

**Том 28, номер 3**  
**ISSN 0207 - 4028**

**Май-Июнь 2009**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР  
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



<http://itig.as.khb.ru/POG>

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>В.Л. Ломтев, В.Н. Патрикеев, М.Г. Гуринов.</i> Новые данные о строении дна Охотского моря .....	3
<i>П.Ф. Волгин, Л.М. Лютая, А.В. Кочергин.</i> Плотностной разрез земной коры впадины Дерюгина (Охотское море) по результатам гравитационного моделирования .....	12
<i>В.П. Симаненко, А.Н. Филиппов, А.А. Чащин.</i> Базальты океана Панталасса в Самаркинском террейне (Центральный Сихотэ-Алинь) .....	23
<i>Н.А. Николаева, А.Н. Деркачев, А.И. Обжиров.</i> Характерные особенности проявлений газово-флюидных эманаций на северо-восточном склоне о-ва Сахалин (Охотское море) .....	38
<i>Н.Г. Ващенко, М.Т. Горовая, А.В. Можеровский.</i> О составе и возрасте аргиллитовой толщи (осадочный чехол материкового склона Японского моря) .....	53
<i>В.Ю. Забродин.</i> Реконструкция структуры мезозоид восточной части Амура-Охотской складчатой системы (Дальний Восток) .....	64
<i>В.В. Голозубов, Донг У Ли, С.А. Касаткин, Б.И. Павлюткин.</i> Тектоника кайнозойской Нижнебикинской угленосной впадины (северное Приморье) .....	74
<i>В.С. Маркевич, Е.В. Бугдаева.</i> Палинологическое обоснование возраста пограничных отложений юры и мела в Буреинском бассейне (Российский Дальний Восток) .....	90
<i>Е.В. Перевозникова, Н.В. Мирошниченко.</i> Таусонит и фтор-глиноземистый титанит в метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня .....	100
<i>С.В. Зябров.</i> О биостратиграфии аккреционных комплексов Дальнего Востока (критический обзор нескольких статей) .....	105
 <b>Юбилей</b>	
<i>Галина Леонтьевна Кириллова</i> (к 70-летию со дня рождения) .....	113

## CONTENTS

<i>V.L. Lomtev, V.N. Patrikeev, M.G. Gurinov.</i> New data about the Sea of Okhotsk bottom structure .....	3
<i>P.F. Volgin, L.M. Lyutaya, A.V. Kochergin.</i> The geologic density section of the Earth's crust in the Deryugin basin (Sea of Okhotsk) from gravity modeling results .....	12
<i>V.P. Simanenko, A.N. Filippov, A.A. Chashchin.</i> Basalts of the Panthalassa Ocean in the Samarka terrane, Central Sikhote-Alin .....	23
<i>N.A. Nikolayeva, A.N. Derkachev, A.I. Obzhirov.</i> Characteristic features of manifestations of gas-fluid emanations on the north-eastern slope of Sakhalin Island (Sea of Okhotsk) .....	38
<i>N.G. Vashchenkova, M.T. Gorovaya, A.V. Mozherovsky.</i> Composition and age of the mudstone unit (sedimentary cover of the continental slope, Sea of Japan) .....	53
<i>V.Yu. Zabrodin.</i> Reconstruction of the mesozoides structure of the eastern Amur-Okhotsk fold system (Far East) .....	64
<i>V.V. Golozoubov, Dong Woo Lee, S.A. Kasatkin, B.I. Pavlyutkin.</i> Tectonics of the Cenozoic Nizhnebikinsky coal-bearing basin (Northern Primorye) .....	74
<i>V.S. Markevich, Ye.V. Bugdaeva.</i> Pollen analysis basis for J/K age of the boundary deposits (in the Bureya basin (Russian Far East) .....	90
<i>Ye.V. Perevoznikova, N.V. Miroshnichenko.</i> Tausonite and fluorine-aluminiferous sphene in metamorphosed metalliferous sediments of the Triassic chert formation, Sikhote-Alin .....	100
<i>S.V. Zyabrev.</i> On biostratigraphy of accretionary complexes in the Russian Far East (critical review of several papers) .....	105
 <b>Anniversaries</b>	
<i>Galina L. Kirillova</i> (70-th birth anniversary) .....	113

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ДНА ОХОТСКОГО МОРЯ

В.Л. Ломтев, В.Н. Патрикеев, М.Г. Гуринов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию 22 августа 2006 г.

По результатам переинтерпретации временного и глубинного разрезов профиля МОГТ 1632 обнаружены: 1) погребенный бар и на его уровне региональное позднеплиоценовое несогласие, Большерецкий и Лебеда щитовые субаэральные вулканы, Кони-Пьягинская и Магаданская мегадайки; 2) морфологические признаки покровного строения Охотского свода (моноклиналильные надвиговые чешуи акустического фундамента с рамповыми полуграбенами во фронте, раздвиг с одиночным диапиром в Кольском прогибе, разделяющий Охотский свод на два аллохтонных мегаблока со встречной вергентностью надвигов), связанные с дивергентным пластовым срывом вероятно на уровне границы М.

**Ключевые слова:** бар, щитовой вулкан, мегадайка, моноклинал, полуграбен, срыв, Охотское море.

## ВВЕДЕНИЕ

В данной работе представлены новые и наиболее важные результаты повторной интерпретации материалов временного и глубинного разрезов по субмеридиональному профилю МОГТ 1632 (рис. 1–6), отработанному трестом “Дальморнефтегеофизика” в 1986 г. (объект 11/86) между Северными Курилами и магаданским шельфом [12–14, 19, 27]. Одновременно с сейсмопрофилеированием производились и гравиманнитные наблюдения, результаты которых с некоторыми ограничениями для первых представлены на рис. 2–4, 6 (фрагменты временного разреза с интерпретацией Л.С. Чуйко, стратиграфия кайнозойского чехла по В.О. Савицкому) из отчета по объекту 11/86 (ссылка в [14]). Глубинный разрез по этому профилю построен В.Н. Патрикеевым [27]. Переинтерпретация материалов профиля МОГТ 1632 связана с экспресс-проверкой недавнего открытия в нагаевской толще на южной окраине г. Магадана молодых (позднетертичных) структур бокового сжатия, действовавшего со стороны Охотского моря [22], поскольку оно противоречит классическим представлениям о блоковой (грабен-горстовой), рифтовой структуре его дна, связанной с растяжением жесткой, континентальной коры *in situ* в кайнозой [2, 3, 6, 8, 10, 26, 27]. Эти обстоятельства, а также местоположение профиля МОГТ 1632 близ г. Магадана (рис. 1), предопределили его выбор из числа региональных профилей МОГТ в Охотском море, отработанных трестом “Дальморнефтегеофизика” в 1970–80 гг. (схему профилей см. в [8, 27]).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕРЕИНТЕРПРЕТАЦИИ

По итогам повторной интерпретации материалов временного и глубинного разрезов МОГТ 1632 выявлены новые объекты Охотского моря (кроме юго-восточной, прикурильской части [13,27]).

*Позднеплиоценовые бар и региональное несогласие* (рис. 1, 2), по сейсмическим данным на аваншельфе Охотского моря прежде не описывались [2, 3, 6, 8, 19, 27]. Погребенный бар шириной 4 км и высотой 20–30 м обнаружен на пикетах (ПК) 528–532 км профиля близ южного края плоской абрадированной вершины Центрально-Охотского поднятия [16]. В разрезе он располагается в средней части плиоцен-четвертичного сейсмокомплекса на глубине 360 м (скорость Р-волн в осадках равна 1600 м/с). На временном разрезе бар опознается по характерному выпуклому, слегка асимметричному, двухфазному отражению [24]. На том же стратиграфическом уровне это отражение прослежено и на большей части профиля 1632. С нашей точки зрения, оно представляет собой позднеплиоценовое региональное несогласие, поскольку в смежном прогибе Лебеда представлено отчетливым подошвенным прилеганием (рис. 2), а за его пределами – согласием, скрытым угловым и, возможно, азимутальными несогласиями. Поскольку глубина охотского аваншельфа здесь составляет 680 м, то приходим к выводу, что позднеплиоценовые бар и несогласие маркируют начало последней крупной трансгрессии и углубления почти на 1 км впадины Охотского моря.

