного соотношения двух- и трехвалентного железа) и гаусманит-магнетитовой (двух-, трехвалентных железа и марганца) фациях, а также в родонит-тефроитовой, родонит-гаусманитовой, родонит-браунитовой, браунит-биксбитовой (двух- и трехвалентного марган-

ца) и браунит-пирролизитовой (двух-, трех- и четырехвалентного марганца) субфациях. В браунит-кварцевой субфации она сначала возрастает, а затем остается неизменной (браунит-кварцевая ассоциация), а в биксбит-кварцевой и пирролизит-кварцевой она не зависит от количества кремнезема.

При инертном поведении кислорода с изменением содержания кремния степень окисленности остается неизменной, однако, как видно из рисунка 2, на котором любая линия, опущенная из вершины SiO_2 на сторону $\text{MnO-Mn}_2\text{O}_3$, является изолинией степени окисленности, изменяется фациальная при-

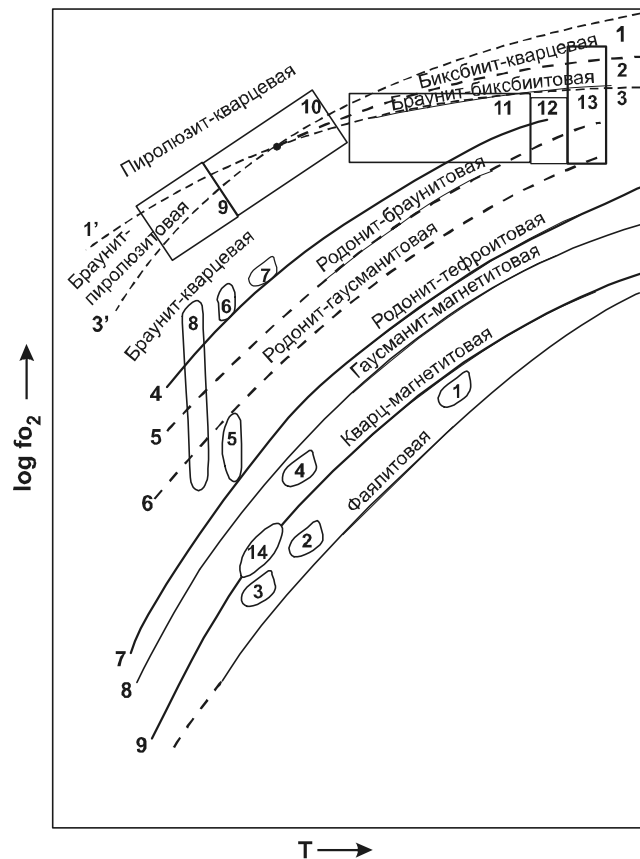


Рис. 7. Фациальная принадлежность богатых марганцем руд и пород некоторых контактовых ореолов и метаморфических комплексов.

1 – Карнатака; 2 – Брокен Хилл; 3 – Хвалетище; 4 – Фуджи; 5–6 – Хоскинс: метадиаспериоды и “восстановленные” породы (5), “окисленные” породы (6); 7 – Олари; 8 – Альпы; 9–13 – Индия: хлоритовая (9), биотитовая (10), гранатовая (11), ставролит-кианитовая (12) и силлиманитовая (13) ступени метаморфизма; 14 – Широкопадненская площадь в Приморье.

Использованные значения температуры взяты из литературных источников (Карнатака, Брокен Хилл), определены с помощью геотермометров (Широкопадненская площадь) или приблизительно оценены по степени метаморфизма руд и вмещающих пород (прочие).

надлежность. При степени окисленности, которую в данном случае можно выразить в виде отношения $Mn_2O_3/MnO+Mn_2O_3$, отвечающей манганозит-гаусманитовой (>0 , но $<0,5$) и браунит-биксбиитовой ($>0,86$, но <1) ассоциациям, с возрастанием количества кремнезема фаціальная принадлежность будет изменяться в сторону более высокой фугитивности кислорода, а гаусманит-браунитовой ($>0,5$, но $<0,86$) – сначала в сторону более низкой, а затем более высокой. При степени окисленности, отвечающей манганозиту (0), биксбииту (1) или пиролюзиту, она не зависит от содержания кремния.

Изменение количественного соотношения марганца и железа в исходных отложениях при "инертном" поведении кислорода также влияет на фаціальную принадлежность продуктов метаморфизма (рис. 5). При степени окисленности ($0,5O_2/MnO+FeO+0,5O_2$) менее 0,25 возрастание величины $Mn/Fe+Mn$ приведет к изменению фугитивности кислорода в пределах всей манганозит-магнетитовой фации вплоть до ее верхней границы включительно. При степени окисленности 0,25, отвечающей гаусманиту (магнетиту), в зависимости от величины $Mn/Fe+Mn$ возникнет якобит-гаусманитовая ассоциация, устойчивая в пределах гаусманит-магнетитовой и нижней части гаусманит-гематитовой фаций, или якобит-магнетитовая, отвечающая верхней части манганозит-магнетитовой и всей гаусманит-магнетитовой фаций. При степени окисленности, большей 0,25, но меньшей 0,33 (биксбиит), фаціальная принадлежность может изменяться в пределах всей гаусманит-гематитовой фации, включая ее верхнюю и нижнюю границы. При степени окисленности, равной 0,33 (биксбиит, гематит), изменение количественного соотношения марганца и железа не влияет на фаціальную принадлежность (биксбиит-гематитовая фация). При более высокой степени окисленности фугитивность кислорода будет отвечать пиролюзит-гематитовой фации (включая ее нижнюю границу).

ФАЦИАЛЬНАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ ВАЛЕНТНЫХ ФОРМ МАРГАНЦА И ЖЕЛЕЗА КАК ВОЗМОЖНЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНОЙ ОБСТАНОВКИ ДИАГЕНЕЗА МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Известно, что современные океанические осадки накапливаются, как правило, в окислительных условиях и впоследствии подвергаются диагенезу окислительного, восстановительного или переходного типов [4]. Окислительный тип диагенеза свойствен

нен только глубоководным осадкам пелагических областей океана, практически не содержащим органического вещества. Все осадки окраин океана, а также осадки окраинных и средиземных морей испытывают диагенез восстановительного типа, причем степень диагенетической переработки осадочного материала прямо связана с количеством органического вещества. Осадки переходного типа демонстрируют большее разнообразие валентных форм элементов. Они характерны для областей перехода от окраин океана к пелагиали. Таким образом, тип диагенеза может служить показателем обстановки (пелагической, окраинноморской и т.д.) осадконакопления.

Очевидно, что выделение типов диагенеза достаточно условно, так как четких границ между ними не существует. Более того, осадки каждого типа могут подвергаться диагенезу в широком интервале окислительно-восстановительных условий в зависимости от количества органического вещества, количества марганца, железа и других элементов переменной валентности, а также соотношения их валентных форм. Учитывая влияние состава исходных (в данном случае претерпевших диагенез) отложений на состав продуктов метаморфизма, можно попытаться использовать минеральные ассоциации (в сочетании с методами литолого-фацеального анализа) для достаточно подробного сопоставления метаморфизованных марганцевых руд по окислительно-восстановительным условиям диагенеза.

Согласно изложенным выше соображениям, присутствие ассоциаций манганозит-магнетитовой и отчасти гаусманит-магнетитовой фаций (магнетитсодержащие парагенезисы) является показателем восстановительных условий диагенеза металлоносных отложений вне зависимости от содержания железа и кремния, а биксбиит-гематитовой и особенно пиролюзит-гематитовой – сильно окислительных. Гаусманитсодержащие ассоциации гаусманит-магнетитовой фации и парагенезисы гаусманит-гематитовой фации по этому признаку занимают промежуточное положение. Более подробное разделение продуктов метаморфизма по окислительно-восстановительным условиям диагенеза первичных отложений (с использованием субфаций) невозможно из-за влияния на фаціальную принадлежность содержания железа и особенно кремния. Для этой цели можно использовать количественное соотношение валентных форм марганца и железа, которое можно выразить в виде функции степени окисленности и величины $Fe/Fe+Mn$.

В случае метаморфизованных, не содержащих железа марганцевых руд количественное соотношение

ние валентных форм марганца отражает степень окисленности. Ее можно выразить в виде отношений $Mn_2O_3/MnO+Mn_2O_3$ и $MnO_2/Mn_2O_3+MnO_2$ и выделить по ней 9 типов металлоносных отложений, в общем случае отвечающих, очевидно, все более окислительным обстановкам диагенеза: 1) двухвалентного марганца (степень окисленности равна 0); 2+6) двух-трехвалентного: 2) (> 0 , но $< 0,50$); 3) (0,50), 4) ($> 0,50$, но $< 0,75$); 5) (0,75), 6) ($> 0,75$, но < 1); 7) трехвалентного (1); 8) трех-четырёхвалентного (> 0 , но < 1); 9) четырёхвалентного (1).

Признаком отложений первого типа и, таким образом, восстановительных условий диагенеза является марганцевосиликатный минеральный состав продуктов метаморфизма (рис. 2). Из окислов может присутствовать только манганозит, но он встречается редко, так как устойчив только в бедной кремнием среде.

Признак отложений второго типа – марганцевосиликатно-оксидный состав, причем присутствие оксидов – манганозита, гаусманита – является обязательным. Браунит может присутствовать только в подчиненном количестве. Поэтому богатые оксидные руды, очевидно, редки, так как образование манганозита и гаусманита связано с метаморфизмом бедных кремнием отложений. Наиболее характерным минеральным типом продуктов метаморфизма металлоносных осадков в данном случае является родонит-браунит-кварцевый и, в меньшей мере, гаусманит-браунит-родонитовый.

Признаком отложений третьего типа является марганцевосиликатно-оксидный состав с примерно одинаковым количеством марганцевых силикатов (родонита) и оксидов (браунита) или преобладанием оксидов (гаусманита). Возможны руды двух минеральных типов – родонит-браунит-кварцевого и гаусманит-браунит-родонитового.

Признак отложений четвертого типа – преобладание оксидов (браунита, гаусманита) над силикатами марганца (родонитом) или даже отсутствие последних и присутствие биксбиита в ассоциации с гаусманитом и (или) браунитом. Характерным минеральным типом продуктов метаморфизма металлоносных осадков в данном случае является родонит-браунит-кварцевый.

Признаком отложений пятого типа служит отсутствие марганцевых силикатов. Характерным минеральным типом является браунит-кварцевый.

Признак отложений шестого типа – отсутствие марганцевых силикатов и кварц-браунит-биксбиитовый состав продуктов метаморфизма.

Отложения седьмого, восьмого и девятого типов будут представлены кварц-биксбиитовыми, пиролюзит-биксбиитовыми и пиролюзит-кварцевыми рудами, соответственно.

В случае метаморфизованных, содержащих железо марганцевых руд для сравнительной оценки обстановок седиментации могут быть использованы треугольные поля на диаграмме (рис. 5). В порядке, в общем случае отвечающем, очевидно, смене более восстановительных обстановок диагенеза более окислительными, можно выделить следующие типы металлоносных отложений: 1) и 2) – двухвалентного марганца и двух-, трехвалентного железа с Fe_2O_3/Fe_2O_3+FeO для 1) $\leq 0,5$ (1 на рис. 5), для 2) $>0,5$, но ≤ 1 (2 и 3); 3) и 4) – двух-, трехвалентного марганца и трехвалентного железа с Mn_2O_3/Mn_2O_3+MnO для 3) >0 , но $\leq 0,5$ (4 и 5), для 4) $>0,5$, но <1 (6); 5) трехвалентных марганца и железа (7); 6) трех- и четырехвалентного марганца и трехвалентного железа (8); 7) четырехвалентного марганца и трехвалентного железа (9). На диаграмме нет полей двух-, трехвалентного марганца и двух-, или двух- и трехвалентного железа, хотя в условиях гаусманит-магнетитовой фации устойчив как гаусманит, так и магнетит. Очевидно, это связано с тем, что в марганец- и железосодержащей системе, по крайней мере при повышенной температуре, в результате окислительно-восстановительных процессов ($Mn^{3+}+Fe^{2+} \rightarrow Mn^{2+}+Fe^{3+}$) или все железо окисляется до трехвалентного состояния, или весь марганец восстанавливается до двухвалентного (в зависимости от количественного соотношения Mn^{3+} и Fe^{2+}).

Следует заметить, что указанные для каждого типа соотношения валентных форм в исходных (прошедших стадию диагенеза) отложениях могут быть иными не только в силу отмеченного выше обстоятельства, но и потому, что в низкотемпературной области диаграммы (рис. 1) показанные равновесия сменяются равновесиями гидроксидов марганца и железа, что должно обусловить присутствие серии неинвариантных точек и, возможно, появление полей устойчивости парагенезисов двух- и четырех- или двух-, трех- и четырехвалентного марганца. Однако изменение валентных форм марганца с повышением температуры, которое происходит, очевидно, в соответствии с равновесием $Mn^{2+}+Mn^{4+} \leftrightarrow 2Mn^{3+}$, вероятно, не должно иметь существенного значения при сопоставлении метаморфизованных марганцевых руд по окислительно-восстановительным условиям диагенеза исходных отложений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, рассмотренная выше система минеральных фаций может быть использована для сопоставления марганцевых руд по окислительно-восстановительным условиям метаморфизма и выяснения характера поведения кислорода. В общем случае (при его инертном поведении) фациальная принадлежность и, таким образом, фугитивность кислорода при метаморфизме определялись степенью окисленности и количественным соотношением марганца, железа и кремния в исходных отложениях.

Для выяснения обстановки седиментации и типа диагенеза исходных отложений в сочетании с методами литолого-фациального анализа можно (с некоторыми ограничениями) использовать фациальную принадлежность метаморфизованных марганцевых руд. Например, можно утверждать, что руды месторождений Брокен Хилл, Хвалетище, Прибрежной зоны Приморья, Карнатака и Фуджи накапливались в богатой органикой среде (восстановительный тип диагенеза), так как относятся к манганозит-магнетитовой фации (рис. 7), а марганцеворудных поясов Индии – в бедной (окислительный тип). Однако более эффективным показателем является количественное соотношение валентных форм марганца и железа в продуктах метаморфизма, которое можно определить путем пересчета химических анализов марганцевых руд или из количественного соотношения минералов в ассоциации.

Работа выполнена при поддержке гранта Президиума ДВО РАН (проект 03-1-0-08-008)

ЛИТЕРАТУРА

1. Густавсон В.И., Эрнст В.Г. Предварительные данные о фазовых взаимоотношениях андрадита и геденбергита // Тр. VIII совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Экспериментальное моделирование природных процессов / ИГЕМ АН СССР. М.: Наука, 1971. С. 95–105.
2. Казаченко В.Т., Сапин В.И. Минералогия и генезис железо-марганцевого оруденения Прибрежной зоны Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 248 с.
3. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
4. Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979. 536 с.
5. Abs-Wurmbach I., Peters Tj, Langer K. Schreyer W. Phase relations in the system Mn-Si-O: an experimental and petrological study // N. Jahr. Miner., Abh. 1983. 146, 3. P. 258–279.
6. Abs-Wurmbach I., Peters Tj. The Mn-Al-Si-O system: an experimental study of phase relations applied to parageneses in manganese-rich ores and rocks // Eur. J. Mineral. 1999. V. 11. P. 45–68.
7. Akasaka M., Sakakibara M., Togari K. Piemontite from the manganeseiferous hematite ore deposits in the Tokoro Belt, Hokkaido, Japan // Mineral. and Petrol. 1988. V. 21, P. 517–528.
8. Akimoto S., Syono Y. High pressure transformations in $MnSiO_3$ // Amer. Miner. 1972. V. 57. P. 76–84.
9. Ashley P.M. Piemontite-bearing rocks from the Olary district, South Australia // Austral. Journ. Earth Sci. 1984. V. 31. P. 203–216.
10. Ashley P.M. An unusual manganese silicate occurrence at the Hoskins mine, Grenfell district, New South Wales // Austral. Journ. Earth Sci. 1986. V. 33. P. 443–456.
11. Ashley P.M. Geochemistry and mineralogy of tephroite-bearing rocks from the Hoskins manganese mine, New South Wales, Australia // N. Jahr. Miner., Abh. 1989. 161, 1. P. 85–111.
12. Beukes N.J. Precambrian iron-formations of Southern Africa // Econ. Geol. 1973. V. 68. N 7. P. 960–1004.
13. Bourbon M., Fontelles M. Presence de pyrosmalite et de Rhodonite dans un horizon manganesifere oxyde du Cretace superieur brianconnais // Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr. 1972. 95. P. 623–624.
14. Chab J., Bouska V., Jelinek E., Pacesova M., Povondra P. Petrology and geochemistry of the Upper Proterozoic Fe-Mn-deposit Chvaletic (Bohemia, Czechoslovakia) // Sbor. geol. ved, Loz. Geol., Mineral., 23. P. 9–68. Praha.
15. Chopin Ch. Les parageneses reduites on oxydees de concentrations manganesiferes des "schistes lustres" de Haute-Maurienne (Alpes francaises) // Bull. Mineral. 1978. V. 101. P. 514–531.
16. Dasgupta H.C., Manickavasagam M. Regional metamorphism of non-calcareous manganeseiferous sediments from India and the related petrogenetic grid for a part of the system Mn-Fe-Si-O // Journ. Petrol. 1981. V. 22, part 3. P. 363–396.
17. Dasgupta S., Sengupta P., Bhattacharya P.K. Mukherjee M., Fukuoka M., Banerjee H., Roy S. Mineral reactions in manganese oxide rocks: P-T-X phase relations // Econ. Geol. 1989. V. 84, N 2. P. 434–443.
18. Mahabaleswar B. Mineral chemistry of the silicate mineral phases of Banded Iron-Formation of high-grade region, Karnataka // J. Geol. Soc. of India. 1986. V. 28. P. 165–178.
19. Maresch W.V., Mottana A. The pyroxmangite-rhodonite transformation for the $MnSiO_3$ composition // Contribs. Miner. Petrol. 1976. V. 5. P. 69–79.
20. Mason B. Manganese silicate minerals from Broken Hill, New South Wales // J. Geol. Soc. Austral. 1973. V. 20. Pt. 4. P. 397–404.
21. Matsubara S., Kato A. Mineral chemistry of contact metamorphosed manganese ores from Fujii mine, Fukui prefecture, Japan // Mem. Nat. Sci. Mus. Tokyo, 1986. V. 19. P. 7–18.
22. Meinhold K.D., Frisch T. Manganese-silicate-bearing metamorphic rocks from Central Tanzania // Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt. 1970. 50. P. 493–507.
23. Momoi H. Hydrothermal crystallisation of $MnSiO_3$ polymorphs // Miner. J. 1974. V. 7. P. 359–373.
24. Mottana A. Blueschist-facies metamorphism of manganeseiferous cherts: A review of the alpine occurrences. Blueschists and eclogites // Geol. Soc. Amer. Mem. 1986. V. 164. P. 267–299.

25. Peters Tj., Schwander H., Trommsdorff V. Assemblages among tephroite, pyroxmangite, rhodochrosite, quartz: experimental data and occurrences in the Rhetic Alps // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973. V. 42. P. 325–332.
26. Peters Tj., Trommsdorff V., Sommerauer J. Manganese pyroxenoides and carbonates: critical phase relations in metamorphic assemblages from the Alps // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1978. V. 66. P. 383–388.
27. Reinecke T. Phase relations of sursassite and other Mn-silicates in highly oxidized low-grade, high-pressure metamorphic rocks from Evvia and Andros Islands, Greece // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 94. P. 110–126.
28. Roy S. Manganese-bearing silicate minerals from metamorphosed manganese formations of India. 3. Tirodite // *Acta miner.-petrogr. Szeged.*, 1974. V. 21. P. 269–273.
29. Spisiak Ya., Hovorka D., Rybka R., Turan Ya. Spessartin a piemontit v metasedimentoch starsiecho paleozoika vnutornych Zapadnykh Karpat // *Casopis pro mineralogii a geologii.* 1989. Roc. 34, 1. P. 17–30.
30. Trommsdorff V., Schwander H., Peters Tj. Mangansilikate der alpinen Metamorphose in Radiolariten des Julier-Bernina-Gebietes // *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* 1970. Bd. 50, N. 3. S. 599–605.
31. Valarelli J.V., Gonclaves E., Bricker O.P. Manganese deposits of the Maran district, Bahia, Brazil // *Internat. Geol. Cong.*, 25th, 1976, Abstracts. V. 3. P. 943.