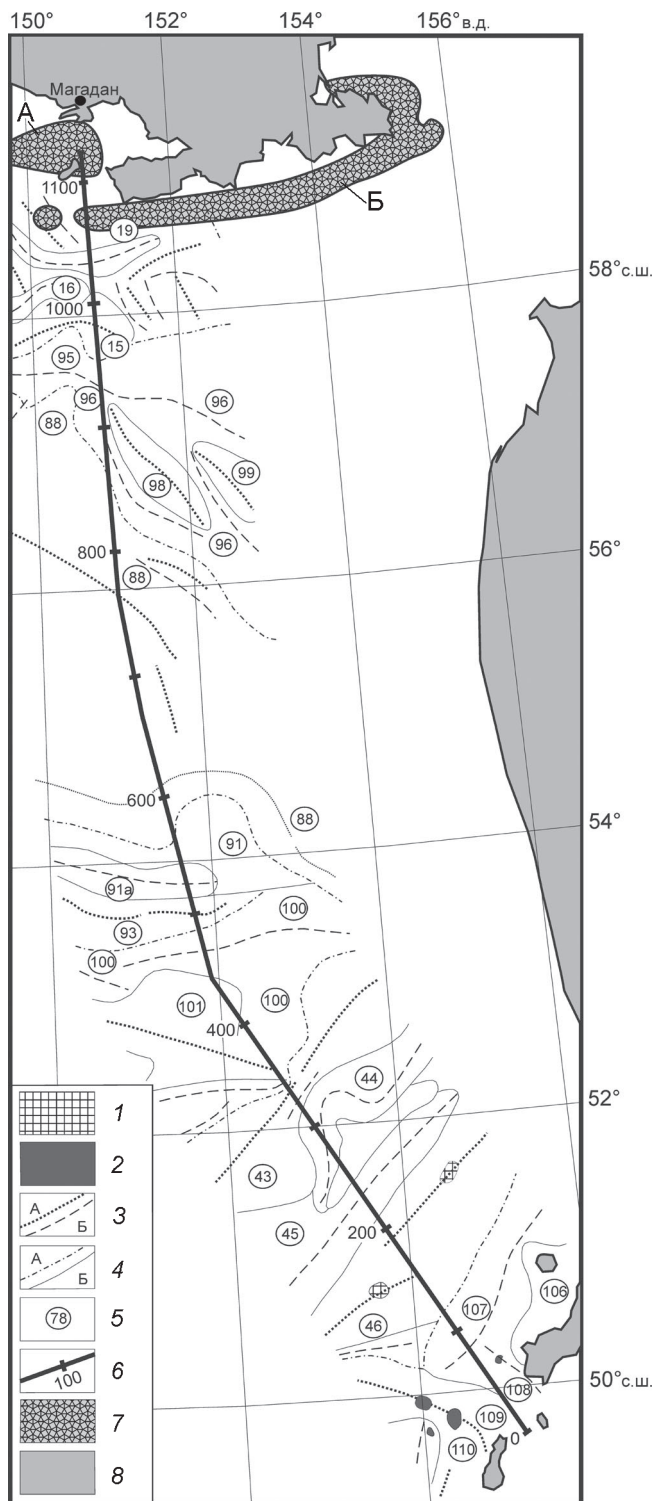


Субаэральные щитовые вулканы (рис. 1-3) в Охотском море прежде не описывались [2, 3, 6, 7, 19, 27].

На поднятиях Лебеда (ПК 462-484 км на рис. 2) и Большерецком (ПК 178-202 км на рис. 3) обнаружены уникальные структуры, по своему строению сходные с вулканами. Привершинная часть этих

структур осложняется депрессиями шириной 1-2 км, по форме напоминающие вулканические кратеры. На их бортах залегают осадочные линзы мощностью до 150 м, характер расслоенности в которых позволяет рассматривать их как вулканокластические шлейфы. Представленные особенности строения этих построек позволяют авторам даже по одному профилю предполагать их вулканическую природу. Первый из них (Лебеда [14]) с мелким вершинным кратером обнаружен на поднятии или гряде Лебеда с глубинами 710-750 м (ПК 462-484 км на рис. 2). Его высота достигает 500 м при диаметре основания 22 км. Однако из-под осадков его конус выступает только на 30 м. На пологих разнонаклонных склонах цоколя развиты вулканокластические шлейфы мощностью до 100-150 м, на которые несогласно налегают морские отложения позднего плиоцена-плейстоцена. Последнее, с учетом превышения этой постройки над погребенным баром и позднеплиоценовым несогласием на рис. 2, указывает на ее формирование в субаэральном обстановке (островной вулкан).

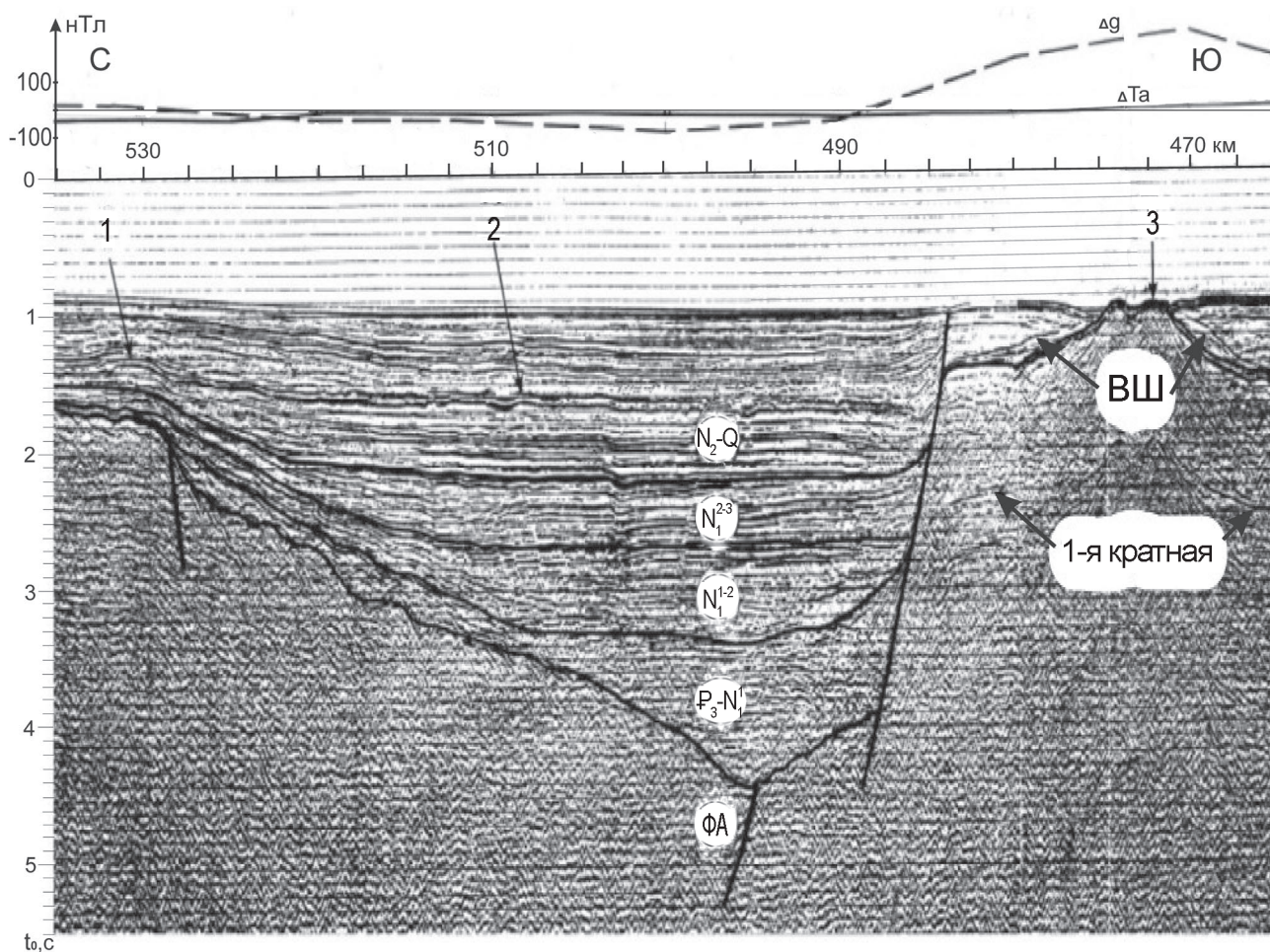
Хорошо сохранившийся вулкан (Большерецкий [14]) высотой 650 м и диаметром 24 км обнаружен и на Большерецком поднятии акустического фундамента на глубинах 450-600 м (ПК 178-202 км на рис. 3). В рельефе дна (аваншельф) он представляет собой низкий (150 м) одиночный конус диаметром 5 км с вершинным кратером глубиной 75 м. К конусу примыкает разнонаклонный цоколь, северный склон ко-