Поступила в редакцию 26 июня 2003 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

V.T. Kazachenko, V.V. Kiselev

The parageneses of manganese minerals as indicators of redox behavior of metamorphism of metalliferrous sediments

Mineral phase relationships in the MnO-FeO-SiO₂-O₂ system are under study. Five fields, which correspond to five mineral facies, are outlined in the diagram log f_{O_2} -T (from low to high f_{O_2}): manganosite-magnetite, hausmannite-hematite, bixbyite-hematite, and pyrolusite-hematite.

Using equilibria of Fe-Mn oxides and silicates, the mineral facies are subdivided into subfacies. Generally, oxygen fugacity during metamorphism, and thus the facial state of the manganese ores and sediments are controlled by the ratios of manganese, iron and silica and by the redox conditions of the initial sediments.

The recognition of the redox behavior of diagenesis of the initial sediments as well as the examination of the environment (pelagic, marginal-sea, etc.) of manganese deposition can involve the facial pattern of metamorphosed manganese ores. But the most reliable indicator of the environment is the ratio of the valence states of manganese and iron in the metamorphic formations, which can easily be determined using quantitative ratios of the minerals within the association.

ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО РАЗРЕЗА И НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЕ

В.И. Исаев

Институт геологии и нефтегазового дела Томского политехнического университета, г. Томск

Разработан метод палеотемпературного моделирования, позволяющий рассчитывать температуры в осадочном разрезе на любой момент геологического времени. Метод реализуется компьютеризированной технологией палеотектонических реконструкций, геотемпературного моделирования и идентификации нефтегазоматеринских пород. Реконструкции базируются на "методе выравнивания профилей" (В.Б. Нейман, 1984) с учетом нелинейного уплотнения отложений при погружении. Геотемпературная модель описывается уравнением кондуктивного распространения тепла в твердом неоднородно-слоистом теле с динамической верхней границей, внутренними источниками и тепловым потоком через нижнюю границу. Для выделения в разрезе генерационных зон – прогнозирования материнских пород – принята схема катагенеза и температурной зональности процессов нефтегазообразования (А.Э. Конторович и др., 1976, 1997). На примере осадочного разреза Лунской впадины Сахалина исследованы факторы максимума палеотемператур палеогеновой толщи и термическая история меловых отложений. Для мезозойско-кайнозойского разреза Нижневартовского свода Западной Сибири выполнен анализ тектонических и температурных условий генерации углеводородов. Сделан вывод об эффективности палеотемпературного моделирования для прогнозирования материнских пород на регионально-зональной и поисковой стадиях изучения осадочного бассейна. Исходя из термической истории осадочного разреза, можно оценивать время генерации – геологический возраст углеводородов.

Ключевые слова: нефтегазообразование, материнские породы, палеотемпературное моделирование, схема катагенеза, палеоген и верхний мел, юрские отложения, Лунская впадина, Нижневартовский свод, Сахалин, Западная Сибирь.

ВВЕДЕНИЕ

В работах Н.Б. Вассоевича, А.Э. Конторовича, И.И. Аммосова, Г.М. Парпаровой, Неручева С.Г., Дж. Ханта и других исследователей [1, 6, 27, 37, 52] показано, что в зонах катагенеза происходят глубокие преобразования органического вещества (ОВ), в результате которых образуется весь комплекс углеводородных соединений, свойственных нефти и газу. Отчетливо прослеживается решающее значение температуры как фактора катагенеза [11, 50], термическая история материнских пород выступает самым важным фактором в образовании нафтидов [52], а палеотемпературный критерий является наиболее действенным при прогнозе нефтегазоматеринских пород [16].

Палеотемпературный (палеогеохимический) метод, основанный на катагенетической зональности и стадийности процессов нефтегазообразования, применяется к прогнозным оценкам ресурсов углеводородов (УВ) с начала 70-х годов [1, 25, 33 и др.]. В настоящее время интенсивно ведется изучение степени

катагенеза ОВ осадочных бассейнов Западной и Восточной Сибири [49, 51], Баренцевоморского шельфа [13], Прикаспийской впадины [2], Дальневосточного [5, 24, 39, 43] и других регионов [47]. Прогнозирование (картирование) нефтегазоматеринских толщ осуществляется по прямым признакам степени катагенеза ОВ – отражательной способности витринита и данным пиролитических исследований керна скважин, а также по значениям интервальных оценок скоростей распространения сейсмических волн.

Прогнозирование материнских пород по результатам палеотемпературного моделирования, позволяющего *рассчитывать температуры на любой момент геологического времени в любой точке разреза*, еще не получило широкого распространения. Вероятно, первым массовым применением метода палеотемпературного моделирования было применение экспресс-метода "изменяющихся геотемпературных градиентов" для изучения нефтегазоносности Западно-Сибирской и Скифской плит [16]. В работе [15]

приводятся результаты численного моделирования изменения температурных условий в осадочном чехле нескольких участков северной части Западно-Сибирской плиты. В настоящее время региональное прогнозирование материнских пород по результатам геотемпературного моделирования внедряется для оценки прогнозных ресурсов провинций и областей Арктического супербассейна [38] и осадочных бассейнов Черноморско-Каспийского региона [32]. Авторы монографии [16] отмечали, что наибольшее право на применение будут иметь методы математического моделирования, которые учитывают изменение во времени, полностью или хотя бы частично, всех параметров геотермополя, и которые позволяют достаточно достоверно и точно рассчитывать палеотемпературы в осадочном разрезе на любой момент геологического времени.

Ниже будет рассмотрен метод палеотемпературного моделирования для прогноза материнских пород на регионально-зональной и поисковой стадиях изучения осадочного бассейна [20–22], наиболее полно учитывающий изменение основных параметров динамической УВ-системы.

МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЙ

Метод исследований реализуется компьютеризированной технологией палеотектонических реконструкций, собственно палеотемпературного моделирования и прогнозирования в осадочном разрезе материнских пород.

Палеотектонические реконструкции решают задачу восстановления палеомощностей и глубин, на которых находились стратиграфические комплексы в разные моменты геологического времени. В нашей работе алгоритм реконструкций базируется на "методе выравнивания профилей" [35]. Исходной основой является геоплотностной разрез, полученный в результате моделирования осадочного разреза в гравитационном поле [21, 46]. Для его перестроения на момент времени t начала накопления любой стратиграфической единицы, обособленной плотностными границами в современном разрезе, используются эмпирические зависимости плотности одновозрастных отложений от глубины [34]

$$\sigma(Z) = B_1 - B_2 \cdot \exp(-B_3 \cdot Z), \quad (1)$$

где коэффициенты B_1 , B_2 , B_3 соответствуют [4] значению минеральной плотности, величине пористости неуплотненных осадков, интенсивности воздействия фактора геологического времени. Этим учитывается эффект уменьшения объема породы в результате уплотнения при погружении [5, 36, 48]. Палеомощности на гипсометрической отметке Z определяются [40]

$$h_i = ((2 \cdot B_1 - 1) - \sigma(Z)) / ((2 \cdot B_1 - 1) - \sigma) \cdot h, \quad (2)$$

где σ – плотность пород свиты в современном разрезе, h – мощность свиты в современном разрезе. При этом учитывается необратимость уплотнения пород. Палеомощности, с учетом размытой части, эффекта уплотнения при погружении, и соответствующие интервалы геохронологической шкалы [53] определяют скорости осадконакопления v стратиграфических комплексов.

Вычислительная схема палеотектонических реконструкций для плотностного разреза приведена в [19]. В настоящей работе палеотектонические реконструкции совмещены с палеотемпературным моделированием. Условие нелинейности (1)–(2) палеотектонических реконструкций выполняется на все "ключевые" моменты времени, т.е. на моменты зарождения каждого стратиграфического комплекса (слоя) и завершения его формирования (начало и конец денудации). При решении тепловой задачи в каждый момент времени принимается, что мощность слоя между "ключевыми" временами меняется линейно.

Палеотемпературное моделирование осадочной толщи решает задачу расчета распределения температуры в осадочной толще в заданные моменты геологического времени.

Решения этой задачи практически в одной постановке и достаточно общего характера получены А.Я. Гольмштоком [12], Ю.И. Галушкиным и Я.Б. Смирновым [10]. Здесь привлекались численные методы решения. В работе [31] рассмотрены основные модели осадконакопления и алгоритмы решения задачи расчета температур в осадочном разрезе. Показано, что громоздкость выражений и возможная неадекватность применяемых способов численного интегрирования приводит к различным значениям распределений температур в осадках. Поэтому отмечена необходимость дальнейших исследований решения прямой задачи геотермии в условиях осадконакопления.

В нашей работе прямая задача решается на основе постановок, опубликованных в [12, 18]. Здесь наиболее полно учитываются основные факторы, формирующие тепловое поле осадочных бассейнов (рис.1): затраты энергии теплового потока из основания на прогрев холодного осадочного материала; частичное экранирование теплового потока из-за различия теплофизических свойств осадков; теплогенерация в накапливающихся осадках; различная скорость осадконакопления. Расчеты, которые осуществляются методами численного интегрирования, обеспечены процедурами, позволяющими получить конечный результат (распределения температур) с за-

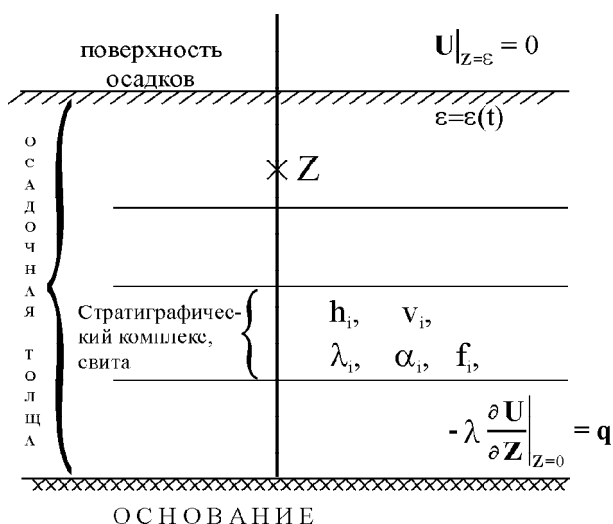


Рис. 1. Схематическое изображение слоистой осадочной толщи при палеотемпературном моделировании.

$\epsilon = \epsilon(t)$ – верхняя граница осадочной толщи; t – время осадконакопления; U – температура; q – тепловой поток; Z – точки расчёта температур; h_i – мощность; v_i – скорость осадконакопления; λ_i – теплопроводность; α_i – температуропроводность; f_i – плотность радиоактивных источников.

ранее заданной точностью. Также поставлена [18] и решается задача расчета значения теплового потока из основания по температурным наблюдениям в скважинах – обратная задача геотермии в условиях седиментации.

Схема расчета палеотемператур состоит из двух этапов. На первом этапе по современному распределению температур в скважинах T рассчитывается тепловой поток через поверхность подстилающего основания q , то есть решается обратная задача геотермии. На втором этапе с известным значением q решается прямая задача геотермии – непосредственно рассчитываются палеотемпературы U в заданных точках Z осадочной толщи в заданные моменты геологического времени t .

Процесс распространения тепла в слоистой осадочной толще описывается начально-краевой задачей для уравнения

$$\frac{\lambda}{a} \cdot \frac{\partial U}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial Z} \left(\lambda \frac{\partial U}{\partial Z} \right) = f, \quad (3)$$

где λ – теплопроводность, a – температуропроводность, f – плотность внутренних источников тепла, с краевыми условиями

$$-\lambda \frac{\partial U}{\partial Z} \Big|_{z=0} = q \quad (4)$$

$$U \Big|_{z=\epsilon} = 0, \quad (5)$$

где $\epsilon = \epsilon(t)$ – верхняя граница осадочной толщи. Осадочная толща описывается мощностями стратиграфических комплексов h_i , для каждого из которых заданы теплопроводность λ_i , температуропроводность a_i , плотность радиоактивных источников f_i и скорость осадконакопления v_i . Скорость осадконакопления может быть отрицательной. Для решения одномерной начально-краевой задачи (3)–(5) с разрывными коэффициентами применен метод конечных элементов [41].

Поток q при решении обратной задачи определяется из условия

$$\sum_{i=1}^{k_i} (U(Z_i, t, q) - T_i)^2 \xrightarrow{q} \min \quad (6)$$

Решение обратной задачи строится с учётом того, что функция $U(Z, t, q)$, являющаяся решением прямой задачи (3) с краевыми условиями (4) и (5), линейно зависит от q .

Краевое условие (4) расчетной модели определяет постоянную нулевую температуру "нейтрального слоя", расположенного у верхней границы осадочной толщи, а краевое условие (5) задает постоянное значение теплового потока через поверхность подстилающего основания.

При отсутствии прямых определений теплопроводности λ_i или крайне малом их количестве используются петрофизические зависимости теплопроводности осадков от их плотности σ [22]. Коэффициенты температуропроводности a_i , плотности радиоактивных источников f_i также определяются породным составом стратиграфических комплексов [7, 45].

Прогноз материнских пород в осадочном разрезе. Максимальные рассчитанные палеотемпературы в каждом стратиграфическом комплексе и принятая температурная градация зон катагенеза наиболее интенсивной генерации и эмиграции УВ (рис. 2) позволяют прогнозировать присутствие в разрезе материнских пород: газа первой генерации – 50–90°C (МК₁¹); нефти – 90–130°C (МК₂²); газа второй генерации и газоконденсата – 130–190°C (МК₂-МК₃); более 190°C – разрушительные для УВ температуры. Для каждой из указанных зон речь идет о преимущественной генерации УВ того или иного фазового состояния.

В нашей работе принята наиболее разработанная шкала катагенеза и температурной зональности процессов нефтегазообразования, базирующаяся на балансовой модели катагенеза. Эта шкала опубликована в работах [27, 28], а с уточнениями, сделанными с учетом результатов анализа керна Тюменской сверхглубокой скважины, приведена в работе [3].

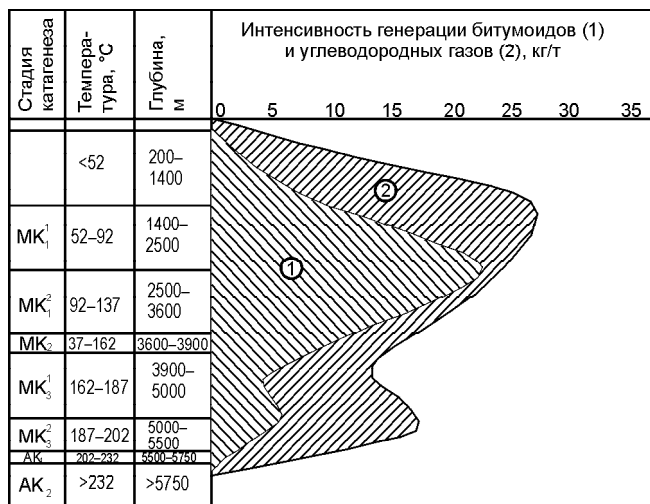


Рис. 2. Шкала катагенеза и зональности процессов нефтегазообразования, по [3].

Значения температуры переведены из °К в °С.

Схема температурной зональности генерации нефти и газа по [3] согласуется с данными других исследователей [1, 37, 52]. Так, Дж. Хант рекомендует для прогнозирования материнских пород измененную схему Коннона [52, рис.7-51]. Здесь начало интенсивной генерации нефти характеризуется значением отражательной способности витринита $R^0=0.6\%$ ($t=91^\circ\text{C}$), конец фазы нефтеобразования определяется по значению $R^0=1.35\%$ ($t=148^\circ\text{C}$). О зональности и интенсивности образования углеводородного газа (метана) приводятся сведения для осадочного разреза с нормальным геотермическим градиентом [52, рис. 5–6]. Если следовать приведенным кривым образования метана, то пороговые температуры (полу-максимумов) выхода газа из органического вещества составляют $t=110^\circ\text{C}$ и $t=187^\circ\text{C}$ для сапропелевого ОВ, $t=120^\circ\text{C}$ и $t=182^\circ\text{C}$ для гумусового ОВ.

ТЕСТИРОВАНИЕ ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ

Реализация математической модели осадконакопления и алгоритмов решения прямой и обратной

задачи геотермии ранее была осуществлена на ЭВМ ЕС [18] в ГП "Дальинформгеоцентр", в настоящее время – на современной компьютерной технике [22] в постановке автора статьи на кафедре прикладной математики Новосибирского ГТУ. Ниже приводятся результаты тестирования нового программного обеспечения.

Тест, показывающий возможность учета нескольких слоев с разными характеристиками. Исходные данные приведены в таблице 1. Значение теплового потока из основания задано 0.02 Вт/м^2 . Параметры задачи, по возможности, подобраны так, чтобы характеристики правдоподобно имитировали [46] реальные геотемпературы, а точное решение оказалось возможным описать аналитической формулой в явном виде. Точное решение представлено в виде графика на рисунке 3, А.

Поставленная задача была решена на нескольких сетках, чтобы проверить уменьшение погрешности аппроксимации. Разность между полученными решениями и точным на нескольких сетках приведена на рисунке 3, Б. Полученные результаты показывают, что дробление сетки по пространству и времени приводит к быстрому увеличению точности расчёта, причём даже на самой грубой сетке погрешность решения чуть больше одного градуса.

Тестирование возможности учета денудации слоев. Исходные данные приведены в таблице 2. Точное решение представлено в виде графика на рисунке 3, В.

Погрешность решения задачи на трёх сетках приведена на рисунке 3, Г. Полученные результаты показывают, что дробление сетки по пространству и времени приводит к быстрому увеличению точности расчёта, причём даже на самой грубой сетке погрешность решения оказывается около одного градуса.

Тестирование решения обратной задачи. Для тестирования алгоритма решения обратной задачи решим прямую задачу, а затем результаты её решения на нескольких глубинах подставим в качестве измеренных значений. При точных "измерениях" задача (6) решается точно.

Таблица 1. Исходные данные "теста 1" программного обеспечения решения прямой и обратной задачи геотермии в условиях седиментации, показывающего возможность учета нескольких слоев с разными характеристиками.