**Рис. 1.** Фрагмент карты структурных элементов осадочного чехла Охотского моря с положением профиля МОГТ 1632 [27].

1 – выходы акустического фундамента на дно, 2 – вулканы плиоцен-четвертичного возраста, 3 – оси относительных поднятий (А) и прогибов (Б), 4 – границы тектонических элементов и зон (А) и структур в пределах зон (Б), 5 – номера структурных элементов, 6 – положение профиля МОГТ 1632 с номерами пикетов. Поворот профиля МОГТ 1632 с СЗ курса на субмеридиональный в направлении г. Магадана происходит на пикете 445 км, 7 – положительные магнитные аномалии с карты Л.М. Лютой в [26] над Кони-Пьягинской (Б) и Магаданской (А) мегадайками, 8 – побережье Охотского моря.

На рис.1, 5 настоящей статьи цифрами обозначены: **поднятия**: Северо-Охотское – 15, Западно-Тинровское – 98, Восточно-Тинровское – 99, Центрально-Охотское – 88, Лебеда – 93, Атласовское – 101, Соболевское – 43, Большерецкое – 46, Алайд-Парамуширское – 106, Онекотанское – 109; Экарма-Симуширское – 110; **прогибы**: Кони – 19, Мотыклейский – 16, Северо-Западный Тинровский – 95, Центральный Тинровский – 96, Лебеда – 91, Линейный – 91а, Центрально-Охотский – 100, Кольский – 44, Большерецкий – 45, Голыгинский – 107, Четвертого Курильского пролива – 108, Северо-Охотский – 15, 19, 96.



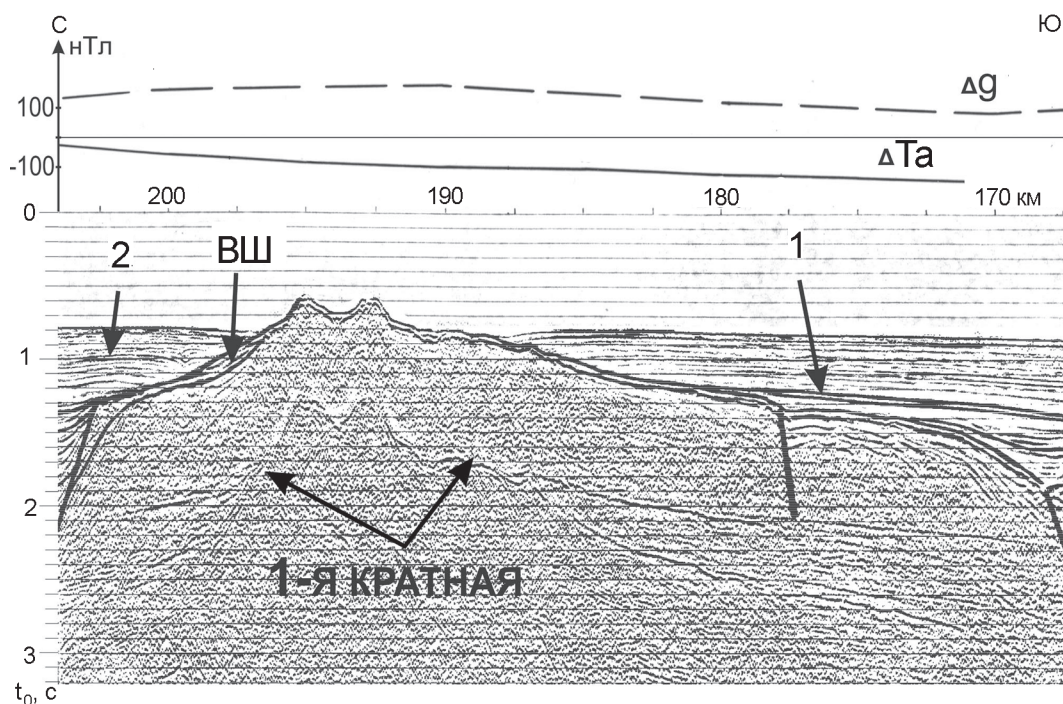
**Рис. 2.** Фрагмент временного разреза МОГТ 1632 через прогиб и поднятие Лебеда с наблюдаемыми значениями аномальных гравитационного (пунктирная линия) и магнитного (сплошная линия) полей здесь и на рис. 3, 4, 6 из отчета по объекту 11/86 – ссылка в [14]. Сплошные субвертикальные линии в осадочном чехле и подстилающем акустическом фундаменте здесь и на рис. 2–6 – сместители нормальных сбросов в трактовке авторов отчета по объекту 11/86. Цифрами обозначены: 1 – погребенный бар, 2 – позднеплиоценовое региональное несогласие, 3 – щитовой вулкан Лебеда с вулканокластическими шлейфами – ВШ здесь и на рис. 3, ФА – акустический фундамент здесь и на рис. 6.

торого прикрыт маломощным (до 100 м) вулканокластическим шлейфом с несогласно налегающими на него морскими осадками позднего плиоцена – плейстоцена мощностью до 400 м. Последнее, с учетом превышения вулкана над позднеплиоценовым несогласием, указывает на субазральную обстановку его формирования (островной вулкан). На южном доколе вулканокластический шлейф вероятно абрадирован и/или имеет малую (20–30 м) мощность, близкую разрешающей способности МОГТ в кайнозойском осадочном чехле. Отметим приуроченность этих вулканов к выступам плотных, вулканогенно-осадочных пород юры и мела [2, 3, 6, 7, 27], кровля которых фиксируется интенсивными кратными волнами на временном разрезе (рис. 2, 3). Последнее, с учетом явных различий в морфологии Лебеда и

Большерецкого вулканов в сравнении с курильскими вулканами [5, 11], позволяет предварительно считать их щитовыми, преимущественно базальтовыми, постройками [14]. По данным А.Я. Ильева [27], драгированием они не изучены. Особо отметим, что в аномальных грави- и магнитном полях оба вулкана почти незаметны. Это может указывать на значительную выветрелость слагающих их вулканитов. С учетом известного конического строения вулканов как насыпных, лавовых или лаво-шлаковых построек [5, 11, 15, 18, 19 и др.] их диагностика по одиночным профилям МОГТ или НСП МОВ вполне вероятна.

*Кони-Пьягинская и Магаданская мегадайки* (рис. 1,4) представляют собой новые объекты в геологии магаданского шельфа Охотского моря [14], тяготеющие к южному флангу мелового Охотско-



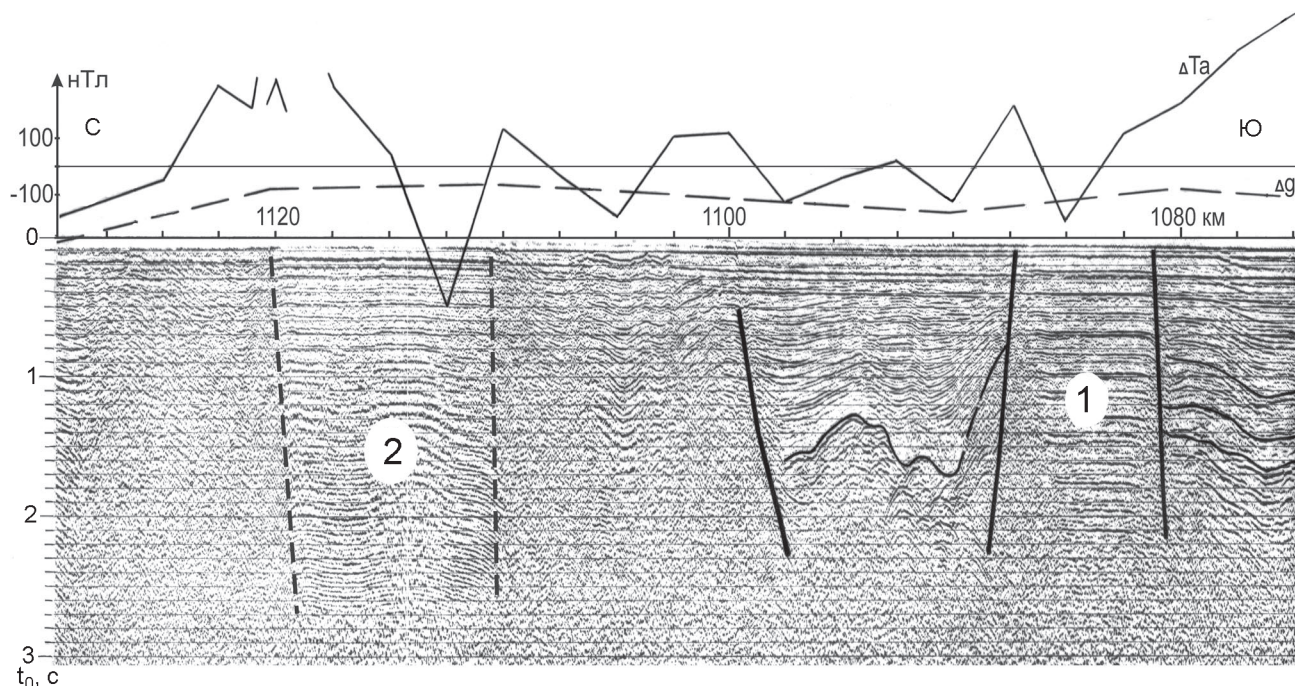


**Рис. 3.** Фрагмент временного разреза МОГТ 1632 через Большерецкое поднятие и щитовой вулкан. Цифрами обозначены: 1 – подошва плиоцен-четвертичного сейсмокомплекса, 2 – позднплиоценовое несогласие.

Чукотского вулканического пояса [2, 3, 6, 27]. На временном разрезе эти структуры выделяются на ПК 1082–1087 и 1111–1119 км, соответственно, и опознаются по вертикальным зонам реверберации плоскопараллельных контрастных отражений шириной 5 и 8 км, связанных с внедрением, по нашему мнению, плотных, высокоскоростных (ультрабазиты) пород в кайнозойский осадочный чехол, включая придонные, плиоцен-четвертичные осадки. Реверберация сейсмических волн на магаданских мегадайках и, напротив, прозрачный разрез Трехбратской дайки на внешнем крае шельфа СВ Сахалина на десятках профилей МОГТ треста “Дальморнефтегеофизика” [18] определяются разной (1–2 и 15–20 метров, соответственно) мощностью валунно-галечной отмостки на их вершинных бенчах, которая обуславливает резкий или более плавный перепад скорости при распространении волн от водной толщи к ультрабазитам. Их четвертичный возраст и интрузивную природу, по аналогии с Трехбратской мегадайкой [18], также подчеркивают антиклинальные (штамповые) складки с плоскими, абрадированными на уровне шельфа, сводами и линейные положительные магнитные и гравитационные аномалии. Смещение аномалий относительно мегадаек на рис. 4, согласно [20], указывает на их противоположное (встречное) падение в верхней коре, достигающее возможно  $\sim 45^\circ$ , хотя на глубине они, скорее

всего, связаны с глубинным разломом, ограничивающим, по мнению многих исследователей, южный фланг Охотско-Чукотского вулканического пояса [2, 3, 6, 7, 19, 27].

*Моноклиналильные гряды акустического фундамента* (рис. 1–5) в литературе обычно описывались как выступы, поднятия или горсты акустического фундамента, ограниченные нормальными сбросами [2, 3, 6, 8, 10, 27]. Однако профиль МОГТ 1632 обнаруживает их моноклиналиное строение, которое четко опознается по разнонаклонным фасадам (склонам) высотой до 5–6 км. Так, у Центрально-Охотской гряды (мегамоноклинали), ограничивающей с юга Северо-Охотский прогиб, передний фас имеет наклон  $45^\circ$ , а тыловой, южный, –  $16^\circ$ . При этом ширина гряд превышает 10–20 км. Согласно [12, 13, 18, 21], они образуются при пластовом срыве, поэтому в разрезе ограничены чешуйчатыми надвигами (аллохтонные чешуи и пластины). На выходе надвиги переходят во взбросо-надвиги и взбросы. Их сместители на рис. 5 намечены по аналогии со структурной интерпретацией разрезов МОГТ и НСП в [13, 17]. Так, фронтальный (подошвенный) надвиг каждой пластины как бы продолжает пологий внешний борт смежного прогиба на глубину, где он разделяет аллохтонный и автохтонный комплексы фундамента. Тип разломов определялся с использованием принципа Лагранжа при



**Рис. 4.** Фрагмент временного разреза МОГТ 1632 через Кони-Пьягинскую (1) и Магаданскую (2 – ее боковые стенки намечают субвертикальные пунктирные линии) мегадайки.

определении их активного крыла аналогично [17]. В итоге по обе стороны от Кольского (желоб Макарова [2]) субширотного прогиба (раздвиг) наметилась встречная вергентность надвигов, характерная для зоны развития дивергентного срыва [12–14]. Раздвиг разделил Охотский свод на два аллохтонных мегаблока, медленно расходящихся к северу и югу от него. Самой крупной пластиной его северного блока является Центрально-Охотская мегамоноклиналь шириной 180 км, состоящая из нескольких чешуй. Судя по рельефу кровли фундамента, одни из них можно отнести к пластовым моноклиналям, другие – к складчатым, хотя первые имеют местами мелкую, вероятно складчатую, гофрировку.

Итак, судя по стилю дислокаций на рис. 5, в охотской части профиля 1632 доминирует сжатие коры, исключая узкую зону раздвига. С ним связано четвертичное воздымание некоторых гряд на 1–1.5 км, например, Лебеда (рис. 2), развитие надвигов северного мегаблока свода по региональному восстанию дна и кровли фундамента к северу от Кольского прогиба, т.е. аналогично региональным шарьяжам в тихоокеанских желобах [17, 18]. В миниатюре такая кинематика характерна для каждой аллохтонной чешуи или пластины акустического фундамента.

*Рамповые полуграбены* (рис. 1–5) в Охотском море прежде не описывались [2, 3, 6, 8, 10, 27]. Однако на профиле МОГТ 1632 Северо-Охотский и более

мелкие, компенсированные кайнозойскими континентальными и морскими осадками прогибы [1, 27] в поперечном сечении асимметричны (кроме Кольского), что типично для полуграбенов. К крутым (до 45°) разломам тяготеют депоцентры прогибов. Судя по надвиговым ограничениям смежных гряд на рис. 5 и их кинематике, полуграбены следует считать рамповыми, а не рифтовыми, как полагали до сих пор [2, 3, 6, 8, 10, 26, 27]. Более того, их уместно объединять с грядами фундамента в покровные тектонопары «надвиговая моноклиналь – рамповый полуграбен», характерные для зоны развития дивергентного срыва. Образование полуграбенов, по аналогии с тихоокеанскими желобами [17, 18], вероятно вызвано опусканием кровли акустического фундамента под весом смежных аллохтонных чешуй (этот механизм предполагал для Перу-Чилийского желоба еще А. Вегенер [17]) и отчасти присутствием пластичных толщ в подстилающем разрезе континентальной коры.