№ слоя от основания	Мощность (h), м	Теплопроводность (λ), Вт/м/град	Температуропроводность (a), $\text{м}^2/\text{сек}$	Плотность радиоактивного тепловыделения (f), Вт/м^3	Время осадконакопления (Δt), млн лет	Условное название слоя
1	3000	0.5	2e-8	3.16837505449605090E-06	30	'sloy1'
2	1000	0.25	1e-8	3.16837505449605090E-06	20	'sloy2'
3	2000	1	4e-8	3.16837505449605090E-06	10	'sloy3'

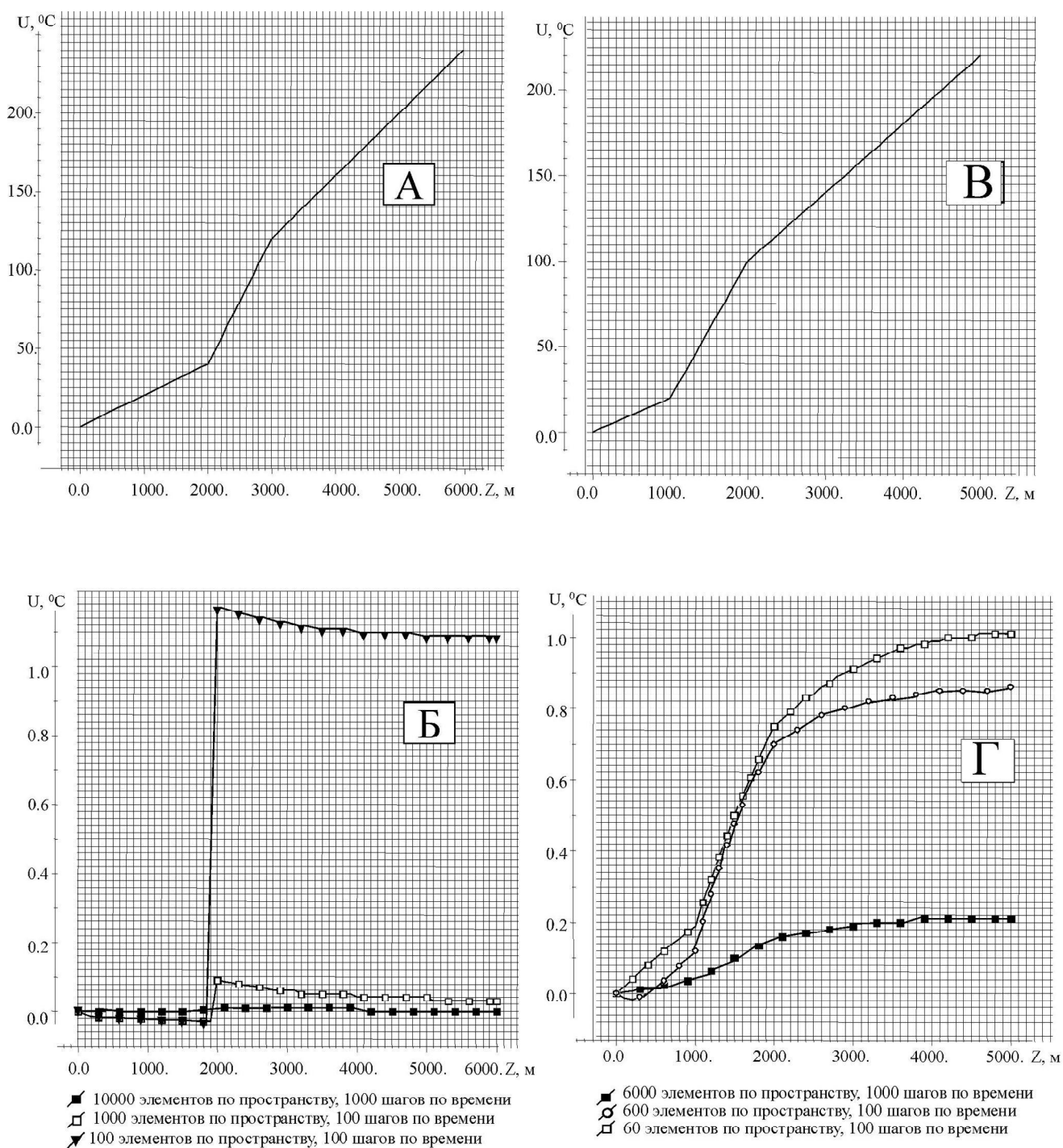


Рис. 3. Результаты тестирования программного обеспечения решения прямой и обратной задачи геотермии в условиях седиментации.

А – распределение температуры в трехслойном разрезе на время окончания осадконакопления ("тест 1"); Б – разность между точным решением и полученными решениями при разном дроблении сеток по пространству и времени ("тест 1"); В – распределение температуры в трехслойном разрезе на время окончания денудации ("тест 2"); Г – разность между точным решением и полученными решениями при разном дроблении сеток по пространству и времени ("тест 2").

Таблица 2. Исходные данные "теста 2" программного обеспечения решения прямой и обратной задачи геотермии в условиях седиментации, показывающего возможность учета денудации разреза.

№ слоя от основания	Мощность (h), м	Теплопроводность (λ), Вт/м/град	Температуропроводность (a), м ² /сек	Плотность радиоактивного тепловыделения (f), Вт/м ³	Время осадконакопления (Δt), млн лет	Условное название слоя
1	3000	0.5	2e-8	3.16837505449605090E-06	30	'sloy1'
2	1000	0.25	1e-8	3.16837505449605090E-06	20	'sloy2'
3	2000	1	4e-8	3.16837505449605090E-06	10	'sloy3'
3	-1000	1	4e-8	3.16837505449605090E-06	5	'srez'

Таблица 3. Литостратиграфическая колонка на участке Полярнинской скважины 1 (1-П) в Лунской впадине Сахалина – исходные параметры осадочного разреза для исследования факторов максимума палеотемператур.

№ слоя от основания	Мощность, м	Теплопроводность, Вт/м/град	Температуропроводность, м ² /сек	Плотность радиоактивного тепловыделения, Вт/м ³	Время осадконакопления (денудации), млн лет	Стратиграфический индекс	Коэффициенты зависимости плотности отложений от глубины $\sigma(Z)=B_1-B_2 \cdot \exp(-B_3 \cdot Z)$		
							B ₁	B ₂	B ₃
1	2250	2.15	9.5e-7	1.2e-6	130	'Mz'	2.70	1.37	1.24
1	-1450	2.15	9.5e-7	1.2e-6	21	'-Mz'	-	-	-
2	380	1.67	9.5e-7	1.25e-6	24	'P'	2.70	1.28	0.76
3	1380	1.63	8e-7	1.2e-6	9	'br'	2.71	0.58	0.36
4	1450	1.44	8e-7	1.15e-6	1.5	'dg'	2.70	0.65	0.32
4	-550	1.44	8e-7	1.15e-6	1.5	'-dg'	-	-	-
5	360	1.28	6.6e-7	1.1e-6	2	'ok'	2.70	0.88	0.64
6	400	1.15	7e-7	1.1e-6	8	'nt'	2.69	0.64	0.48
6	-340	1.15	7e-7	1.1e-6	3	'-nt'	-	-	-

Проверим устойчивость решения обратной задачи. Внесем в данные "измерений" десятипроцентный случайный шум и решим задачу (6). Полученный результат отличается от результата на незашумленных данных не более чем на 3%, т.е. меньше, чем на уровень шума. Это позволяет сделать вывод об устойчивости разработанного алгоритма решения обратной задачи к погрешностям в исходных данных.

Ниже приводятся результаты исследований термической истории осадочного разреза западного борта Лунской впадины Сахалина, выходящей через транзитную зону на присахалинский шельф, и осадочного разреза восточной части Нижневартовского свода Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции – территории лицензионного участка ОАО "Томскнефть".

ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗМЕНЕНИЙ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР НА ПРИМЕРЕ ОСАДОЧНОГО РАЗРЕЗА ЛУНСКОЙ ВПАДИНЫ САХАЛИНА

Исследования проводились для одного из нефтегазоперспективных стратиграфических уровней – для палеогеновых отложений Лунской впадины (рис. 4). На обзорной карте границы нефтегазоносных осадочных бассейнов (НГБ или НГОБ) совпадают

с границами осадочно-породных бассейнов [5, 44], представленных, как правило, впадинами и прогибами. Аббревиатура нефтегазоносного осадочного бассейна в наших работах, вслед за А.Э. Конторовичем [29], дается как НГБ. На острове Сахалин НГБ отождествлены с элементами тектонического районирования, по В.М. Радюшу.

Рассчитывались палеотемпературы в литостратиграфической колонке, вмещающей Полярнинскую скважину 1 (1-П). Скважина расположена в контуре разведываемого Полярнинского нефтяного месторождения, приуроченного к борским отложениям нижнего миоцена. Исходные параметры разреза приведены на рисунке 5 и в таблице 3. Исходное значение теплового потока из основания было рассчитано [22] решением обратной задачи геотермии и задано 0.042 Вт/м². Целевыми параметрами исследований являлись максимум палеотемператур средней части палеогеновой толщи и время его проявления. Во всех проведенных исследованиях фиксированные параметры разреза брались равными исходным. Изменяемые параметры изменялись так, чтобы перекрыть самый широкий диапазон реальных природных ситуаций Дальневосточного региона.

Исследовалось влияние вариаций значений следующих параметров: плотности теплового по-

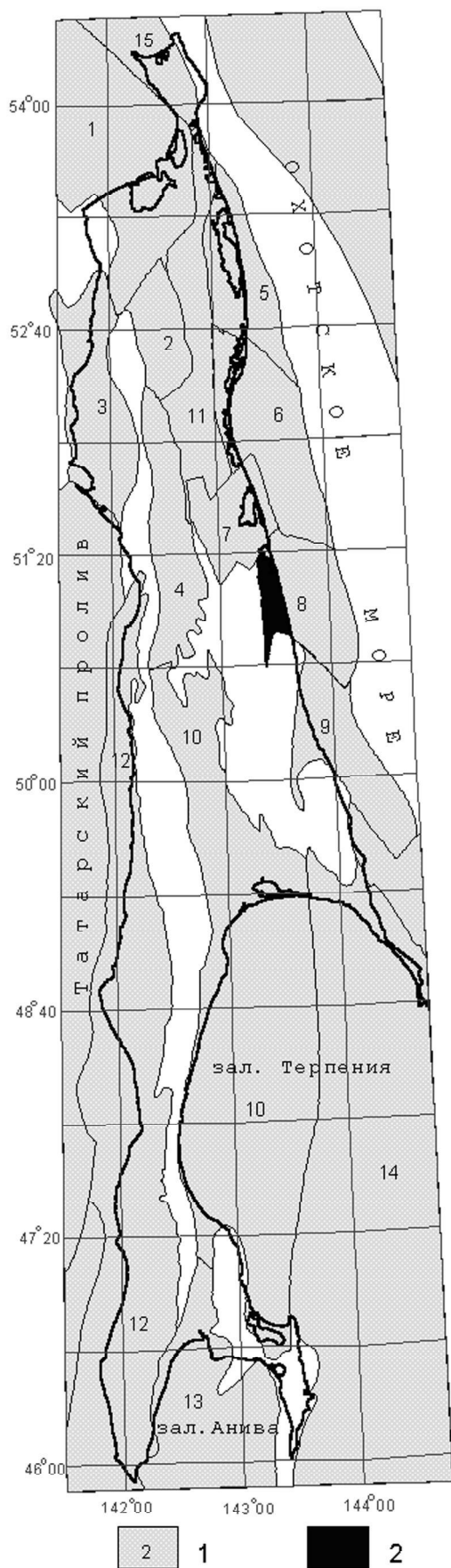


Рис. 4. Обзорная карта размещения кайнозойских нефтегазовых осадочных бассейнов Сахалина (элементы тектонического районирования – по В.М. Радюшу, 1988).

1 – границы, площади и номера осадочных бассейнов: 1 – Байкальский (Байкальская впадина); 2 – Валский (Валская впадина); 3 – Погибинский (Погибинский прогиб); 4 – Ныско-Тымский (Нышская и Тымская впадины); 5 – Пильтунский (Пильтунская впадина); 6 – Чайвинский (Чайвинская впадина); 7 – Набильский (Набильская впадина); 8 – Лунский (Лунская впадина); 9 – Пограничный (Пограничная впадина); 10 – Макаровский (Макаровский прогиб); 11 – Дагинский (Дагинское поднятие); 12 – Западно-Сахалинский (Александровский прогиб, Бошняковское поднятие, Ламанонский прогиб, Красногорское поднятие, Чеховский прогиб, Холмское поднятие, Крильонское поднятие); 13 – Анивский (Анивский прогиб); 14 – залива Терпения (прогиб залива Терпения); 15 – Шмидтовский (Шмидтовское поднятие). 2 – территория исследования факторов максимума палеотемператур осадочных отложений в пределах Лунской впадины.

тока из основания; мощностей свит; теплопроводности, температуропроводности, плотности радиоактивных источников отложений свит; скоростей накопления свит. По результатам исследований получены графические зависимости, часть которых приведена на рисунке 6. Полученные зависимости позволяют сделать следующие выводы.

Наиболее существенными факторами, влияющими на величину максимума палеотемпературы, являются:

1. Величина плотности теплового потока из основания (прямая линейная зависимость).

2. Теплопроводность дагинских и борских отложений, непосредственно перекрывающих палеогеновые осадки (чем больше теплопроводность, тем меньше максимум, нелинейная зависимость).

3. Плотность радиоактивных источников в осадочных отложениях (при исходных параметрах разреза их вклад составляет порядка 10 %, прямая линейная зависимость).

4. Мощность осадочного чехла (прямая линейная зависимость).

5. Скорость осадконакопления, при ее величинах, в 5–10 раз превышающих исходную (обратная нелинейная зависимость).

6. Наличие размывов перекрывающих отложений, которые приводят к охлаждению осадочного чехла.

Наиболее существенными факторами, влияющими на время проявления максимума палеотемпературы, являются:

1. Теплопроводность перекрывающих отложений (чем больше величина теплопроводности, тем раньше достигается максимум палеотемператур).

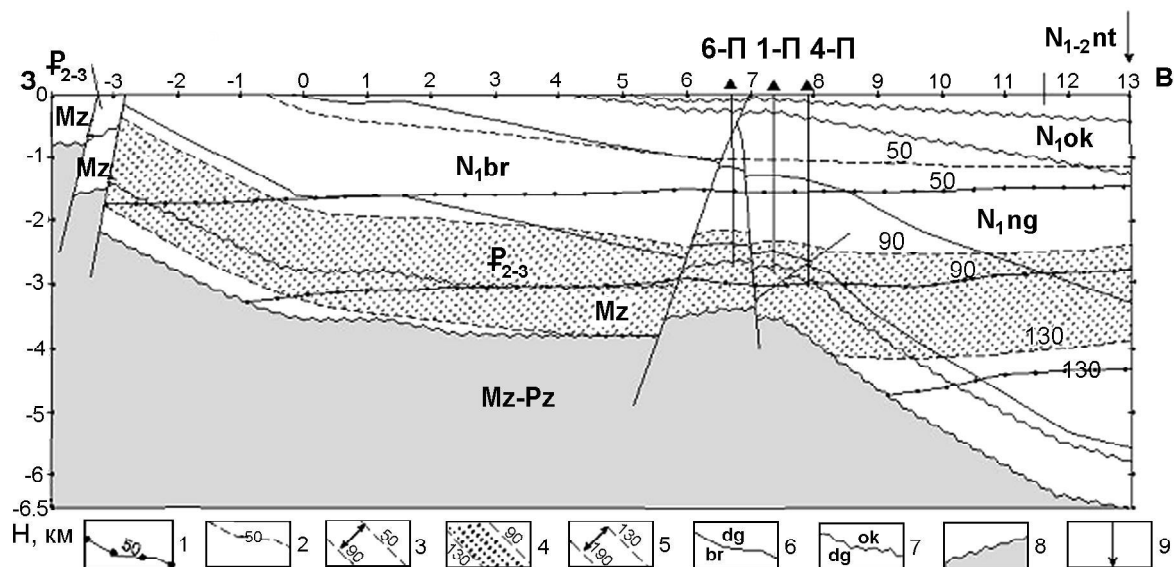


Рис. 5. Геотемпературный разрез вдоль субширотного профиля Лунской впадины Сахалина (по [22]).

1 – изотермы современных температур, °С; 2 – изотермы максимальных палеотемператур, °С; 3 – зона газа первой генерации; 4 – главная зона нефтеобразования; 5 – зона газа второй генерации и конденсата; 6 – геологические границы; 7 – эрозионный срез; 8 – мезозойско-палеозойское основание Лунской впадины; 9 – берег Охотского моря. Отложения геологического разреза: N_{1-2nt} – нутовская свита (плиоцен – верхний миоцен); N_{1ok} – окобыкайская свита (средний миоцен); N_{1dg} – дагинская свита (средний миоцен); N_{1br} – борская свита (нижний миоцен); P_{2-3} – нерасчлененные пиленгская, мутновская и люкаменская свиты; Mz – нерасчлененные верхнемеловые и юрские отложения.

2. Скорости осадконакопления (чем больше скорость осадконакопления, тем позже достигается максимум палеотемпературы).

3. Наличие размывов перекрывающих отложений, которые могут обуславливать абсолютный и несколько относительных максимумов палеотемпературы в геологическом прошлом.

Интересно проследить и важно учитывать изменение мощностей стратиграфических комплексов в течение тектонической истории НГБ под воздействием уплотнения при погружении (1) и эрозии. Этот процесс иллюстрирован [22, рис. 4] результатами палеотектонических реконструкций разреза субширотного профиля 11 Лунской впадины. К примеру, первоначальная мощность борских отложений (16 млн лет назад) составляла 1516 м, что на 10% больше современной мощности, палеогеновых отложений (25 млн лет назад) – 573 м, что на 50% больше современной мощности, юрско-меловых отложений (49 млн лет назад, после завершения процесса их денудации) – 895 м, что на 12% больше современной мощности. Однако, если суммировать размывную часть меловых отложений – порядка 1450 м, то палеомощность (70 млн лет назад, на начало процессов денудации) составит уже 2345 м. Это в 3 раза больше современной мощности. Приведенные оценки дают представление о сложной и не всегда очевидной термической

истории НГБ, тесно связанной с тектонической историей осадочного чехла.

Существуют различные оценки [9, 23, 42 и др.] нефтегазоперспективности меловых отложений Сахалина. Поэтому интересны результаты палеотектонического и палеотемпературного анализа *юрско-меловых отложений* на участке Полярнинской скважины 1 (табл. 4). Термическая история юрско-меловых отложений показывает, что меловые отложения в районе скважины уже в период их накопления длительное время (около 30 млн лет) достигали порога образования раннекатагенетического газа. Определенная часть УВ-потенциала меловых отложений могла быть реализована в виде газовых залежей допалеогенового возраста. Возможно, что эти залежи были разрушены во время палеоцен-эоценовой эрозии.

АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ГЕНЕРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ НИЖНЕВАРТОВСКОГО СВОДА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Палеотектонические реконструкции и палеотемпературное моделирование выполнены для разреза поисково-разведочных скважин на Малореченском локальном поднятии (рис. 7). Малореченская скважина 121 вскрыла палеозойские порфириды на глубине 2664 м. Промышленные притоки нефти получены из интервала 2448–2457 м в песчаных плас-

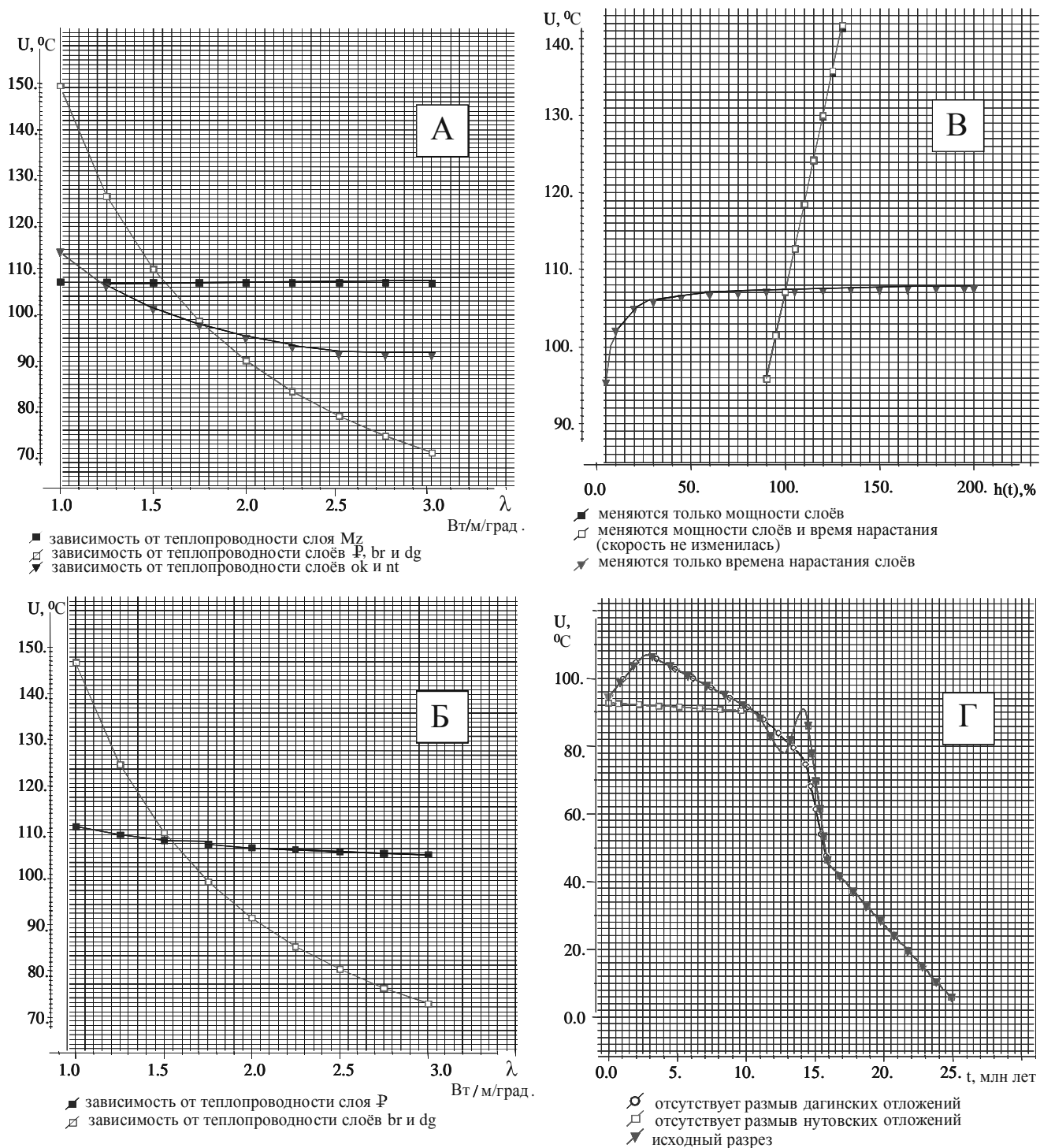


Рис. 6. Результаты исследования факторов максимума палеотемператур средней части палеогеновой толщи Лунской впадины Сахалина на участке Полярнинской скважины 1 (1-П).