Некоторые исследователи образование полуграбенов связывают с растяжением коры в сдвиговых зонах в рамках новой тектонической концепции pull-apart basins [9]. Однако в исследуемой части Охотского моря этому противоречат площадное, а не линейное как у сдвигов, развитие покровных тектонопар (рис. 1), признаки молодого (четвертичного) воздымания некоторых моноклинальных гряд (рис. 2, 5)



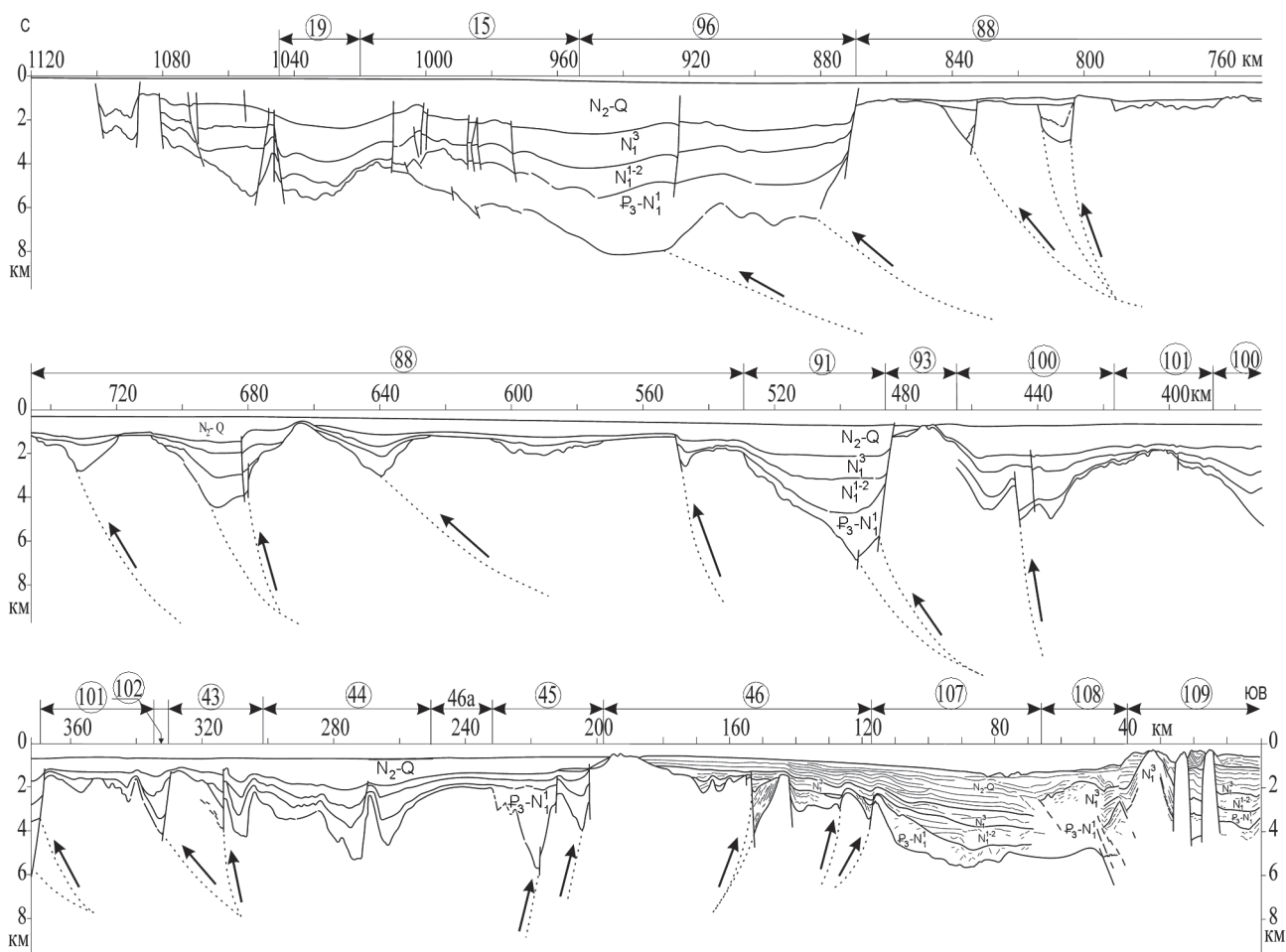


Рис. 5. Глубинный разрез МОГТ 1632 из [27] с новой тектонической трактовкой уступов фундамента (разломы сжатия, предполагаемые сместители которых выделены точечными линиями со стрелками [13]).

Цифрами обозначены поднятия и прогибы (см. рис. 1).

и бокового сжатия на окраине г. Магадана [22], а также намечаемая, по результатам структурной интерпретации, встречная вергентность чешуйчатых надвигов.

*Молодой одиночный диапир* (рис. 6) – уникальная структура для Охотского свода, ранее неизвестная [2, 3, 6, 8, 19, 27]. Обнаружена в Кольском прогибе (зона раздвига) на ПК 266–274 км, где диапир прорывает низы его кайнозойского осадочного выполнения без изменения мощности слоев и формирует низкую (до 150 м) антиклиналь шириной до 6–8 км. Молодой возраст складки определяется по конседиментационному утонению (от 350 до 170 м) к своду придонных, вероятно четвертичных [1, 2, 6, 27], осадков. В рельефе охотского аваншельфа складка незаметна из-за его эрозии придонными течениями. Также незаметен диапир и в магнитном и гравитационном полях, что не предполагает его связи с позднекайнозойским экструзивным магматизмом, обнару-

женным по данным НСП МОВ на охотской окраине Курильской дуги и ложе СЗ Пацифики [15, 18, 21, 27]. С учетом известного конического строения диапиров независимо от состава их ядер протыкания (соль, глина или вязкая магма) их диагностика по одиночным профилям МОГТ или НСП вполне вероятна [5, 11, 15, 24, 27].

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Повторная интерпретация материалов временного и глубинного разрезов МОГТ по профилю 1632 позволила обнаружить ряд новых черт в геологии, тектонике и истории развития впадины Охотского моря. Так, позднеплиоценовые погребенный бар и региональное несогласие отмечают начало последней крупной трансгрессии и углубления (примерно на 1 км) впадины Охотского моря. Эти события коррелируются с данными бурения трех скважин в Север-

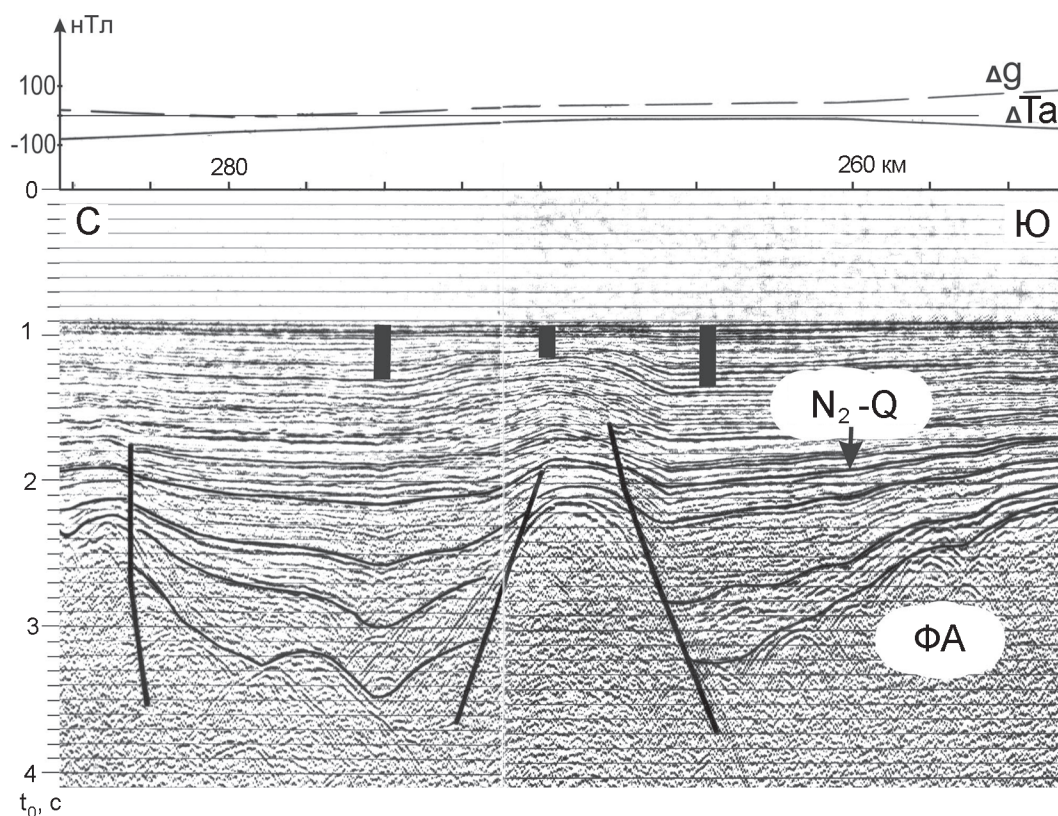


Рис. 6. Фрагмент временного разреза МОГТ 1632 через Кольский прогиб с диапиром.

Стрелкой показана подошва плиоцен-четвертичного сейсмокомплекса, а закрашенными колонками – придонные осадки, накапливавшиеся одновременно с внедрением диапира.

ро-Охотском прогибе, где континентальные вулканы мела в кровле акустического фундамента, перекрываются пляжными конгломератами и угленосными осадками палеоцена–эоцена [1]), а также данными драгирования валунно-галечного материала местных пород на охотском аваншельфе [2, 6, 7], обширными бенчами и абразионными плато Охотии (поздний мезозой–ранний кайнозой [16]) и Большерецким и Лебеда субаэральными щитовыми вулканами на сейсмопрофилях НСП и МОГТ [14]. Однако возраст и география этого несогласия нуждаются в дополнительном уточнении.

Формирование упомянутых субаэральных вулканов на вершинах моноклинальных выступов, видимо, связано с раздробленностью пород акустического фундамента при срыве и, следовательно, хорошей проницаемостью для базальтовых лав в сравнении со смежными прогибами. Поэтому здесь можно предполагать развитие вулканических гряд, состоящих из одиночных или слившихся щитовых построек. Возраст открытых вулканов с учетом сеймостратиграфической привязки кайнозойского чехла на профиле МОГТ 1632 к Магаданской параметрической скв. 1 в

Северо-Охотском прогибе (по Л.С. Чуйко и др. [14]) можно определить как позднеплиоценовый, что согласуется с плиоценовым возрастом (четыре датировки) продуктов подводного островодужного вулканизма на возвышенности Академии наук [25]. Однако тип его построек пока не изучен по данным НСП МОВ или МОГТ. С учетом последней сводки по континентальному юрско-четвертичному вулканизму Охотского моря [7] представленные выше данные МОГТ позволяют расширить ареал плиоценового вулканизма, спектр его построек, продуктов и обстановок извержений.

При изучении Кони-Пьягинской и Магаданской четвертичных мегадаек уместно обратить внимание на их потенциальную рудную и нефтяную специализацию. Первая следует из металлогении и многолетней горнорудной разработки (руды хрома, никеля, платины и асбеста) Великой дайки (крупнейшая дайка мира шириной 2–3 и протяженностью 500 км [4]), а нефтяная обосновывается предполагаемой нефтегазогенерирующей ролью Трехбратской мегадайки, к западу от которой находятся все известные месторождения углеводородов Северо-Сахалинского кай-

нозойского нефтегазоносного бассейна [18]. Традиционной “горстовой” трактовке Кони-Пьягинской мегадайки в [27] противоречит видимое “срезание” ею восточной оконечности низкогорного п-ова Пьягина (рис. 1) и встречное падение мегадаек в верхней коре. Кроме того, если бы оба “горста” возникли до позднего плиоцена, то, с учетом последнего подъема уровня моря (см. выше), они были бы абрадированы полностью (тогда здесь бы залегали позднеплиоцен-четвертичные осадки мощностью около 1 км) или частично (усеченный горст с лестницей абразионных террас). Конечно, магаданские мегадайки, вслед за [23], можно было бы считать офиолитовыми поясами древней (мезозой) субдукционной зоны по аналогии с Трехбратской структурой. Однако подобную трактовку едва ли можно согласовать с их внедрением в придонные, плиоцен-четвертичные осадки, фиксирующим заведомо четвертичный возраст мегадаек, а также их встречным падением в верхней коре (см. выше).

В тектонике Охотского свода материалы профиля МОГТ 1632 позволили выделить морфологические тектонопары “моноклиальная гряда – рамповый полуграбен”, узкую зону раздвига в Кольском прогибе с одиночным молодым диапиром, разделяющую свод на южный и северный аллохтонные мегаблоки со встречными надвигами, которые предполагают развитие дивергентного срыва на глубине. Последняя может быть намечена по материалам ГСЗ [27] в подошве слоя инверсии скорости (до 0.5 км/с) мощностью 4 км (слой трения в низах аллохтона [13]), залегающего над границей М. Региональный наклон последней под горное обрамление впадины Охотского моря может способствовать, согласно [12, 18, 21], развитию срыва континентальной коры в кайнозое. Одно из его проявлений – диапиризм в зоне раздвига. Он связан, видимо, с внедрением пластичных пород слоя трения аналогично многочисленным диапирам (экструзивные купола) в зоне раздвига на краевом вале и в зоне разлома Хоккайдо [12, 18, 21]. Возможно, с коровым срывом связана и мелкофокусная (коровая) сейсмичность в Охотском море (по данным А.А. Поплавского и А.О. Бобкова, Сахалинский филиал Геофизической службы РАН).

В контексте статьи особо выделим согласие между представленными данными профиля МОГТ 1632 и выводами авторов [22] о позднечетвертичном боковом сжатии коры на южной окраине Магадана и его ориентировке (с юга), а также необходимость в повторной интерпретации и других региональных профилей МОГТ треста “Дальморнефтегеофизика” в Охотском море как основы перехода от классической, грабен-горстовой (рифтовой) модели растяжения

коры к новой, покровной, связанной с ее срывом и сжатием в аллохтонных мегаблоках Охотского свода.

## ВЫВОДЫ

Материалы глубинного и временного разрезов МОГТ 1632, их переинтерпретация и обсуждение позволяют заключить, что в строении дна Охотского моря обнаружены новые черты и особенности, а именно: позднеплиоценовые бар и региональное несогласие, маркирующие начало последнего крупного подъема уровня моря почти на 1 км; два субаэральных щитовых вулкана, венчающих моноклиальные гряды фундамента; две четвертичные мегадайки близ южного фланга мелового Охотско-Чукотского вулканического пояса и признаки дивергентного срыва (покровные тектонопары, ограниченные чешуйчатými разломами сжатия, молодой диапир в зоне раздвига в Кольском прогибе, разделяющей Охотский свод на два аллохтонных мегаблока с надвигами встречного падения). Это открывает новые объекты и направления для будущих исследований на длительную перспективу.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны рецензентам за их замечания и предложения по статье, которые способствовали ее улучшению в части стиля и аргументации выводов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бялбжеский С.Г., Гревцев А.В., Соинская С.М. и др. К прогнозу коллекторов в Северо-Охотской системе прогибов // Геодинамика, магматизм и металлогения континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 2. С. 31–34.
2. Геология и нефтегазоносность окраинных морей Северо-Запада Тихого океана / Б.И. Васильев, К.И. Сигова, А.И. Обжиров, И.В. Югов. Владивосток: Дальнаука, 2001. 309 с.
3. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.
4. Горная энциклопедия / Республика Зимбабве. М.: Изд-во Сов. энциклопедия, 1986. Т. 2. С. 388–392.
5. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
6. Дальневосточные моря России. Кн. 3: Геологические и геофизические исследования (Отв. ред. Р.Г. Кулинич). М.: Наука, 2007. 503 с.
7. Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 147 с.
8. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2002. 98 с.
9. Иогансон Л.И. Присдвиговые осадочные бассейны (бассейны pull-apart) (обзор литературы) // Геотектоника. 2005. № 2. С. 66–80.