А – зависимость величины максимальной палеотемпературы от теплопроводности: верхнемеловых и юрских отложений (Mz); пиленгских, мутновских и люкаменских, борских и дагинских отложений (P, br и dg); окобыкайских и нутовских отложений (ok и nt); Б – зависимость величины максимальной палеотемпературы от теплопроводности: отложений P; отложений br и dg; В – зависимость величины максимальной палеотемпературы от скорости осадконакопления (по горизонтальной оси заданы мощности (время нарастания) слоев в процентах по отношению к исходным параметрам осадочного разреза); Г – зависимость величины температуры от времени (0 – настоящее время): для случая исходных параметров осадочного разреза; в предположении отсутствия размыва отложений dg; в предположении отсутствия размыва отложений nt.

Таблица 4. Результаты палеотектонического и палеотемпературного анализа разреза юрско-меловых отложений на участке Полярнинской скважины 1 в Лунской впадине Сахалина.

№ п/п	Анализируемые характеристики				
	Палео-разрез, млн лет	Мощность осадочного чехла, м	Мощность юрско-меловых отложений, м	Геотемпература на уровне эрозионного среза юрско-меловых отложений, °С	Геотемпература в нижней части юрско-меловых отложений, °С
1	0	3888	800	93	107
2	1	3993	800	100	112
3	2	4106	800	104	118
4	3	4220	800	106	120
5	11	3877	802	89	103
6	13	3490	802	80	94
7	14,5	4040	802	88	102
8	16	2793	849	53	67
9	20	2204	869	39	52
10	25	1468	895	17	31
11	35	1229	895	12	26
12	49	895	895	2	16
13	55	1309	1309	12	26
14	60	1654	1654	18	32
15	65	2000	2000	24	38
16	70	2345	2345	33	46
17	75	2282	2282	31	44
18	80	2220	2220	30	44
19	85	2158	2158	28	42
20	90	2096	2096	26	40
21	95	2033	2033	26	40
22	100	1971	1971	24	38
23	110	1846	1846	22	36
24	120	1722	1722	20	34
25	130	1597	1597	16	30
26	140	1473	1473	14	28
27	150	1348	1348	12	26
28	160	1143	1143	8	22
29	170	857	857	2	16
30	180	571	571	-	10
31	190	285	285	-	4
32	199	28	28	-	0

тах васюганской свиты оксфордского возраста (157–163 млн лет), пластовые температуры флюида – 88–90°C. Стратиграфические разбивки скважин приняты по материалам "Томскнефтегазгеологии", плотности пород выделенных свит и толщ – по материалам обобщения петрофизических определений керна и сейсмического каротажа в кандидатской диссертации "Гравиразведка в комплексе с геологическим и сейсмическим исследованием Нюрольского прогиба в связи с поисками нефти и газа в палеозойских отложениях" (С.Ф. Богачев, 1987). По значениям пластовых температур в Малореченской скважине 121 решением обратной задачи геотермии рассчитан тепло-

вой поток 0.052 Вт/м². Эта величина согласовалась с экспериментальным определением плотности теплового потока в скважине – 0.0506 Вт/м² [26]. Сделано допущение, что в районе скважин плотность теплового потока из палеозойского основания за последние 200 млн лет существенно не менялась, мезозойско-кайнозойские осадки практически не размывались.

Далее, используя рассчитанную величину теплового потока из основания, смоделированы распределения температур в разрезе на моменты начала и завершения формирования каждой 21 свиты (толщи) мезозойско-кайнозойского возраста и триасовой коры выветривания. В таблице 5 приведены полученные результаты моделирования палеотемператур и мощностей осадочной толщи.

Интересно рассмотреть результаты расчетов при других предположениях. Если допустить, что к концу юрского времени в васюганских отложениях существовали температуры генерации раннекатагенетического газа – не менее 50°C, то плотность теплового потока из палеозойского основания в юрское время должна составлять порядка 1.0 Вт/м². Если допустить, что к концу юрского времени в васюганских отложениях существовали температуры главной зоны нефтеобразования (ГЗН) – не менее 90°C, то плотность теплового потока должна достигать 2.0 Вт/м², т.е. превышать максимальные аномалии современных вулканов [8].

По результатам палеотектонического и палеотемпературного анализа можно сделать следующие выводы:

1. Условия для газогенерации в продуктивных юрских отложениях наступили на рубеже позднего и раннего мела (альб–сеноман, 92–114 млн лет), после формирования покурской свиты, при общей мощности мезозойских осадков 1700 м.

2. Условия для генерации нефти в юрских отложениях наступили на рубеже олигоцен–миоцен (24–32 млн лет), после формирования некрасовской свиты, при общей мощности мезозойско-кайнозойских осадков 2600 м.

3. Катагенетическая ГЗН своей большей частью расположена в коре выветривания и палеозойском основании.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геотемпературная модель (3)–(5) и (1)–(2) описывается уравнением кондуктивного распространения тепла в твердом неоднородно-слоистом теле с динамической верхней границей, внутренними источниками и тепловым потоком через нижнюю гра-

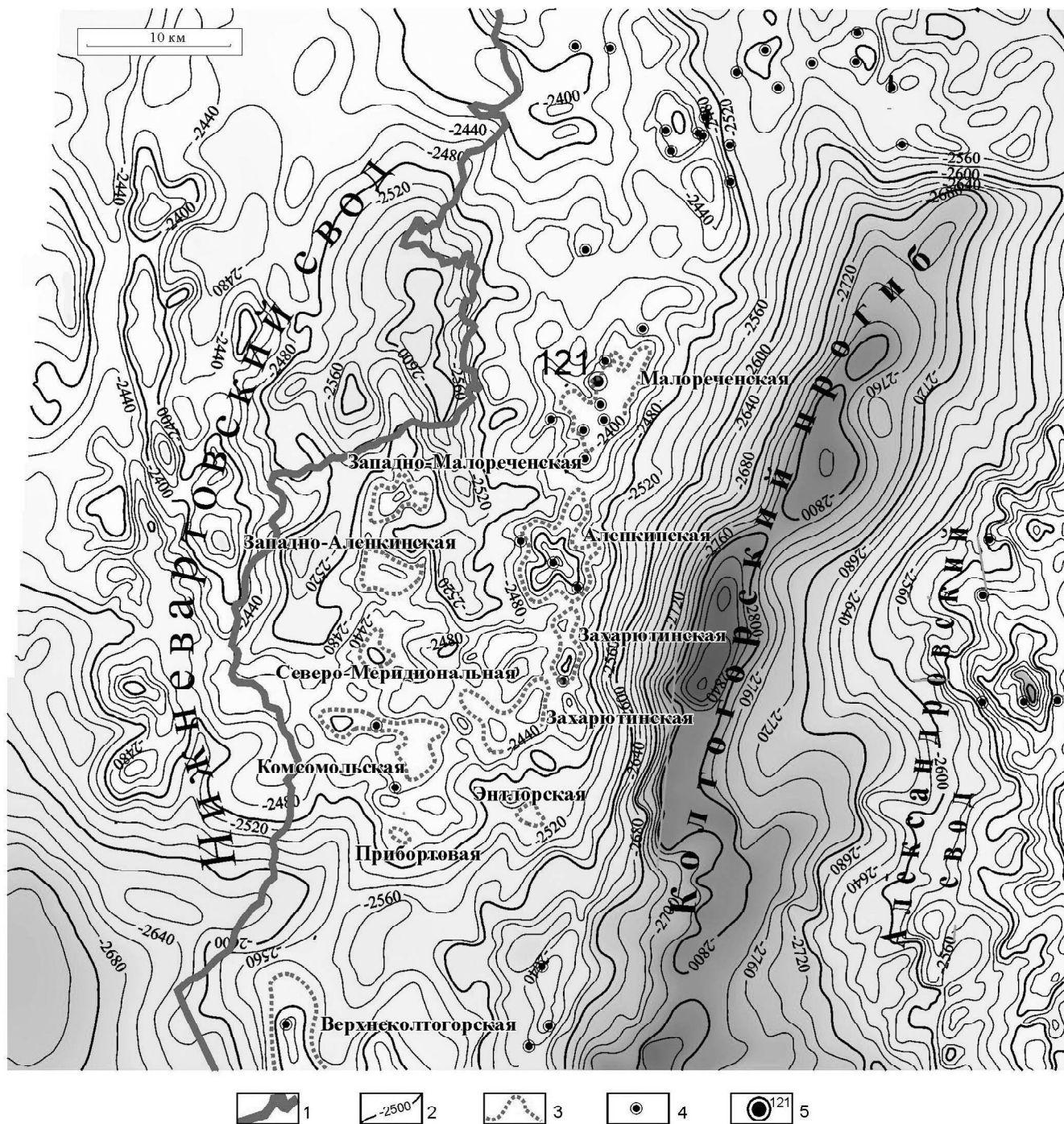


Рис. 7. Обзорная карта размещения поисково-разведочных скважин в восточной части Нижневартовского свода Западной Сибири (элементы тектонического районирования – по А.Э. Конторовичу, 2001).

1 – граница территорий Тюменской и Томской областей; 2 – изогипсы отражающего горизонта по подошве баженовской свиты, м; 3 – контуры положительных локальных структур; 4 – скважины поисково-разведочного бурения; 5 – скважина Малороченская 121 – объект иллюстрации палеотектонического и палеотемпературного анализа осадочно-го разреза.

Таблица 5. Распределение геотемператур и динамика зон нефтегазогенерации в разрезе Малореченской скважины 121 в восточной части Нижневартовского свода Западной Сибири.

№ п/п	Свита, толща	Кровля, м	Мощность, м	Возраст		Геотемпературы в центре свиты, толщи (°С) в палеоразрезе							
				индекс	млн лет	0 (млн лет)	1,64 (млн лет)	4,71 (млн лет)	24,0 (млн лет)	32,3 (млн лет)	41,7 (млн лет)	54,8 (млн лет)	
1	Четвертичные	0	2	Q	0-1,64	0,0							
2	Плиоценовые	2	6	N ₂	1,64-4,71	0,3	0,0						
3	Миоценовые	8	37	N ₁	4,71-24,0	1,2	0,8	0,8					
4	Некрасовская	45	246	p ₃ h+r	24,0-32,3	7,0	7,0	6,6	4,9				
5	Чеганская	291	112	p ₃ r+ p ₂ p	32,3-41,7	18,4	14,0	13,9	12,2	2,4			
6	Люлинворская	403	179	p ₂ b+1+i	41,7-54,8	20,0	20,0	19,6	18,3	8,1	3,7		
7	Талицкая	582	60	p ₁ t+m	54,8-61,7	24,9	24,9	24,5	23,2	13,0	7,7	1,2	
8	Ганькинская	642	170	p ₁ d-K ₂ m	61,7-73,2	29,7	29,4	29,3	27,6	17,8	12,9	6,0	
9	Славгород-ская	812	125	K ₂ km+st	73,2-86,5	35,3	35,3	35,3	33,5	23,4	18,9	11,6	
10	Ипатовская	937	1	K ₂ st+k+t	86,5-89,8	38,1	38,0	37,6	35,9	26,1	21,3	14,3	
11	Кузнецовская	938	20	K ₂ t	89,8-91,6	38,4	38,4	38,0	36,3	26,5	21,7	14,7	
12	Покурская	958	699	K ₂ s- K ₁ al	91,6-114,1	51,5	51,5	51,1	49,3	39,6	34,7	27,8	
13	Алымская (Кошайская пачка)	1657	25	K ₁ a	114,1-116,3	64,4	64,4	64,0	62,6	52,5	48,0	40,7	
14	Алымская (Пласт А)	1682	45	K ₁ a	116,3-120,2	65,4	65,4	65,4	63,5	53,5	49,0	42,0	
15	Киялинская	1727	277	K ₁ br+q	120,2-132,4	71,1	71,1	70,7	68,0	59,2	54,7	47,0	
16	Тарская	2004	103	K ₁ v	132,4-136,1	77,4	77,0	77,0	75,2	65,4	60,6	53,3	
17	Куломзинская	2107	323	K ₁ v+b	136,1-145,8	84,2	84,1	83,8	82,0	72,2	67,7	60,4	
18	Баженовская	2430	14	J ₃ tt (v)	145,8-151,2	89,6	89,6	89,2	87,4	77,7	73,2	65,8	
19	Георгиевская	2444	1	J ₃ km	151,2-156,6	89,9	89,6	89,5	87,7	77,7	73,2	66,1	
20	Васюганская	2445	66	J ₃ o	156,6-162,9	90,9	90,9	90,5	88,7	79,0	74,1	67,1	
21	Тюменская	2511	134	J ₁₋₂	162,9-208,0	94,1	94,1	93,7	91,9	82,2	77,7	70,4	
22	Кора выветривания	2645	19	T	208-213,0	96,4	96,4	96,3	94,5	84,4	79,9	72,6	
23	Фундамент	2664		PZ									
24	Мощность разреза, м		2664			2664	2662	2656	2619	2373	2261	2082	

ницу. Адекватность модели термополю мезокайнозойских осадочных толщ подтверждается удовлетворительной сходимостью результатов численного расчета геотемператур U с экспериментальными данными о палеотемпературах – определениями отражательной способности витринита R из керна [20]. Так, 12 определений отражательной способности витринита из керна 4 скважин Лунской впадины составили с расчетными температурами разницу в $\pm 8^\circ\text{C}$.

Переход от R к U осуществляется по линейной зависимости, полученной по усредненным данным [36, стр. 121].

Как следует из математической модели, геотемпературы – это интегральный показатель воздействия теплового потока, вмещающей осадочной толщи и фактора геологического времени. По сути, принятая в нашей работе геотемпературная модель – это средство количественного учета воздействия на созревание OB комплекса факторов динамической системы: глубинного теплового потока; тепловыделения радиоактивных источников осадочной толщи; мощности осадков, их скорости

накопления (в т.ч. перерывов и эрозий) и уплотнения при погружении. Через коэффициенты теплопроводности, температуропроводности и удельной радиоактивной теплогенерации учитывается литология вмещающих толщ.

Применение в качестве базовой модели для прогнозирования материнских пород – геотемпературной представляется обоснованным и эффективным методом. Максимальные геотемпературы являются интегральным, наиболее действенным признаком для прогнозирования пород с разной степенью катагенетической зрелости OB , зон интенсивной генерации UB и их преимущественного фазового состояния.

Вариации состава керогена (в зависимости от соотношения в OB сапропелевой и гумусовой составляющих) могут являться причиной некоторых отклонений от принятой схемы катагенеза и зональности процессов нефтегазообразования [52]. Возможно смещение зон интенсивной генерации UB относительно шкалы температур (подэтапов катагенеза) на $10\text{--}15^\circ\text{C}$ или несколько больше [16,

Таблица 5. (Продолжение)

№ п/п	Геотемпературы в центре свиты, толщи (°С) в палеоразрезе														
	61,7 (млн лет)	73,2 (млн лет)	86,5 (млн лет)	89,8 (млн лет)	91,6 (млн лет)	114,1 (млн лет)	116,3 (млн лет)	120,2 (млн лет)	132,4 (млн лет)	136,1 (млн лет)	145,8 (млн лет)	151,2 (млн лет)	156,6 (млн лет)	162,9 (млн лет)	208 (млн лет)
1															
2															
3															
4															
5															
6															
7															
8	3,6														
9	9,2	2,3													
10	11,9	5,0	0,0												
11	12,3	5,4	0,4	0,3											
12	25,4	18,5	13,4	13,4	11,8										
13	38,3	31,4	26,4	26,3	23,9	0,4									
14	39,3	32,4	27,7	27,7	25,2	1,7	0,7								
15	44,6	37,7	33,0	33,0	30,5	7,0	6,0	4,6							
16	50,9	44,0	39,3	39,3	36,8	13,3	12,3	10,8	1,6						
17	58,0	<i>51,1</i>	46,1	46,0	43,6	20,0	19,4	17,6	8,4	5,2					
18	63,1	56,6	<i>51,5</i>	<i>51,5</i>	49,0	25,5	24,8	23,0	13,8	10,7	0,3				
19	63,4	56,8	51,9	51,8	49,3	25,8	24,8	23,4	14,1	11,0	0,6	0,0			
20	64,7	57,9	52,8	52,8	<i>50,3</i>	26,8	26,1	24,4	15,4	12,0	1,3	1,2	1,0		
21	68,0	61,1	56,1	56,0	53,5	30,0	29,3	27,6	18,3	15,2	4,8	4,2	4,2	2,2	
22	70,2	63,3	58,6	58,6	56,1	32,6	31,6	30,1	20,9	17,8	7,4	6,7	6,7	4,5	0,3
23															
24	2022	1852	1727	1726	1706	1007	982	937	660	557	234	220	219	153	19

51.5 – курсивом обозначены температуры условий генерации раннекатагенетического газа,

91.9 – жирным шрифтом обозначены температуры главной зоны нефтеобразования (ГЗН).

50]. Каталитическое влияние литологии вмещающих отложений на созревание ОВ пока количественно не оценивается.

При прогнозировании нефтегазоносности методом палеотемпературного моделирования им следует пользоваться внимательно. Эмиграционный потенциал материнских толщ и степень его реализации в виде залежей УВ будут зависеть от «литологических ассоциаций» отложений (по составу и генезису) и «типа разреза» (по соотношению флюидоупоров, коллекторов и нефтегазопроизводящих пород) [5]. Вместе с тем, палеотемпературный анализ в условиях обычного дефицита данных прямых методов может явиться основой далеко идущих прогнозных построений [17].