10. Красный М.Л. Геофизические поля и глубинное строение Охотско-Курильского региона. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 162 с.
11. Курильские острова (природа, геология, землетрясения, вулканы, история, экономика). Южно-Сахалинск: Сахалинское кн. изд-во, 2004. 227 с.
12. Ломтев В.Л. К диагностике пластовых срывов // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы ХLI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2008. Т. 1. С. 508–512.
13. Ломтев В.Л., Гуринов М.Г. Дивергентный срыв в Охотском море // Фундаментальные проблемы геотектоники: Материалы ХI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2007. Т. 1. С. 401–404.
14. Ломтев В.Л., Гуринов М.Г. Новое в строении и истории Охотского моря // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 197–200.
15. Ломтев В.Л., Гуринов М.Г. Экструзии охотской окраины Курильской дуги в районе кальдеры Львиная Пасть (о-в Итуруп) // Вестн. Сахалинского музея. Южно-Сахалинск. 2007. № 14. С. 259–264.
16. Ломтев В.Л., Жигулев В.В., Патрикеев В.Н., Кочергин Е.В. Охотия // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. Т. 1. С. 224–226.
17. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.
18. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Сейсмические исследования ИМГиГ ДВО РАН в Северо-Западной Пацифике (1980–2005 гг.) // Вестн. ДВО РАН. 2006. № 1. С. 59–66.
19. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана: ред. Г.Б. Удинцев. МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПКО “Картография”, ГУНиО, М.-СПб., 2003. 192 с.
20. Миков Д.С. Атлас теоретических кривых для интерпретации магнитных и гравитационных аномалий. Томск: Госгеолтехиздат, 1956.
21. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л. Сейсмостратиграфия Северо-Западной плиты Тихого океана на профиле МОГТ // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 42–64.
22. Пахомов А.Ю., Лямин С.М. Модель тектонических движений в Магаданской впадине // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 253–255.
23. Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинное строение впадины Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 4. С. 3–8.
24. Сейсмическая стратиграфия. В 2-х частях. М.: Мир, 1982. 846 с.
25. Съедин В.Т., Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Плиоценовый вулканизм возвышенности Академии наук // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. Т. 1. С. 264–265.
26. Сычев П.М. Основные этапы геологического развития Охотского моря и прилегающих районов // Геофизические поля и моделирование тектоносферы. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 169–190.
27. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря / О.В. Веселов, А.Я. Ильев, В.Э. Кононов и др. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.

*Рекомендована к печати Т.К. Злобиным*

***V.L. Lomtev, V.N. Patrikeev, M.G. Gurinov***

### **New data about the Sea of Okhotsk bottom structure**

The results of reinterpretation of time and deep sections of CDP 1632 profile revealed the following: 1) a submerged bar and the regional Late Pliocene unconformity at its level, Bol'sheretsky and Lebed' subaerial shield volcanoes, the Kony-Pyagina and Magadan megadikes; 2) morphological features of the Okhotsk arch nappe structure (monoclinial thrust slices of the acoustic basement with ramp semigrabens at the front, a tension zone with a solitary Quaternary diapir in the Kolsky trough, which divides the Okhotsk arch into two allochthonous megablocks with opposite vergence of thrusts), related to divergent sheet decollement, probably, at the M-discontinuity.

**Key words:** bar, shield volcano, megadike, monocline, semigraben, decollement, Sea of Okhotsk.



**ПЛОТНОСТНОЙ РАЗРЕЗ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВПАДИНЫ ДЕРЮГИНА  
(ОХОТСКОЕ МОРЕ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ**

**П.Ф. Волгин, Л.М. Лютая, А.В. Кочергин**

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

Поступила в редакцию 6 апреля 2006 г.

Изучен геоплотностной разрез впадины Дерюгина, находящейся в западной части Охотского моря, по профилю о. Сахалин – впадина Дерюгина – Центрально-Охотское поднятие. Применена методика гравитационного моделирования, позволяющая исследовать вариации плотности слоев земной коры по латерали. Установлена горизонтальная делимость слоев земной коры впадины по плотности, что предполагает слоисто-глыбовую модель ее строения. На основании установленной особенности плотностной структуры земной коры впадины Дерюгина предполагается, что она расположена на сочленении микроплиты Сахалин–Хоккайдо и Охотоморской плиты, разделенных структурным швом, которым принадлежат соответственно западный и восточный ее борта. Высказано предположение, что в зоне структурного шва могут находиться скопления разнообразных минеральных ассоциаций, а в “гранитном” слое (фундаменте) бортов Дерюгинского прогиба западного борта впадины Дерюгина во вторичных коллекторах – скопления углеводородов.

**Ключевые слова:** земная кора, геолого-плотностной разрез, гравитационное моделирование, слоисто-глыбовая структура, структурный шов, впадина Дерюгина, Охотское море.

**ВВЕДЕНИЕ**

Впадина Дерюгина расположена в западной части Охотского моря. Ограничиваясь изобатой 1000 м, она простирается в субмеридиональном направлении примерно на 800 км при ширине около 250 км (рис. 1А). Максимальная глубина дна впадины, которое представляет собой плоскую абиссальную равнину, составляет 1795 м [28]. В ряду основных морфоструктурных сооружений Охотоморского региона она относится к одному из интереснейших геологических образований, характеризуясь набором таких отличительных признаков, как пониженная мощность земной коры, наличие внутрикоровых внедрений и высокий тепловой поток. Здесь же установлены участки с высоким содержанием в осадках газогидратов, карбонат-баритовой минерализации и аномальными концентрациями марганца [4, 17–19, 26].

Несмотря на большое количество работ, освещающих результаты исследований впадины Дерюгина, многие аспекты ее глубинного строения и тектонического развития еще во многом не ясны. Рассмотрение этих результатов показывает, что в их комплексе совершенно недостаточно использованы возмож-

ности гравиметрии, хотя выявление плотностных неоднородностей и особенностей их размещения на основе количественной интерпретации гравиметрических материалов, несомненно, может внести весьма существенный дополнительный вклад в познание данного района.

Целью проведенной работы было выяснение характера распределения плотности в земной коре впадины Дерюгина по линии ЮЗ-СВ простираения от побережья о. Сахалин до Центрально-Охотского поднятия Охотоморской плиты путем интерпретации гравиметрических материалов методом гравитационного моделирования.

Задачей исследования являлось установление особенностей глубинного строения впадины, выяснение местоположения зоны контакта микроплиты Сахалин-Хоккайдо с Охотоморской плитой и положения впадины по отношению к ним.

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
ВПАДИНЫ**

В результате изучения впадины Дерюгина геофизическими методами, начиная от гравимагнитометрии до сейсморазведки в самых различных модификациях [1, 7, 22], было установлено [20, 31], что в



**Рис. 1.** А – батиметрическая карта впадины Дерюгина. 1 – изобаты (м); 2 – линия профиля; 3 – участок с активным проявлением барит-карбонатной минерализации и аномальными концентрациями метана. Б – карта поверхности подкоровой мантии. 1 – изоглубины (в км); 2 – линия профиля. В – априорная плотностная модель земной коры по профилю о. Сахалин–впадина Дерюгина–Центрально-Охотское поднятие. 1 – границы слоев разреза; 2 – вертикальные границы блоков слоев разреза; 3 – номер слоя и его заданное значение плотности (в г/см<sup>3</sup>); 4 – поверхность слоя подкоровой мантии.