Есть еще один важный прогностический аспект, вытекающий из результатов палеотектонического и палеотемпературного анализа. Речь идет

о сингенетичности созревания ОВ материнских пород и формирования структурных планов площадей нефтегазосбора и локальных ловушек [30], или об опережающем развитии структур [14]. Если палеотектонические реконструкции выполняются хотя бы в профильном варианте, то предоставляется возможность анализировать палеоструктурные обстановки площадей нефтегазосбора и локальных структурных форм, т.е. наряду с условиями генерации УВ анализируются условия возможной миграции, аккумуляции и консервации в "терминальных точках". При построении палеоструктурных карт и анализе площадей нефтегазосбора, палеотектоническом анализе локальных структур в отложениях различного стратиграфического уровня необходимо учитывать время генерации УВ, обусловленное термической историей осадочного разреза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аммосов И. И., Горшков В. И., Гречишников Н.П., Колмыков Г.С. Палеогеотермические критерии размещения нефтяных залежей. М.: Недра, 1977. 156 с.
2. Бочкарев А. В., Делия С. В., Карпов П. А., Самойленко Г. Н., Степанов А. Н. Опыт предлицензионной оценки перспектив нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 2001. № 2. С. 7–12.
3. Бурштейн Л.М., Жидкова Л.В., Конторович А.Э., Меленевский В.Н. Модель катагенеза органического вещества (на примере баженовской свиты) // Геология и геофизика. 1997. № 6. С. 1070–1078.
4. Буряковский Л. А., Джафаров И. С., Джеваншир Р. Д. Моделирование систем нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1990. 295 с.
5. Варнавский В.Г., Коблов Э.Г., Буценко Р.Л., Деревскова Н.А., Иванышина Л.П., Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.В., Кузнецов В.Е., Тронева Т.Ю., Уткина А.И. Литолого-петрофизические критерии нефтегазоносности. М.: Наука, 1990. 270 с.
6. Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Лопатин Н. В., Чернышев В. В. Главная фаза нефтеобразования // Вестн. МГУ. Геология. 1969. № 6. С. 3–27.
7. Веселов О. В., Волкова Н. А. Радиоактивность горных пород Охотоморского региона // Геофизические поля переходной зоны тихоокеанского типа. Владивосток, 1981. С. 51–70.
8. Веселов О. В., Соинов В. В. Тепловой поток Сахалина и южных Курильских островов // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. IV. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 153–176.
9. Волгин П. Ф., Исаев В. И., Косыгин В. Ю. Нефтегазоносность верхнемеловых отложений южной части Сахалина // Тихоокеан. геология. 2003. №1. С. 61–67.
10. Галушкин Ю. И., Смирнов Я. Б. Термическая история осадочных бассейнов: экспресс-методы оценки теплового потока // Геология и геофизика. 1987. № 11. С. 105–112.
11. Гедберг Х.Д. Геологические аспекты происхождения нефти. М.: Недра, 1966. 124 с.
12. Гольмшток А. Я. Тепловой поток в накапливающихся осадках // Геотермические исследования на дне акватории. М.: Наука, 1988. С. 74–88.
13. Грамберг И. С., Евдокимова Н. К., Супруненко О. И. Катагенетическая зональность осадочного чехла Баренцево-морского шельфа в связи с нефтегазоносностью // Геология и геофизика. 2001. № 11–12. С. 1808–1820.
14. Грецкая Е.В., Ильев А.Я., Кононов В.Э. Прогноз нефтегазоносности, нефтегеологический и коммерческий интерес и риск // Материалы международного научного симпозиума "Строение, геодинамика и металлогения Охотоморского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты". Т. 2. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. С. 49–52.
15. Дучков А. Д., Галушкин Ю. И., Смирнов Л. В., Соколова Л. С. Эволюция температурного поля осадочного чехла Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 1990. № 10. С. 51–60.
16. Ермаков В. И., Скоробогатов В. А. Тепловое поле и нефтегазоносность молодых плит СССР. М.: Недра, 1986. 222 с.
17. Ерофеев Л. Я., Исаев В. И. О применении палеотемпературного моделирования для прогнозирования нефтематеринских пород палеозойского разреза юга Западной Сибири // Труды международной конференции "Нефтегазовому образованию в Сибири 50 лет". Томск, 2002. С. 53–55.
18. Исаев В. И., Волкова Н. А., Ним Т. В. Решение прямой и обратной задачи геотермии в условиях седиментации // Тихоокеан. геология. 1995. № 3. С. 73–80.
19. Исаев В. И., Волкова Н. А. Прогнозные оценки перспективности объектов нефтегазопоисковых работ методами геоплотностного и палеотемпературного моделирования // Тихоокеан. геология. 1997. № 2. С. 58–67.
20. Исаев В. И., Косыгин В. Ю., Соловейчик Ю. Г., Юрчук А. А., Гуленок Р. Ю., Шпакова Н. В. Проблемы оценки нефтегазоматеринского потенциала осадочных бассейнов Дальневосточного региона // Геофиз. журн. 2002. № 1. С. 28–52.
21. Исаев В. И. Прогноз материнских толщ и зон нефтегазонакопления по результатам геоплотностного и палеотемпературного моделирования // Геофиз. журн. 2002. № 2. С. 60–70.
22. Исаев В.И., Гуленок Р.Ю., Веселов О.В., Бычков А.В., Соловейчик Ю.Г., Рояк М.Э. Компьютерная технология комплексной оценки нефтегазового потенциала осадочных бассейнов // Геология нефти и газа. 2002. № 6. С. 48–54.
23. Коблов Э.Г. Комментарии к статье П.Ф. Волгина, В.И. Исаева, В.Ю. Косыгина «Нефтегазоносность верхнемеловых отложений южной части Сахалина // Тихоокеан. геология. 2003. №1. С. 68–70.
24. Кононов В. Э., Сергеев К. Ф., Аргенов В. В., Биккенина С. К., Жигулев В. В., Жильцов Э. Г. Возможности сейсморазведки МПВ при нефтегазопоисковых исследованиях на северо-восточном шельфе о. Сахалин // Тихоокеан. геология. 1998. № 5. С. 27–38.
25. Конторович А. Э., Трофимук А. А. К методике изучения истории залежей нефти и газа // Геология нефти и газа. 1973. № 7. С. 18–24.
26. Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К, Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.
27. Конторович А. Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М.: Недра, 1976. 248 с.
28. Конторович А.Э., Трофимук А.А. Литогенез и нефтегазообразование // Горючие ископаемые. М.: Недра, 1976. С. 19–36.
29. Конторович А.Э. Генетические принципы раздельного прогноза нефтеносности и газоносности // Осадочно-миграционная теория образования нефти и газа. М.: Наука, 1978. С. 189–204.
30. Красавчиков В.О. Компьютерное моделирование направлений возможной миграции углеводородных флюидов и зон их потенциальной аккумуляции // Геология и геофизика, 2000. №3. С. 356–370.
31. Кутас Р. И., Цвященко В. А. Влияние осадконакопления на тепловое поле Черноморской впадины // Геофиз. журн. 1993. № 1. С. 23–35.
32. Левин Л. Э. Термический режим и потенциал нефтегазоносности осадочных бассейнов Черноморско-Каспийского региона // Разведка и охрана недр. 2001. № 2. С. 9–13.
33. Максимов С. П., Калинин М. К., Бортнева Т. А., Молодых Г.

- Н. Геотермические условия развития цикла нефтегазообразования // Геология нефти и газа. 1975. № 11. С. 35–41.
34. Мишин В. В., Иванов С. Л., Исаев В. И. Плотностная характеристика осадочного чехла Ичинского прогиба Западной Камчатки // Тихоокеан. геология. 1989. № 4. С. 89–93.
35. Нейман В.Б. Теория и методика палеотектонического анализа М.: Недра, 1984. 80 с.
36. Нестеров И. И., Шпильман В. И. Теория нефтегазоаккумуляции. М.: Наука, 1987. С. 232.
37. Парпарова Г. М., Неручев С. Г., Жукова А. В., Трушков А. П., Баженов Т. К., Буряк В. Н., Дьяконов А. И., Зеличенко И. И., Калмыков Г. С., Котов В. С., Кобахидзе А. Д., Лебедев В. А., Лебедева Г. В., Макаров К. К., Рогозина Е. А., Соболев В. С., Чичуа Б. К., Шуменкова Ю. М. Катагенез и нефтегазоносность. Л.: Недра, 1981. 240 с.
38. Подгорных Л. В., Хуторской М. Д., Поселов В. А., Павленкин А. Д. Объемная геотермическая модель литосферы Баренцевоморского региона // Разведка и охрана недр. 2000. № 12. С. 54–59.
39. Полякова И. Д., Колганова М. М., Соболева Е. И., Рязанова Т. А., Ушакова Н. Е. Геохимические показатели нефтегазообразования в мезокайнозойских отложениях Среднеамериканской впадины // Тихоокеан. геология. 1993. № 1. С. 49–57.
40. Романовский С.Н. Седиментологические основы литологии Л.: Недра, 1977. 408 с.
41. Рояк М.Э., Соловейчик Ю.Г., Шурина Э.П. Сеточные методы решения краевых задач математической физики. Новосибирск: Изд-во НГТУ, 1998. 120 с.
42. Сальников Б.А., Иваньшина Л.П., Сальникова Н.Б., Туренко Т.В. Новый разрез верхнего мела на Северном Сахалине // Тихоокеан. геология. 2001. №1. С. 48–56.
43. Свистунов Е. П. Зональность теплового поля и нефтегазообразование в Охотско-Камчатском бассейне // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2001. № 2. С. 55–57.
44. Соколов В. А. Новые идеи в геологии нефти и газа: Избранные труды. М.: Изд-во МГУ, 2001. 480 с.
45. Справочник физических констант горных пород (ред. С. Кларк мл.). М.: Мир, 1969. 544 с.
46. Старостенко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наук. думка, 1978. 228 с.
47. Тараненко Е. И., Тарсис А. Д., Хакимов М. Ю. Строение главной зоны нефтеобразования по данным термомолитического анализа керогена // Геология нефти и газа. 2000. № 4. С. 46–50.
48. Тихомиров В. М. Плотность горных пород и геологическое картирование в условиях Сахалина. М.: Наука, 1970. 112 с.
49. Филиппов Ю. А., Болдушевская Л. Н., Кринин В. А., Конторович А. А., Меленевский В. Н. Применение пиролиза для изучения катагенеза органического вещества мезозойских отложений Енисейско-Хатангской и северо-восточной части Пур-Тазовской нефтегазоносных областей // Геология и геофизика. 1999. № 12. С. 1837–1842.
50. Фомин А.Н. Углететрографические исследования в нефтяной геологии. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1987. 166 с.
51. Фомин А. Н., Конторович А. Э., Красавчиков В. О. Катагенез органического вещества и перспективы нефтегазоносности юрских, триасовых и палеозойских отложений северных районов Западно-Сибирского мегабассейна // Геология и геофизика. 2001. № 11–12. С. 1875–1887.
52. Хант Дж. Геохимия и геология нефти и газа. М.: Мир, 1982, 704 с.
53. Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г., Пиктон К.А.Г., Смит А.Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.

Поступила в редакцию 15 сентября 2003 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

V.I. Isaev

Paleotemperature modeling of the sedimentary section, and oil-and-gas generation

The method of paleotemperature modeling allowing calculation of temperature in a sedimentary section at any moment of geological time has been developed. The method is fulfilled by the computer-aided technology of paleotectonic reconstructions, geotemperature modeling, and identification of oil and gas source rocks. The reconstructions are based on "the method of alignment of profiles" (V.B. Neiman, 1984) with consideration for nonlinear consolidation of deposits in the course of subsidence. The geotemperature model is described by the equation of conductive distribution of heat in a solid non-uniformly layered body with an upper dynamic boundary, internal sources and thermal flow through the lower boundary. The scheme of catagenesis and temperature zoning of the processes of oil-and-gas formation (A.E. Kontorovich and other, 1976, 1997) was accepted to distinguish generation zones in the section – to predict oil and gas source rocks. The factors of the maximum of paleotemperatures for a Paleogene rock sequence and the thermal history of Cretaceous deposits are exemplified by the sedimentary section of the Lunsakaya basin on Sakhalin. An analysis of tectonic and temperature conditions of hydrocarbon generation was made for the Mesozoic-Cenozoic section of the Nizhnevartovsk arch in Western Siberia. A conclusion was made of the effectiveness of paleotemperature modeling for prediction of source rocks at regional-and-zonal and prospecting stages of the study of the sedimentary basin. Proceeding from the thermal history of the sedimentary section, it is possible to estimate the time of generation – the geological age of hydrocarbons.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

*Д.Л. Вьюнов**, *В.А. Степанов***

* *Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие "Амургеология", г. Благовещенск*

***Амурский комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Благовещенск*

На территорию Верхнего Приамурья составлены в изолиниях мономинеральные карты ореолов киновари и самородного золота и моноэлементные геохимические карты ореолов золота, серебра, свинца, цинка, меди, молибдена, вольфрама, олова. Формирование золотого оруденения произошло в меловое время и связано с коллизией Становой складчато-глыбовой области и Буреинского срединного массива. Ореолы указанных минералов и элементов подчеркивают основные закономерности размещения месторождений золота, полиметаллов и ртути. Выявленные по литохимическим потокам рассеяния и шлиховым ореолам особенности состава и строения геохимических полей Верхнего Приамурья помогут провести качественную прогнозную оценку этой территории на золото и другие рудные полезные ископаемые.

Ключевые слова: провинция, ореолы, золото, серебро, ртуть, Верхнее Приамурье.

На территории Верхнего Приамурья широко развиты месторождения золота (рис.1). Здесь добыто, начиная с конца XIX века, более 800 т золота, главным образом, из россыпей [1], поэтому представляется, что металлогенический потенциал этой территории далеко не освоен. Реализация его во многом зависит от расшифровки структуры и зональности геохимических полей Верхнего Приамурья, необходимой для планирования направления поисковых и оценочных работ.

МЕТОДИКА РАБОТ

Для получения характеристики геохимических полей Верхнего Приамурья проведен анализ распределения содержаний химических элементов в донных отложениях и минералов в аллювии водотоков. С этой целью были изучены шлиховые и геохимические ореолы и составлен ряд мономинеральных и моноэлементных геохимических карт.

Мономинеральные карты ореолов самородного золота и киновари выполнялись в виде изолиний удельной плотности распределения минералов в шлихах (шлиховые ореолы). Они в первом приближении отражают пространственно-статистические закономерности размещения золотого и ртутного оруденения. Основой для их построения послужила шлиховая карта масштаба 1:500 000, составленная Е.Е. Фроловой и др. в 1975 г. Методика составления

заклучалась в подсчете количества знаковых или весовых проб на единицу площади (100 км²). В каждой элементарной ячейке вычислялась удельная плотность в условных единицах (у.е.), по значениям которой далее проводились изолинии.

Моноэлементные геохимические карты ореолов (Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, W, Sn) в аллювиальных отложениях построены в виде изолиний на основе данных литохимических съемок по потокам рассеяния масштабов 1:200 000 – 1:1 000 000 (В.В. Домчак и др. 1979–2003 гг.; А.А. Васильев и др., 1996 г.; А.Е. Пересторонин и др., 1995 г.; В.А. Антонов и др., 1991г). При этом следует подчеркнуть, что при создании карты геохимических ореолов золота использованы только результаты анализов проб из водотоков I порядка, так как они менее разубожены и более объективно отражают состав коренного субстрата. Геометризация аномалий золота проведена вручную с предварительным осреднением данных в окне 10×10 км. Для других элементов построение карт проводилось с использованием программного пакета Surfer (Gridding Method – метод интерполяции – Kriging) на основе имеющихся баз геохимических данных и оценки параметров нормального и аномального геохимического поля.

Ранее некоторые результаты перечисленных работ были освещены в работе Л.В.Эйриша [2].

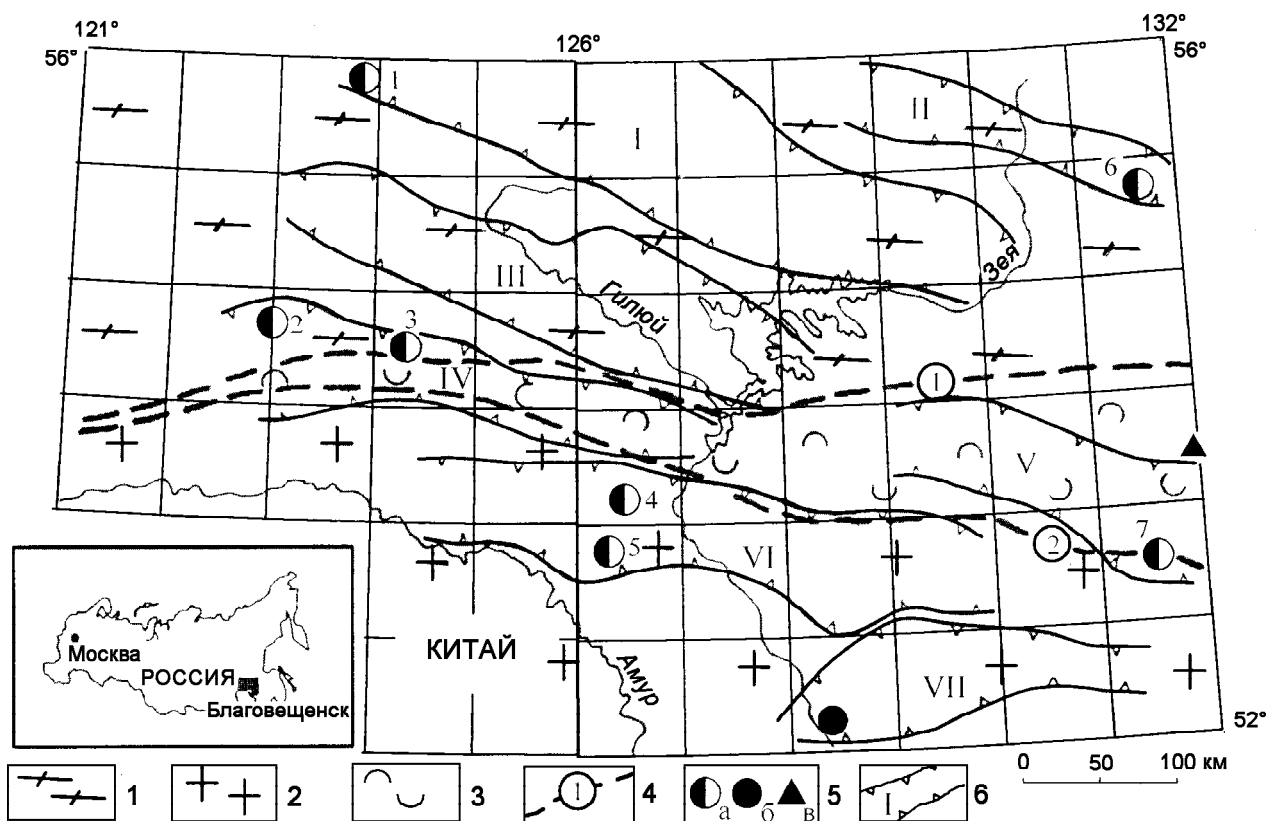


Рис. 1. Схема металлогенического районирования Верхнего Приамурья.

1 – Становая складчато-блоковая система; 2 – Буреинский срединный массив; 3 – Амуро-Охотская геосинклинально-складчатая система; 4 – границы геоблоков, представленные глубинными разломами: Монголо-Охотским (1) и Южно-Турурингским (2); 5 – месторождения: а – золота (1 – Бамское, 2 – Березитовое, 3 – Кировское, 4 – Пионер, 5 – Покровское, 6 – Колчеданный Утес, 7 – Маломыр), б – полиметаллов (Чагоянское), в – ртути (Ланское); 6 – границы металлогенических зон (обозначены римскими цифрами: I – Северо-Становая, II – Чапско-Майская, III – Желтулакская, IV – Янкано-Турурингская, V – Джагды-Селемджинская, VI – Северо-Буреинская, VII – Чагоян-Быссинская).

ШЛИХОВЫЕ ОРЕОЛЫ

В результате выполненных работ на территорию Верхнего Приамурья составлены карты шлиховых ореолов самородного золота и киновари, а также геохимических ореолов золота, серебра, свинца, меди, цинка, молибдена, вольфрама и олова (рис. 2–11).

Самородное золото. Ореолы самородного золота разной интенсивности распространены повсеместно (рис. 2). Исключение составляет площадь Верхнезейской депрессии, расположенная к востоку от Зейского водохранилища и перекрытая кайнозойскими осадками. Интенсивность и ориентировка ореолов меняются от центра рассматриваемой территории к периферии. В центральной, наиболее эродированной ее части располагаются интенсивные ореолы шлихового золота, ориентированные в северо-западном направлении, конформно по отношению к ос-

новым региональным разломам (Северо-Турурингскому, Южно-Турурингскому, Желтулакскому и др.). Наиболее крупный из ореолов расположен на восточном фланге Желтулакской металлогенической зоны. Он отвечает Дамбукинскому рудно-россыпному узлу, из россыпей которого добыта значительная часть золота территории. Расположенные в пределах узла рудные проявления и мелкие месторождения, такие как Золотая Гора, не представляют промышленного интереса. Вдоль северной и южной окраин площади располагаются менее интенсивные ореолы золота, ориентированные в субмеридиональном и северо-западном направлениях, согласно с простираем поперечных разломов. Здесь, при меньших масштабах россыпной золотоносности, располагается ряд известных месторождений рудного золота (Березитовое, Бамское, Кировское, Покровское, Пионер, Маломыр и Колчеданный Утес). Основные перспективы выявления новых месторож-

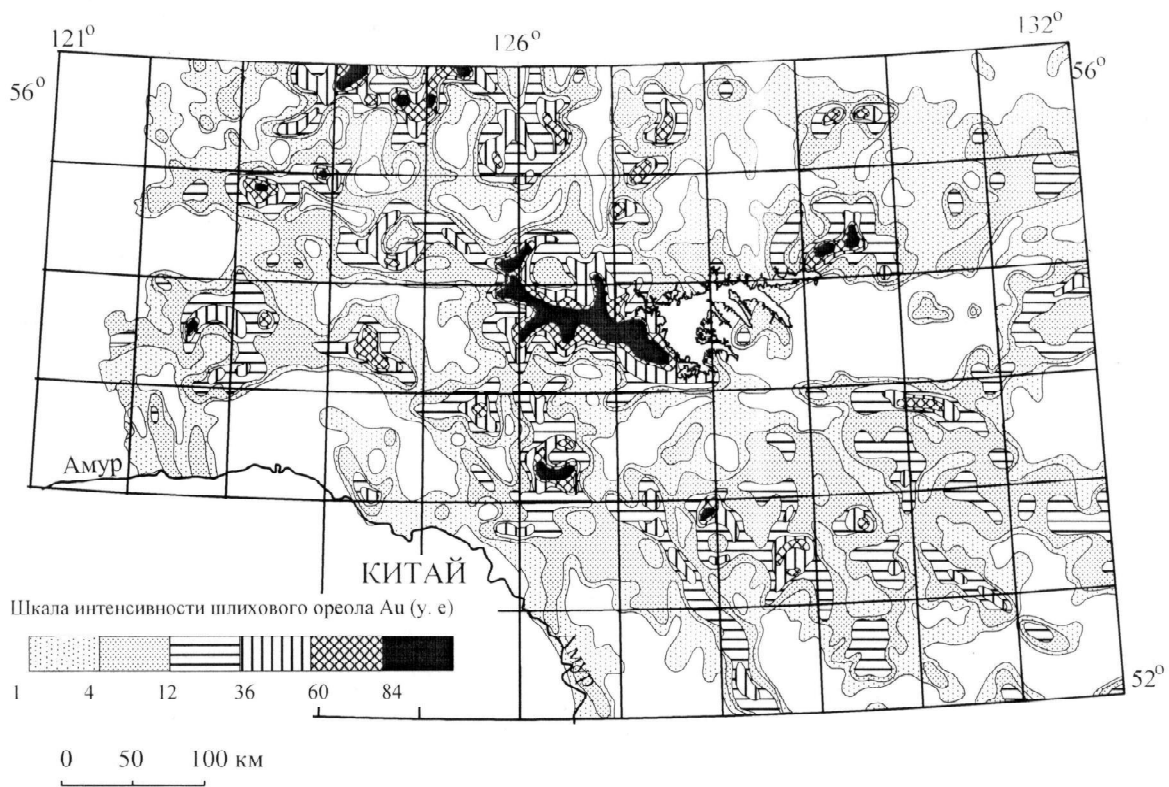


Рис. 2. Шлиховые ореолы золота.

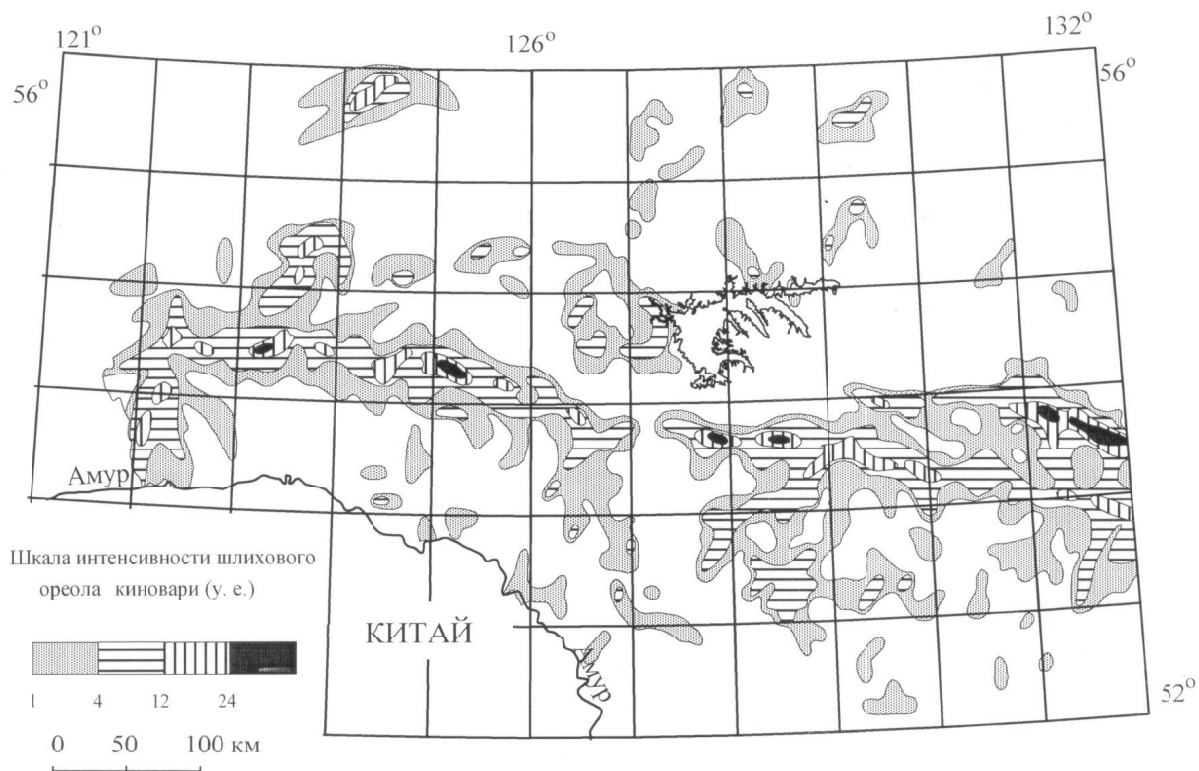


Рис. 3. Шлиховые ореолы киновари.

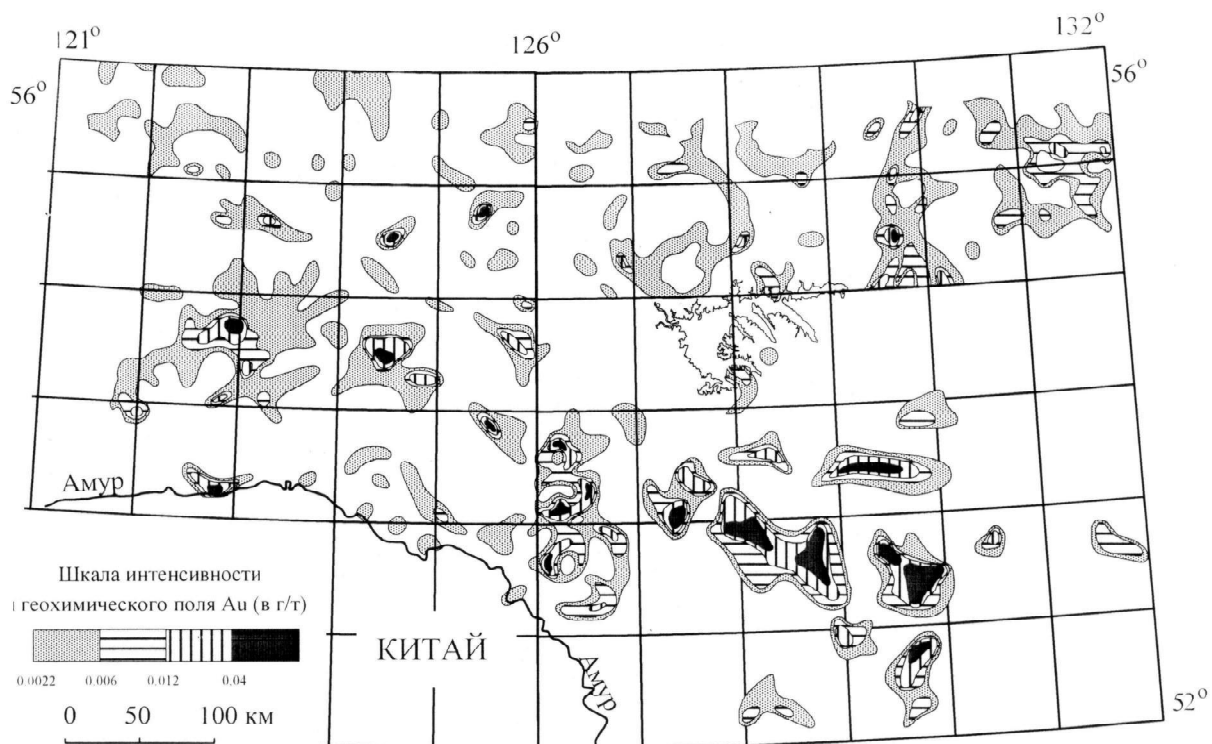


Рис. 4. Геохимические ореолы золота (по данным литохимических съемок по потокам рассеяния масштаба 1:200 000).

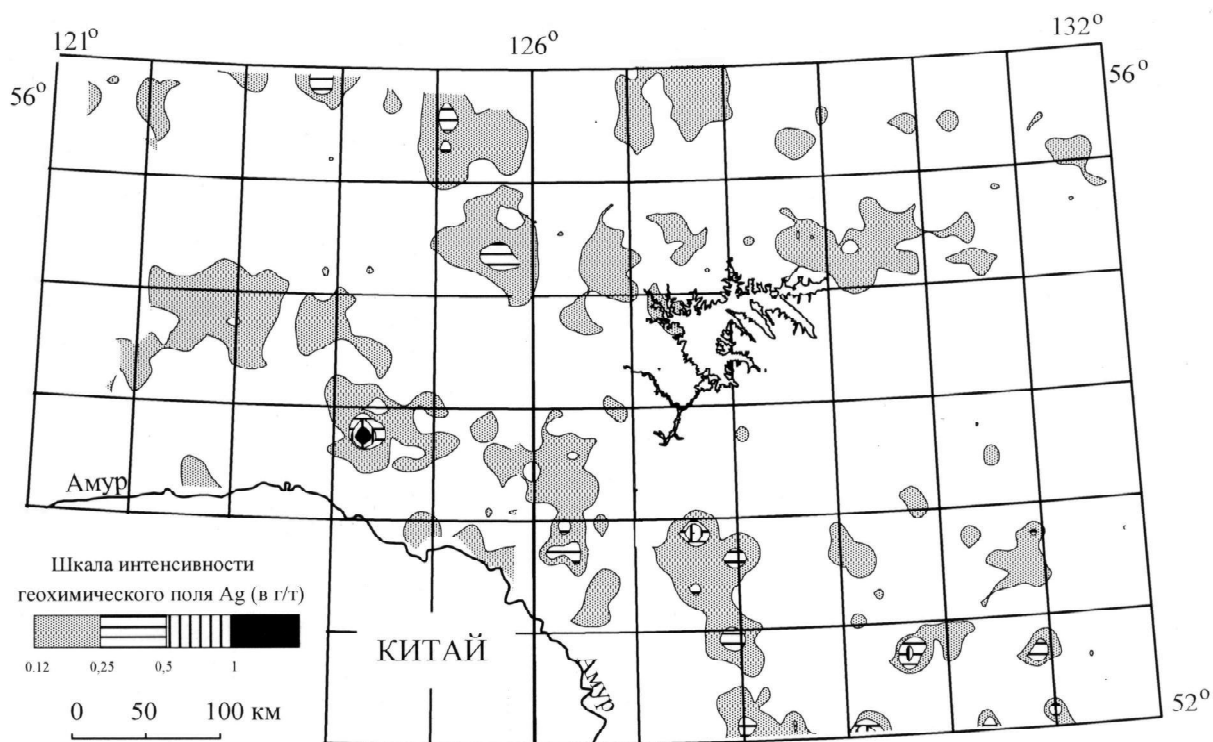


Рис. 5. Геохимические ореолы серебра (по данным литохимических съемок по потокам рассеяния масштабов 1:200 000 – 1: 1 000 000).

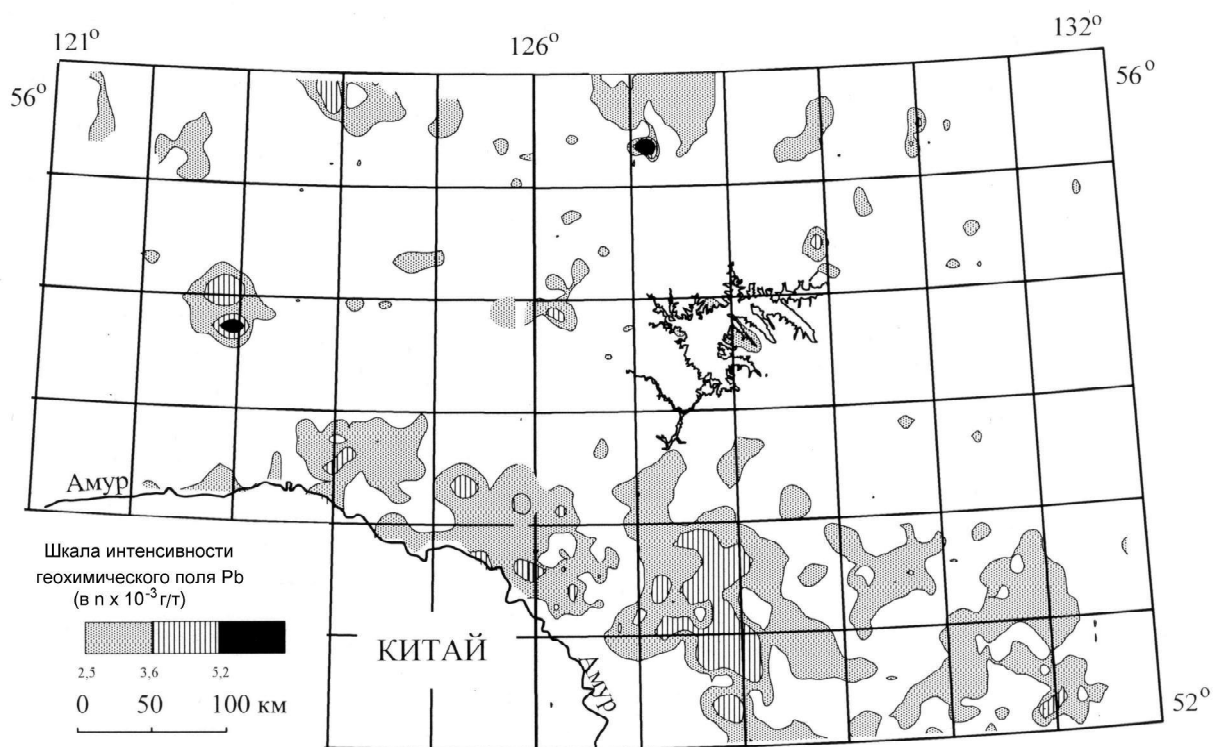


Рис. 6. Геохимические ореолы свинца.

дений рудного золота связываются нами с периферическими частями рассматриваемой территории.

Киноварь. Контрастный шлиховой ореол киновари протягивается в субширотном направлении на 600 км при ширине от 50 км на западном фланге до 100 км на восточном (рис. 3). Разрыв наблюдается при пересечении ореолом долины р. Зеи. Ореол приурочен к осевой части Монголо-Охотской складчатой системы, по-видимому, фиксируя зону глубинного разлома. Конформно ее границам он расширяется в восточном направлении. На западном фланге, где структуры складчатой системы выклиниваются, небольшие ореолы киновари располагаются вдоль опяряющих поперечных разломов субмеридионального простирания. Ореол асимметричен в поперечном направлении: высокие содержания киновари тяготеют к его северному краю, граничащему с Монголо-Охотским глубинным разломом. Этот крупный ореол киновари фиксирует границы Верхнеамурской ртутносной зоны, в пределах которой известно месторождение ртути Ланское и ряд рудопроявлений ртути преимущественно кварц-диккитового минерального типа [1]. В отличие от соотношения шлиховых ореолов золота и его коренных источников, интенсивные ореолы киновари указывают на положение коренных месторождений ртути. Наличие их можно прогнози-

ровать на левобережье р. Зеи, а также восточнее Кировского и южнее Березитового золоторудных месторождений.

В 100 км к северу от основного ореола расположен ряд второстепенных ореолов киновари, где они образуют субширотно ориентированную цепочку ореолов внутри Джелтулакской металлогенической зоны. Здесь возможно выявление комплексного золото-ртутного оруденения [1]. Вдоль северной границы Верхнего Приамурья фиксируются разрозненные ореолы киновари, наиболее интенсивный из которых отвечает Бамскому золоторудному узлу.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ

Золото. Ореолы золота в донных отложениях, так же как и самородного золота в шлиховых потоках, распространены повсеместно (рис. 4). Но в отличие от последних, геохимические ореолы более четко локализируют площади, перспективные на выявление золотого оруденения. Часть ореолов, как правило высокой интенсивности, фиксирует местоположение известных рудных узлов, полей и месторождений, другая позволяет прогнозировать новые перспективные объекты. Контрастные ореолы золота приурочены не к центральной Джелтулакской, а к периферическим – Янкано-Тукурингской, Северо-Бу-

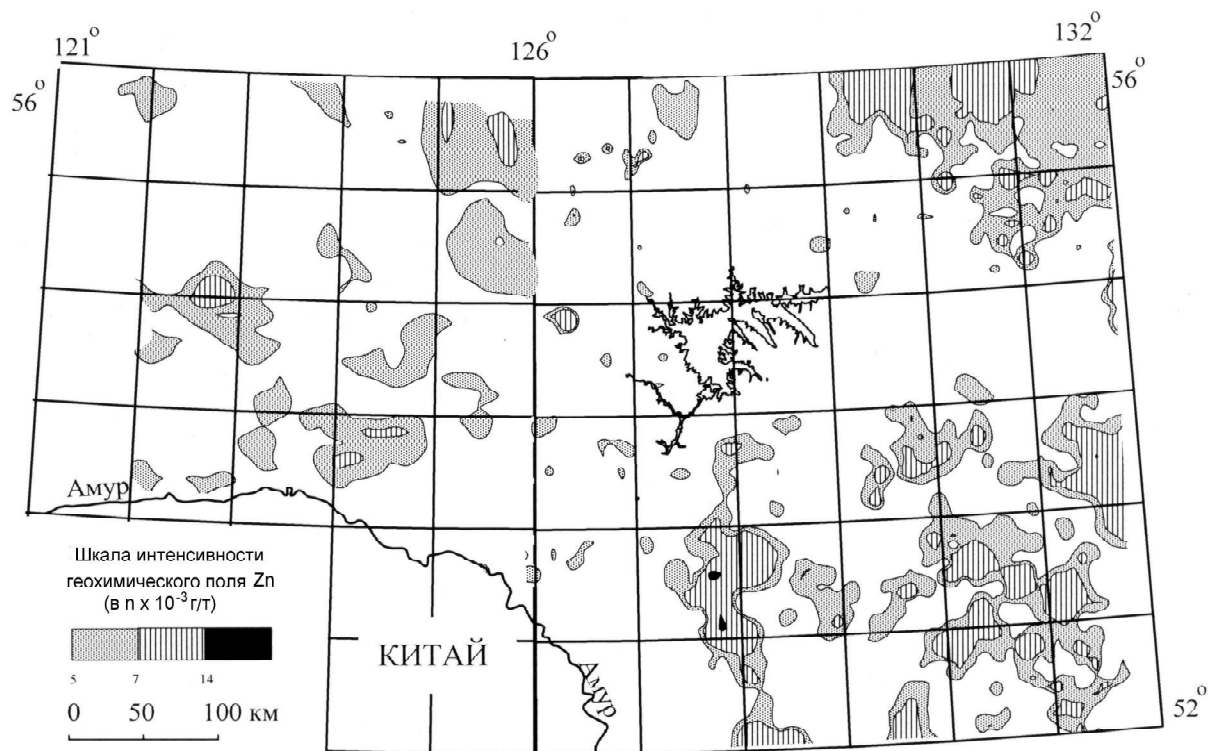


Рис. 7. Геохимические ореолы цинка.

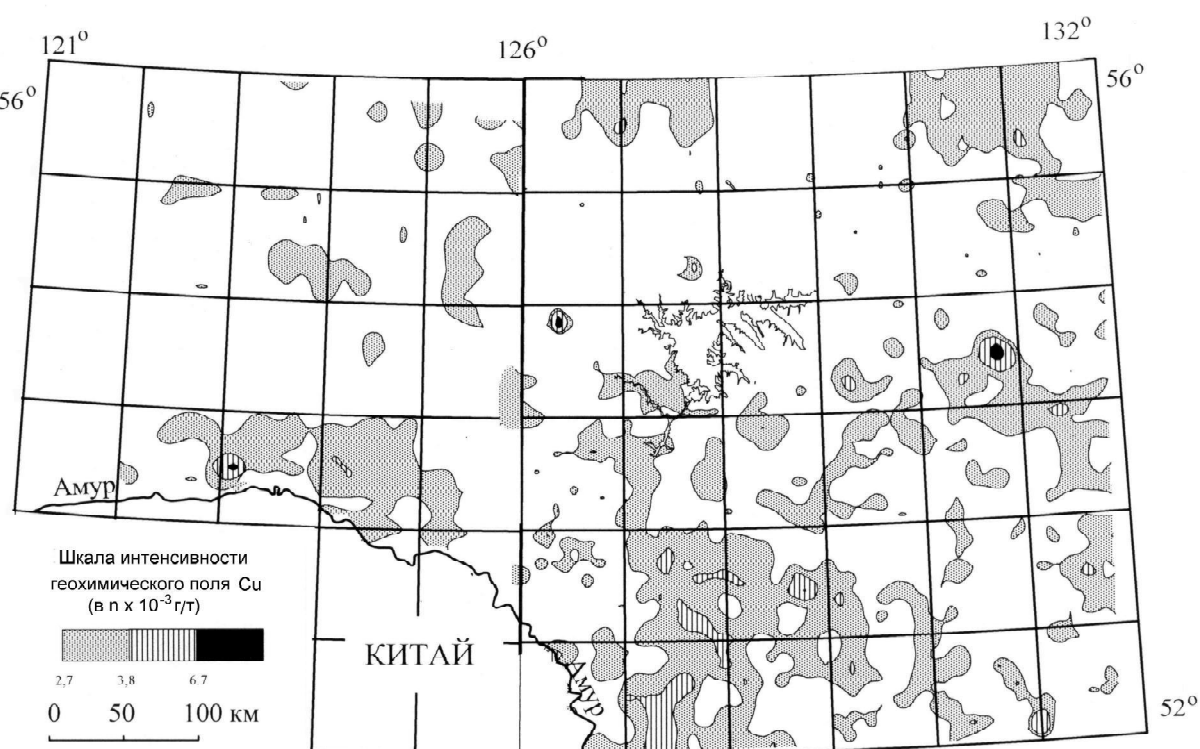


Рис. 8. Геохимические ореолы меди (по данным литохимических съемок по потокам рассеяния масштабов 1:200 000 – 1: 1 000 000).

реинской и Северо-Становой – металлогеническим зонам. Выявление новых месторождений рудного золота можно прогнозировать в первую очередь в восточной части Северо-Буреинской зоны (Умлеканский, Октябрьский и Орловский рудно-россыпные узлы), а также в Чагоян-Быссинской зоне (Быссинский узел). Отметим также перспективы золотого оруденения восточного фланга Северо-Становой и Чапско-Майской зон.

Серебро. Ореолы серебра располагаются, главным образом, по периферии изученной территории (рис. 5). Они имеют изометричную и неправильную форму. Иногда слагают цепочки, вытянутые в субширотном направлении в северной и западной частях площади, или субмеридиональном — в южной. Чаще всего ореолы серебра фиксируют поля развития вулканитов раннего мела с сопутствующим золото-серебряным оруденением как в южной (Северо-Буреинская металлогеническая зона), так и в северной (Северо-Становая зона) частях Верхнего Приамурья. Выявление месторождений золото-серебряного типа прогнозируется на восточном фланге Северо-Становой зоны, в Северо-Буреинской зоне (Умлеканский золотоносный узел), а также в Чагоян-Быссинской зоне. Наиболее контрастный ореол серебра в юго-западной части территории отвечает Инимскому выступу докембрийского основания Буреинского масси-

ва с широко развитой рассеянной серебро-полиметаллической минерализацией.

Свинец и цинк. Эти элементы образуют слабоконтрастные, обширные по площади ореолы, тяготеющие, главным образом, к южной, менее к северной границе изученной площади (рис. 6, 7). Аномалии свинца протягиваются в виде полосы шириной до 100 км вдоль северной окраины Буреинского срединного массива. Здесь, на западной окраине Чагоян-Быссинской металлогенической зоны, располагается Чагоянское полиметаллическое месторождение. Разрозненные изометричной формы ореолы свинца фиксируют Березитовый золоторудный узел на западном фланге территории и Бамский – на северо-западном. Ореолы цинка менее распространены и занимают, в основном, восточную периферию Верхнего Приамурья. В северной и западной частях рассматриваемой площади они имеют изометричную форму, а в южной иногда вытянуты в меридиональном направлении.

В целом, повышенный фон полиметаллов характерен для периферии Верхнего Приамурья, особенно для южной ее части. По-видимому, вдоль северной окраины Буреинского срединного массива сюда протягивается, хотя и в несколько редуцированном виде, полиметаллический пояс из Забайкалья. Здесь рекомендуются поиски полиметаллического

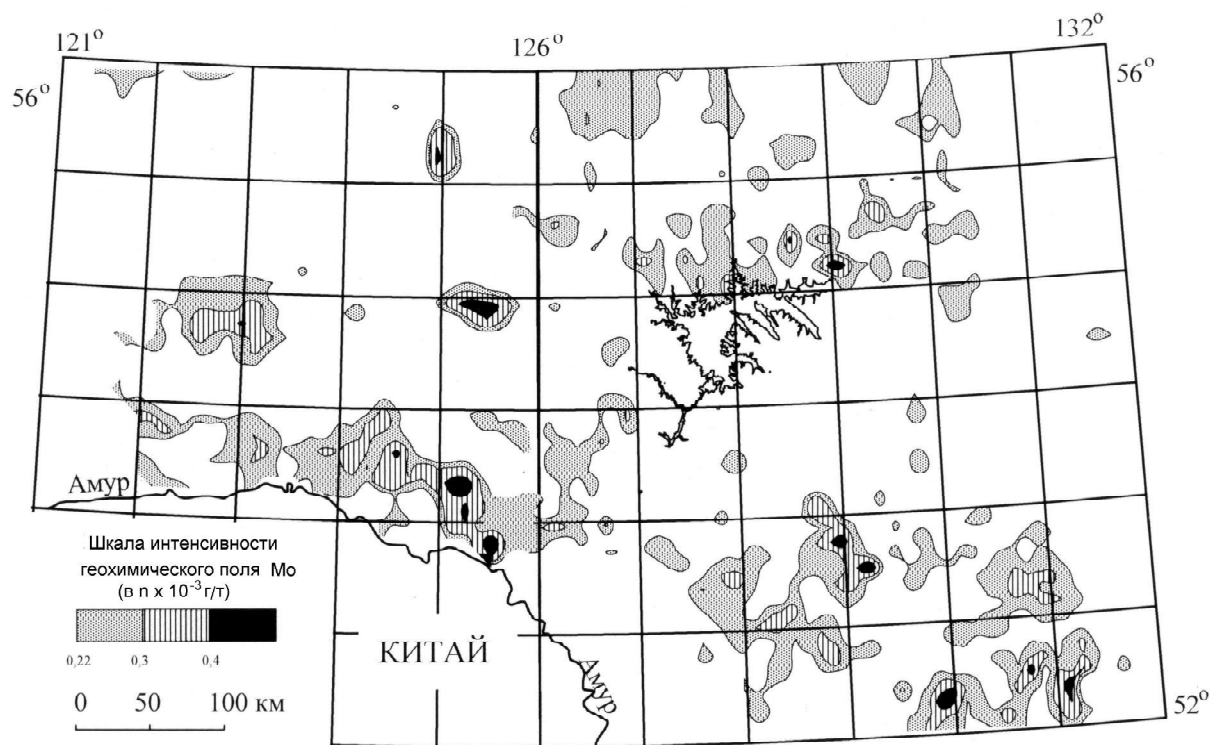


Рис. 9. Геохимические ореолы молибдена.

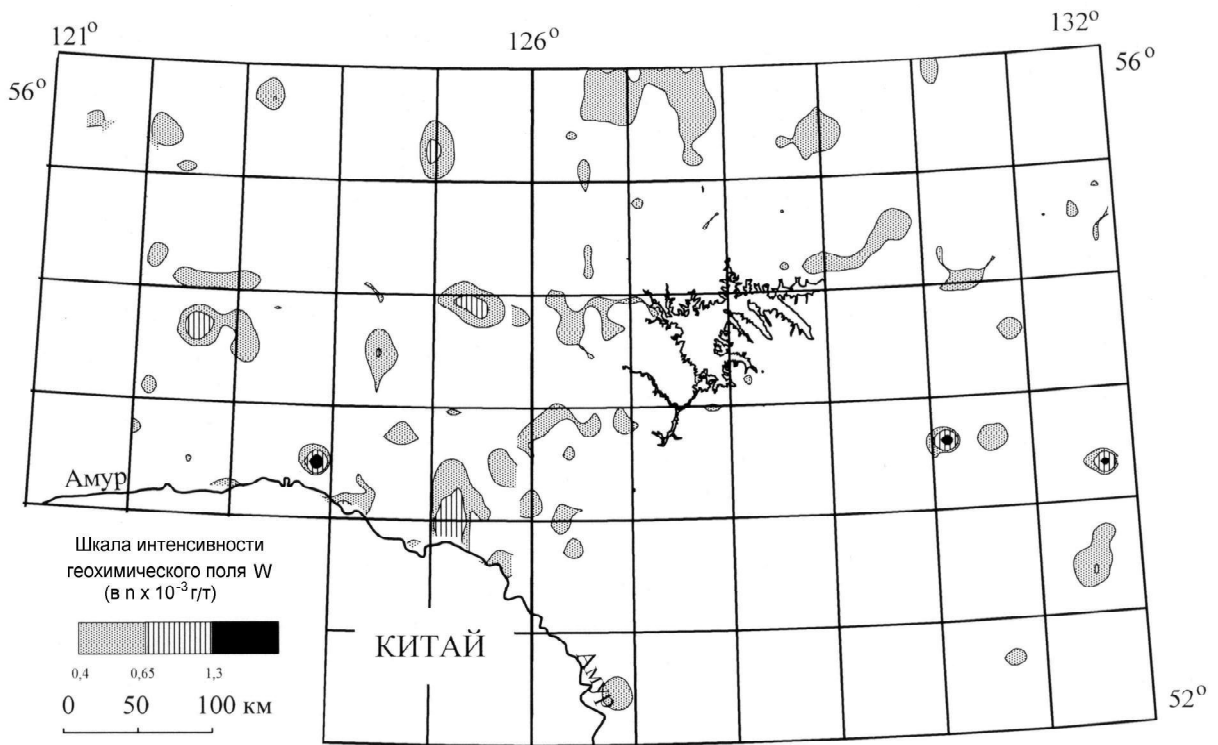


Рис. 10. Геохимические ореолы вольфрама.

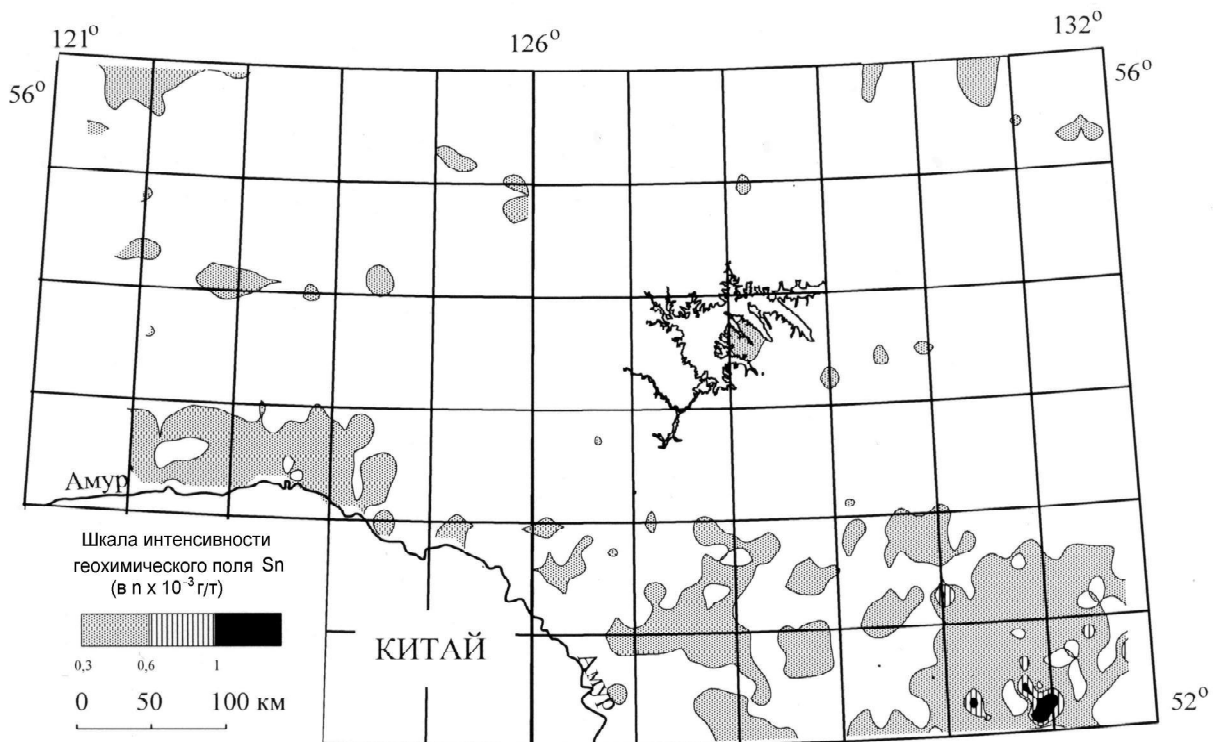


Рис. 11. Геохимические ореолы олова.

оруденения. Месторождения типа Березитового и Бамского с повышенным содержанием полиметаллов прогнозируются в Северо-Становой зоне (Брянтинский узел), а также в Северо-Буреинской зоне (Орловский узел).

Медь и молибден. Эти элементы образуют слабоконтрастные ореолы, расположение которых на площади в значительной мере совпадает (рис. 8, 9). Они наиболее широко развиты в южной (Северо-Буреинская и Чагойан-Быссинская металлогенические зоны) и менее в северной (Северо-Становая и Чапско-Майская металлогенические зоны) частях Верхнего Приамурья. Изометричной формы ореол молибдена в западной части территории фиксирует Березитовый рудный узел. Кроме того, контрастный ореол молибдена отмечается в центральной части Джелтулакской металлогенической зоны. Наличие комплексных медно-молибденовых аномалий в пределах золотоносных металлогенических зон указывает на возможность выявления месторождений комплексных золото-медно-молибденовых руд порфирирового типа. Объекты подобного типа прогнозируются в первую очередь в пределах Северо-Буреинской зоны (Буриндинский, Ульдугичинский и Октябрьский узлы).

Олово и вольфрам. Вольфрам образует ряд разобщенных слабоконтрастных ореолов изометричной формы, вытянутых в субширотном, реже меридиональном направлениях (рис. 10). Некоторые из них отмечают известные золоторудные узлы (Березитовый, Кировский и др.), другие пространственно совпадают с аномалиями молибдена. В последнем случае они могут служить индикаторами оруденения кварц-молибденитовой формации. Слабоконтрастные ореолы олова протягиваются в виде полосы вдоль южного края территории (рис. 11). Ширина полосы ореолов и интенсивность содержаний олова

увеличиваются к востоку в направлении к известным оловоносным районам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что аномальные геохимические поля Верхнего Приамурья образуют золото, серебро, ртуть, свинец, цинк, молибден и медь. В меньшей мере для них характерны вольфрам и олово. Наблюдается приуроченность ореолов к субширотным линейным элементам в центральной части территории и к разломам субмеридионального плана на ее периферии. Осевую зону трассирует линейно вытянутый в субширотном направлении ореол киновари. По-видимому, он фиксирует зону глубинного разлома. Рядом располагаются наиболее интенсивные ореолы самородного золота. Количество и интенсивность их уменьшаются к северу и к югу. Геохимические ореолы золота развиты повсеместно, но наиболее интенсивные из них приурочены к южной части территории. Ореолы серебра, свинца, цинка, молибдена и меди тяготеют к периферическим частям Верхнего Приамурья. Но если ореолы серебра и молибдена, отчасти свинца и цинка образуют линейные полосы, отвечающие золотоносным металлогеническим зонам, то ореолы меди имеют площадное распространение, свидетельствуя о ее повышенном местном кларке. Выявленные особенности состава и строения геохимических полей Верхнего Приамурья позволят на новом уровне провести прогнозную оценку ее территории на золото и другие рудные полезные ископаемые.

ЛИТЕРАТУРА

1. Степанов В.А. Геология золота, серебра и ртути. Ч.2. Золото и ртуть Приамурской провинции. Владивосток: Дальнаука, 2000. 161 с.
2. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.

Поступила в редакцию 29 февраля 2004 г.

Рекомендована к печати Л.В. Эйришем

D.L. Vyunov, V.A. Stepanov

Geochemical fields of the Upper Priamurye

The monomineral and monoelement maps in isolines of cinnabar, native gold, Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, W and Sn elements have been developed for the territory of the Upper Priamurye (Amur region, Russia). The formation of gold ores occurred in the Cretaceous, and it was the result of collision of the Stanovoy folded area and the Bureya medium massif. The areas of distribution of these minerals and elements indicate peculiarities of deposition of gold, polymetals and mercury. These peculiarities of the composition and structure of the geochemical fields of the Upper Priamurye will help make a qualitative perspective estimation of gold and other ore minerals.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 553.411(100)

О КНИГЕ "ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕРЕБРА"*

В.Г. Моисеенко, В.А. Степанов

Амурский комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Благовещенск

В Сахаполиграфиздате вышла первая в России крупная монография о геологии месторождений серебра, написанная известными исследователями месторождений благородных металлов, представителями институтов Министерства природных ресурсов (М.М. Константинов) и РАН (А.В. Костин и А.А. Сидоров). Книга написана в лучших традициях отечественной геологической науки – большое внимание в ней уделено типизации и рудно-формационному анализу месторождений серебра, тщательному и всестороннему описанию крупнейших отечественных и зарубежных месторождений, выделению сереброносных эпох и провинций. Кроме того, в книге кратко рассмотрены вопросы Рb-изотопной геохимии сереброносных месторождений, а также поисковые признаки и критерии их выявления.

В первой главе изложены основные принципы систематики серебрянорудных месторождений, выделены основные их группировки. Предлагается расчленение месторождений серебра на две большие группы – серебряные и комплексные серебро-содержащие. Серебряные месторождения объединены в следующие формации: серебряно-золото-свинцово-цинковая (месторождения Дукат, Гуанахуато), серебряно-урановая (Кер д'Ален, Большой Канимансур), серебряно-никель-кобальт-мышьяковая (Кобальт-Гауганда, Актепе) и серебряно-свинцовая (Прогноз, Мангазейское, Тидит). Весьма разнообразны комплексные серебро-содержащие формации, среди которых выделяются: свинцово-цинково-медно-серебряная (Маунт-Айза, Брокен-Хилл), медно-серебряно-порфировая (Бинхем), золото-серебряная (Комшток, Хаканджа), олово-серебряная (Потоси, Купольное), колчеданно-серебряная (Стерджен-Лейк, Кампо Морадо), золото-серебро-мышьяково-сульфидная (Высоковольтное,

Косманачи). Даны краткие описания строения и состава типовых серебряных и серебро-содержащих месторождений. Глава богато иллюстрирована геологическими планами и разрезами месторождений серебра. В дополнение к изложенному хотелось бы видеть в этой главе типизацию и описание экзогенных и техногенных месторождений серебра.

Вторая глава, самая большая в монографии, посвящена описанию следующих крупных месторождений серебра: Дукат, Мангазейское, Прогноз, Хачакчанское, Тидит (Россия), Гуанахуато, Фреснильо (Мексика), Серо де Паско (Перу), Керр д'Ален (США), Большой Канимансур (Таджикистан), Кобальт-Гауганда (Канада), Актепе (Узбекистан), Асхатин (Монголия). Приведены подробные характеристики геологического строения месторождений, закономерности размещения рудных тел, состав руд и окорудных метасоматитов и основных рудных минералов, сведения о генезисе руд. Украшением главы служат цветные иллюстрации полированных образцов серебряных руд ряда отечественных и зарубежных месторождений.

Обширная информация о количестве добытого серебра, прогнозных ресурсах и возрасте 60 крупных серебряных месторождений собрана в третьей главе. Авторы выделяют следующие основные сереброносные эпохи: протерозойскую (2000–1700 млн лет), герцинскую (поздний карбон – ранняя пермь), мезозойскую (поздняя юра – ранний мел) и плиоценовую. Особо отмечаются современные концентрации серебра в глубоководных осадках срединно-океанических хребтов, представляющие несомненный практический интерес. По комплексу признаков выделяют следующие основные типы сереброносных металлогенических провинций: архейские зеленокамен-

*Константинов М.М., Костин А.В., Сидоров А.А. Геология месторождений серебра. Якутск, 2003.

ные пояса, протерозойские протогеосинклинальные прогибы окраин и обрамления щитов, герцинские орогенные складчатые системы миогеосинклиналей и вулканические пояса, мезо-кайнозойские (альпийские) орогенные складчатые системы миогеосинклиналей и окраинно-континентальные вулканические пояса, четвертичные срединно-океанические хребты. Даны развернутые описания конкретных провинций.

Теоретические разработки рудно-формационных рядов серебряных и серебросодержащих месторождений помещены в гл.4. В их основу положены представления А.А. Сидорова и других исследователей о базовых и жильных рудных формациях. На представительном материале ряда отечественных и зарубежных сереброносных провинций убедительно показано существование следующих рудно-формационных рядов: медно-порфировый, серебро-порфировый, олово-серебро-порфировый, колчеданный и медно-никелевый.

Каждый ряд начинается с базовой формации, как основы рудно-формационного ряда со сложными комплексными месторождениями вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд, а заканчивается простыми, предельно дифференцированными месторождениями вплоть до монометалльных преимущественно жильного типа.

С целью установления источников рудного вещества и возраста серебряных месторождений в пятой главе рассмотрена изотопная геохимия свинца в их рудах. Для интерпретации данных изотопного анализа использованы следующие модели: Стейси-Крамера, Плюмботектоники, Амова, Камминга-Ричардса. Установлена зависимость масштабов концентрации серебра от изотопного состава свинца в рудах, что свидетельствует в пользу влияния характера рудообразующих растворов на масштабы оруденения.

Венчают книгу прогнозно-поисковые критерии и признаки серебряного оруденения, представленные в виде таблицы. В качестве основных критериев и признаков оруденения рассмотрены следующие: типы сереброрудных провинций, продуктивные геологические формации, руд-оконтролирующие структуры, характер магматических процессов, минералого-геохимические особенности руд.

В заключение отметим, что книга является уникальным собранием сведений об отечественных и зарубежных месторождениях серебра. В ней на высоком научном уровне показаны основные закономерности размещения месторождений, их состав и генезис. Книга рассчитана на широкий круг геологов научных и производственных организаций, а также может быть использована в вузах геологической направленности.

Поступила в редакцию 28 июня 2004 г.

ЗОНЫ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ*

Г.Л. Кириллова

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Появление этой книги, написанной коллективом известных геологов-нефтяников России, весьма своевременно, поскольку проблема освоения континентального шельфа, где сосредоточено более трети неразведанных ресурсов углеводородов, ныне актуальна. В субаквальных районах России уже открыто несколько десятков месторождений, однако дальнейшее освоение нефтегазовых ресурсов требует привлечения новых научных технологий, в частности разработки научных основ зонального прогноза в условиях акваторий и создания представительного банка данных, включающего эталонные параметры для прогнозирования.

В свете этих задач композиция книги весьма удачна. В первой главе рассматривается научно-методическое обеспечение зонального прогноза, его особенности в условиях акваторий. Подчеркивается, что зоны нефтегазонакопления (ЗНГН) занимают определенное место в иерархическом ряду: провинция – бассейн – нефтегазоносный район – зона – месторождение. Их особенности строения, группировка в пространстве, размеры, распределение по крупности в бассейне, ресурсы, а, возможно, и фазовое состояние углеводородов (УВ) регулируются не только локальными, но и региональными факторами, вплоть до эволюционной специфики окраины континентов.

Нефтегеологическое своеобразие большинства акваторий вынудило авторов начать разработку адекватной методологии зонального прогноза с рассмотрения трёх методологических аспектов: определение и главные принципы выделения зон нефтегазонакопления, факторный анализ в зональном прогнозе и возможные подходы к оценке фазового состояния УВ в недрах. Тем не менее, для определения фазового состояния частично применялись модели, разработанные на примерах континентальных бассейнов (Западно-Сибирского, Амударьинского, Азово-Кубанского и др.). Очевидно, что ведущая роль в этой проблеме принадлежит миграционным процессам

наряду с термобарическими и геохимическими факторами.

Естественно, что изучение зон доказанного нефтегазонакопления – ключ к детальному прогнозированию акваторий. При этом определяют множество показателей: 1) количество месторождений в зоне (их должно быть не менее двух); 2) площадь зоны; 3) углеводородные ресурсы зоны; 4) плотность ресурсов УВ; 5) фазовое состояние УВ; 6) этаж нефте- и газоносности; 7) возрастной диапазон коллекторских горизонтов; 8) величина наибольшего месторождения в зоне.

Вторая глава “Некоторые особенности строения, развития и нефтегазоносности окраин континентов” включает краткое изложение учения о континентальных окраинах, описание в табличной форме групп континентальных окраин (атлантической и тихоокеанской), этапов и типов их развития. Для атлантической группы выделены предшествующий, раннеокеанический и синокеанический этапы и соответствующие им 6 типов структур; переходный этап, которому соответствует 5 типов структур. Для окраины тихоокеанской группы описаны островодужный тип (с семью структурами), андийский (3 структуры) и невадийский (2 структуры). Для всех перечисленных 23 структур приведены характерные нефтегазоносные бассейны (НГБ) и провинции.

Далее коротко освещается строение и эволюция окраин континентов и даются краткие сведения о нефтегазоносности окраин континентов.

Эта глава, конечно, совершенно необходима, полезна, но она вскрывает несоответствие сравниваемых структурных объектов континентальных окраин (это бассейны и провинции) и рассматриваемого элемента увосферы – зоны, которая в иерархическом ряду стоит гораздо дальше. Незавершенность этой проблемы сказывается и в дальнейшем описании. И особенно это видно на рисунках, где обычно не показываются структурные элементы континентальной

*Зоны нефтегазонакопления окраин континентов / Ю.Н. Григоренко, И.М. Мирчинк, М.Д. Белонин, В.С. Соболев, Т.А. Андиева, Н.А. Андреева, Г.С. Гуревич, Л.И. Жукова, Т.А. Метлина; Под ред. Ю.Н. Григоренко, И.М. Мирчинка. – М.: ООО “Теоинформцентр”, 2002. – 423 с.; ил. 67, табл. 65. – Библиогр. 303 назв.

окраины, а разрезы вообще чрезвычайно редки. Это, конечно, снижает уровень восприятия материала, хотя в тексте он зачастую и даётся в достаточной мере.

Из текста не всегда ясно, о континентальной окраине какого возраста идёт речь, поэтому возникают терминологические противоречия. Так, в таблице 2 Северо-Сахалинский НГБ отнесён к периклиналильным и прискладчатым прогибам в составе мегавпадин, а в разделе 3.1.5 назван бассейном тыловой области континентальной окраины.

Глава 3 “Зональные скопления углеводородов в недрах окраин Тихоокеанской группы” подразделена на 2 части. В первой из них на примере шести бассейнов описаны зоны нефтегазонакопления островодужных окраин. Отмечена “сложная и длительная история этой переходной области, многократное проявление рифтогенеза, разноплановое взаимодействие континентов и океанов, предопределившие возникновение здесь доминирующих, типоморфных участков активной транзитали и в их составе (эпизодически) пассивных участков...” (с. 40). К сожалению, при описании бассейнов причины, время, место рифтогенеза и его связь с зонами нефтегазонакопления раскрыты недостаточно. Неясны и характеристики пассивных участков активной континентальной окраины, где, когда и почему они возникают. Недостаточно чётко изложена роль “трансфертного фактора” в зональном нефтегазонакоплении (с. 75).

Авторы пишут о максимально широком тектоническом спектре нефтегазонакопления в активной окраине, но, к сожалению, не подтверждают это конкретными примерами, хотя бы в порядке перечисления. Чувствуется, что неразработанность тектонической и геодинамической систематики тормозит работу геологов-нефтяников в части зонального прогнозирования.

В целом же в гл. 3 приведено множество новых интересных сведений как по российским, так и зарубежным бассейнам. Западно-Тихоокеанская островодужная область содержит свыше 70% нефтегазовых ресурсов Тихоокеанского суперрегиона и характеризуется наибольшим числом зон доказанного нефтегазопроявления и их большим разнообразием. Наибольшим распространением пользуются зоны с геологическими ресурсами 40–160 млн т. с разнообразным фазовым составом УВ.

Во второй части гл. 3 описаны “Зоны нефтегазонакопления в недрах притихоокеанских окраин Северной и Южной Америки”. Здесь выделяются окраины двух типов: невадийская и андийская. Предыдущие исследователи неоднократно отмечали последовательную смену во времени островодужных окраин андийскими, а затем невадийскими.

Ресурсы УВ 25 НГБ, ассоциирующихся с андийской окраиной Южной Америки, составляют менее 10% общих ресурсов нефти и газа Тихоокеанского суперрегиона. Бассейны фронтальной части Южно-Американской континентальной окраины отличаются сложной разломно-блоковая тектоника, высокая сейсмичность и, как следствие, значительные скорости формирования и разрушения скоплений УВ.

На невадийской окраине Северной Америки промышленная нефтегазонакопленность установлена в приокеанических и межгорных прогибах. Эти бассейны выделяются коротким периодом развития и достаточно яркими особенностями нефтегазонакопленности. Прежде всего, для них характерны два специфических типа нефтегазонакопленных формаций: подводно-склоновые фэны и знаменитая карбонатно-кремнистая формация Монтерей, обе они обладают и нефтематеринскими, и коллекторскими свойствами.

Количественные показатели нефтегазонакопленности невадийских НГБ уникальны. Плотность ресурсов на порядок превышает таковую в НГБ других переходных областей. Наиболее характерным для этой группы является бассейн Лос-Анджелес, где выявлено 68 месторождений, сгруппированных в десять зон нефтегазонакопления. Геологические ресурсы бассейна Лос-Анджелес составляют 4670 млн т н. э.

Глава 4 “Зональные скопления углеводородов в недрах окраин атлантической группы” посвящена характеристике осадочных бассейнов широко распространённых пассивных окраин, в недрах которых сосредоточено до 90% ресурсов УВ всех переходных областей на стыке континентов и океанов. В сравнении с активными окраинами особо выделяются большие перспективы глубоководных областей пассивных окраин у берегов Индии, Бразилии, уже подтвержденные бурением и открытием месторождений.

При меньшем количестве (73) нефтегазонакопленных бассейнов атлантической группы выделяются большей площадью и ресурсами. Детальный анализ бассейнов атлантической группы вскрывает ряд существенных отличий этих бассейнов от бассейнов активных окраин.

Четвертая глава включает три раздела, в которых описаны зоны нефтегазонакопления последовательных этапов эволюции окраин атлантической группы.

В первом разделе на примере Суэцкого бассейна описаны зоны нефтегазонакопления рифтового этапа эволюции окраин атлантической группы. Отмечены благоприятный флюидодинамический режим рифтов, значительные мощности и темпы седиментации, оптимальный тепловой режим, условия миграции и аккумуляции УВ. Величина ресурсов

контролируется нефтегенерационным потенциалом дорифтовых и синрифтовых комплексов, и они весьма значительны. Начальные потенциальные геологические ресурсы УВ Суэцкого НГБ достигают 3200 млн т н. э.

Во втором разделе на примере 11 бассейнов проанализированы зоны нефтегазонакопления ранне- и синокеанического этапов эволюции окраин континентов. Это наиболее обширное по количеству, размерам и ресурсам УВ семейство. Оно представлено периферийными бассейнами и провинциями Северного Ледовитого океана и сопредельных побережий, бассейнами шельфов и склонов Атлантического и Индийского океанов. Окраины континентов имеют свои особенности и по площади разделяются на две группы. Окраины самого молодого (кайнозойского) Северного Ледовитого океана занимают 50% его площади, а окраины более древних зрелых окраин Атлантического и Индийского океанов составляют менее 10% их площади. Соответственно распределяется и роль шельфов.

Для осадочных бассейнов, синхронных раннеокеаническому этапу, в частности арктических, характерен, по мнению авторов стратиграфический диапазон нефтегазонакопления (девон–кайнозой), значительная мощность и присутствие доманикитов на нескольких уровнях. Типичными для этой группы названы бассейны Бофорта-Маккензи, Северного склона Аляски, Свердруп, Норвежско-Баренцевский.

Синокеанические ОБ пассивных окраин, напротив, сложены главным образом мезозойско-кайнозойскими отложениями. Их размеры и ресурсы существенно меньше. Нефтепроизводящие толщи связаны с отложениями морского (бассейн Жанна д'Арк), дельтового (Нигерийский) и озерного (Кампос) генезиса.

Ресурсы УВ ранне- и синокеанических окраин характеризуются диапазоном значений 140–180 млн т н. э.

В третьем разделе четвертой главы описаны зоны нефтегазонакопления переходного (средиземноморского) этапа эволюции окраин континентов. Соответствующие им структуры выделены в Альпийско-Гималайском поясе (Средиземноморье, Персидский залив, Мексикано-Карибский регион). Характерным элементом является Восточно-Средиземноморская зона погружений, включающая склон Африканской платформы, рассеченный ортогональными грабенами и горстами, и систему глубоководных впадин. Типичны также для завершающего этапа эволюции пассивных КО краевые и межгорные прогибы.

Бассейны переходного этапа развития КО существенно превосходят другие НГБ окраин континен-

тов количеством и размерами ЗНГН (до 16–18 зон в бассейне). В разрезе бассейнов преобладают карбонатные триас-олигоценые толщи с несколькими этажами нефтематеринских толщ. Подчиненное значение имеют кайнозойские глинистые нефтематеринские толщ. ЗНГН характеризуются бимодальным распределением ресурсов УВ в диапазоне значений 50–300 и 500–2000 млн т н. э.

Подводя итог рассмотрению четвертой главы, следует заметить, что в ранжировании, названии этапов эволюции окраин атлантической группы, а соответственно и бассейнов, четко отразилась неразработанность этой проблемы как в российской, так и мировой науке. Практически каждый бассейн – гибридный, составной и представляет собой совокупность седиментационных систем, соответствующих отдельным этапам его эволюции. Но исследователь обычно считает главным какой-то один этап и отражает это в названии. В данном случае – это развитие континентальных окраин атлантической группы и ее этапы. Но ведь Атлантический океан начал раскрываться в мезозое, а в этажи нефтегазонакопления атлантической группы включены и более древние палеозойские комплексы (бассейны Северного склона Аляски, Сирт, Триасовая провинция, Иллизи), характеризующие совсем другую геодинамическую обстановку. На эту проблему авторам следует обратить внимание в ходе своих дальнейших исследований.

Содержание пятой главы довольно полно отражено в ее названии “Общие особенности, закономерности формирования и размещения зон нефтегазонакопления в недрах окраин континентов”. Количественный анализ 450 зон доказанного нефтегазонакопления с применением новых методических подходов позволили впервые провести сравнительный анализ бассейнов по развернутой схеме ресурсно-геологических показателей, сведенных в две таблицы: для окраин атлантической группы и окраин тихоокеанской группы. В таблицах каждого бассейна приведено количество ЗНГН, среднее число месторождений в зоне, площадь зон, геологические ресурсы УВ в зоне, их плотность, высота этажа нефтегазонакопления и возраст коллекторов.

В таблице 55 для НГБ окраин атлантической группы в этаж нефтегазонакопления включены и палеозойские комплексы. Если их исключить, то закономерности, графики могут получиться несколько иными. В целом же на графиках, таблицах вырисовывается довольно наглядная картина, позволяющая анализировать и сравнивать огромный фактический материал по бассейнам мира.

Далее, после общей характеристики ЗНГН в отдельных разделах рассмотрены особенности про-

странственного размещения зон, фазовая специализация зон концентрации углеводородов. Завершается глава кратким анализом важнейших факторов формирования и размещения зон нефтегазонакопления.

В шестой главе под названием “Зональный прогноз нефтегазоносности акваторий России. Первые результаты” рассмотрены результаты прогноза зональных объектов в бассейнах северных и дальневосточных морей России с использованием опыта и материалов детального анализа нефтегазоносности сопредельной суши и однотипных хорошо изученных зарубежных бассейнов.

Глава включает три раздела. В первом рассмотрено акваториальное продолжение Тимано-Печорской провинции, являющееся одним из важнейших и первоочередных для освоения регионов России. Приведены сведения о его изученности различными методами, дана схема размещения зон нефтегазонакопления в палеозойском и палеозойско-мезозойском комплексах с ранжированием по плотности ресурсов, фазовому состоянию УВ и другим параметрам.

По результатам анализа доказанных ЗНГН подтверждена роль ряда стандартных факторов для их размещения и формирования, детально описанных в гл. 5 при сравнительном анализе зон нефтегазонакопления окраин континентов.

В итоге проведенных работ прогнозируются нефтегазоносные области, в пределах которых располагаются наиболее крупные ЗНГН, а в их контурах – крупные и средние нефтяные, газоконденсатные и газовые месторождения.

Во втором разделе дан зональный прогноз для Южно-Карской нефтегазоносной области, являющейся северным акваториальным продолжением Западно-Сибирской провинции. В этой области уже открыто два уникальных газоконденсатных морских месторождения. Сходство этой области с сопредельными нефтегазоносными областями Западно-Сибирской провинции позволило использовать установленные там 14 зон доказанного нефтегазонакопления в качестве эталонных. Были построены графики факторных зависимостей, на основе которых определены плотности ресурсов УВ в прогнозируемых зонах шельфа Карского моря.

В итоге выделено 13 ЗНГН с плотностью геологических ресурсов УВ 201–590 тыс. т/км², геологическими ресурсами УВ от 122 до 1000 млн т н. э. и более, причем располагаются они до 50-метровой изобаты, которая ограничивает технически доступные ныне ресурсы Карского шельфа.

В последнем, третьем, разделе главы рассмотрены перспективы северно-восточного шельфа Сахалина (Северо-Сахалинский бассейн), где сосредоточены крупные месторождения и прогнозируется до 87% неразведанных УВ ресурсов. Всего в бассейне открыто 64 месторождения, в том числе 7 морских, наиболее крупных. 85% разведанных запасов сосредоточено в ЗНГН, это позволяет ожидать такой же уровень концентрации и в акваториальной части бассейна.

На северо-восточном шельфе Сахалина предполагается 12 ЗНГН, каждая из которых включает 2–7 локальных объектов. Оценка их выполнена с учетом внутрибассейновых ресурсно-геологических данных и нефтегеологических характеристик ЗНГН других бассейнов островодужных окраин. Ресурсы УВ прогнозируемых зон достигают 500–1000 млн т н. э., плотности ресурсов – 230–420 тыс. т/км², суммарные ресурсы 12 ЗНГН составляют около 3 млрд т н. э.

Следует заметить, что, несмотря на многолетнюю историю изучения Сахалина, многие вопросы остаются недостаточно разработанными. В частности, нефтегеологическое районирование, границы бассейнов у разных авторов не совпадают и не обосновываются морфологическим, тектоническим и палеогеографическим анализом. Недостаточно учитывается и оценивается роль многоэтажного рифтогенеза как одного из важнейших факторов. ЗНГН на рис. 67 имеют различную ориентировку, и она несомненно связана с системами рифтов разного направления и времени проявления.

В целом же книга чрезвычайно полезная, поскольку может быть использована и как справочник, и как руководство к действию при детальном прогнозе нефтегазоносности недр еще слабо изученных акваторий России, что авторы и продемонстрировали на ряде примеров.

Анализ более 500 зон доказанного нефтегазонакопления мира позволил авторам создать систему эталонов, выделить наиболее универсальные факторы зонального нефтегазонакопления, выяснить влияние этих факторов на формирование, размещение и фазовое состояние УВ в ЗНГН.

В период все возрастающего энергетического голода появление этой монографии, написанной на единой теоретико-методической основе, весьма своевременно и несомненно послужит совершенствованию научных основ детального прогноза нефтегазоносности акваторий континентальных окраин.