структуре ее земной коры принимают участие три слоя. Верхний из них представляет собой толщу рыхлых осадков кайнозойского возраста, а вторые два составляют ее консолидированную часть. Верхний из этих двух, представляющий собой так называемый “гранитный” слой, имеет мощность порядка 8 км, однако на некоторых участках впадины она сокращена до первых километров. Нижележащий слой, условно именуемый “базальтовым”, более выдержан по мощности, которая составляет около 12–15 км. Подстилается земная кора верхней мантией, которая здесь имеет форму купола (рис. 1Б), в котором ее вещество, по мнению И.К. Туезова [35], находится в частично расплавленном состоянии.

Согласно схеме тектонического районирования Охотоморского региона [20], впадина Дерюгина располагается в западной присахалинской части Охотоморской плиты, которая структурным швом отделяется от восточного террейна – микроплиты Сахалин-Хоккайдо. Под впадиной фундамент разбит многочисленными субмеридиональными разломами и благодаря рифтогенным процессам опущен более чем на 1000 м. Наибольшая интенсив-

ность этих процессов происходила в западной части впадины, где они определили образование Дерюгинского прогиба.

Предполагается, что в западной части впадины фундамент имеет докайнозойский возраст, а в восточной – палеозой-мезозойский. Судя по скоростям сейсмических волн и материалам драгирования, в первой он сложен алеврито-глинисто-кремнистыми образованиями, а во второй – орто- и парасланцами, зеленокаменно-измененными вулканитами, кремнистыми породами и мезозойскими интрузиями преимущественно гранитоидного ряда [31].

Осадконакопление, которое происходило во впадине в кайнозойское время, в основном начиная с олигоцена, почти полностью скомпенсировавшее прогибание фундамента, сопровождалось формированием ряда структурных зон, в строении которых принимают участие как гетерогенный фундамент, так и осадочный чехол, имеющий песчано-алеврито-глинисто-кремнистый состав.

Тепловой поток впадины Дерюгина относительно смежных морфоструктур Охотского моря отличается в целом повышенными значениями, что харак-

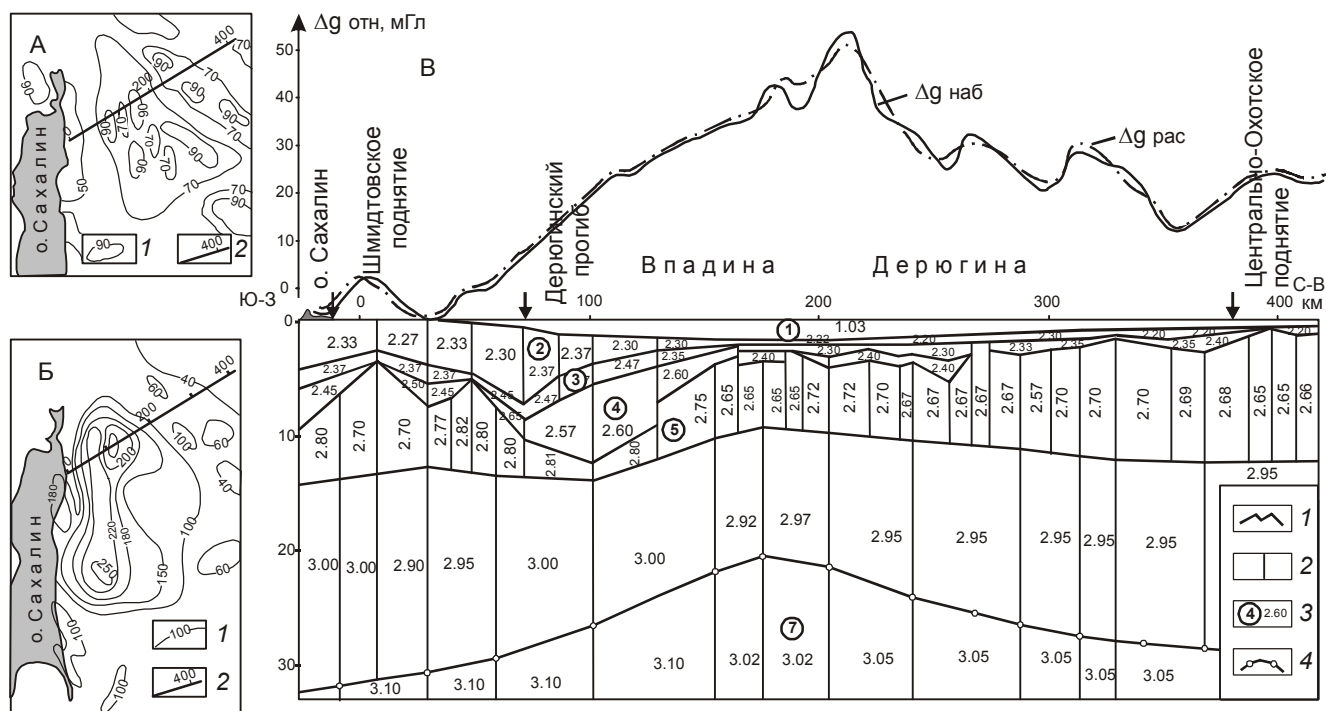


Рис. 2. А – карта теплового потока района впадины Дерюгина.

1 – изолинии теплового потока (в  $\text{мВт}/\text{м}^2$ ); 2 – линия профиля.

Б – карта температур на поверхности кристаллического фундамента.

1 – изотермы ( $^{\circ}\text{C}$ ); 2 – линия профиля.

В – плотностной разрез земной коры по профилю о. Сахалин – впадина Дерюгина – Центрально-Охотское поднятие.

1 – границы слоев разреза; 2 – вертикальные границы блоков слоев разреза; 3 – номер слоя и вычисленное значение плотности его блока (в  $\text{г}/\text{см}^3$ ); 4 – поверхность слоя подкоровой мантии.

терно для всех глубоководных впадин дальневосточных окраинных морей [31, 33]. Особенно высокие его значения отмечаются у западного борта впадины, где они при средней величине  $60 \text{ мВт}/\text{м}^2$  достигают  $90 \text{ мВт}/\text{м}^2$  (рис. 2А).

Магнитное поле впадины Дерюгина характеризуется полосчатой структурой с чередованием аномалий разного знака. При сравнительно низком уровне поля обычные значения напряженности его аномалий колеблются от  $-200$  до  $+300$  нТл. Количественные расчеты показывают, что верхние кромки основной массы магнитных тел не выходят за пределы “гранитного” слоя [22].

Интенсивные положительные аномалии до  $1200$ – $1400$  нТл отмечаются только за западным бортом впадины, где они фиксируют Восточно-Сахалинский офиолитовый пояс, отделяющий ее от Северного Сахалина.

Гравитационное поле впадины Дерюгина в редукции Фая характеризуется относительно пониженным уровнем. При, в целом, отрицательных его зна-

чениях по краям впадины отмечаются локальные положительные аномалии интенсивностью в первые десятки мГл, отвечающие приподнятым блокам фундамента [31].

В гравитационном поле в редукции Буге район впадины Дерюгина выделяется значительными по амплитуде положительными гравитационными аномалиями, достигающими  $100$  мГл, осложненными локальными аномалиями более низкого ранга.

#### МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Послойное плотностное построение геологического разреза по методике регионального гравитационного моделирования основано на решении прямой и обратной задач гравиметрии при неизменности принятого геометрического каркаса его модели. В общем случае задачей этого вида моделирования является установление распределения плотности на заданном участке геологического пространства, с достаточной степенью надежности отвечающего ее реальному распределению.

В основу гравитационного моделирования положен алгоритм В.И. Старостенко [27], реализованный в программе В.И. Исаева [9, 10], предназначенной для расчета двухмерных плотностных моделей, позволяющей решать обратную задачу гравиметрии в линейной постановке.

В общем виде схема гравитационного моделирования может быть представлена в следующем виде. Перед началом работы определяются конкретные вопросы, которые предполагается решить гравитационным моделированием. Для этого собирается вся имеющаяся информация о строении изучаемого региона, изучаются основные особенности строения его тектонических структур, все вопросы, связанные с их образованием и развитием, и как они решаются в свете различных геодинамических гипотез. После сбора всего необходимого материала осуществляется его подготовка для ввода в ЭВМ и решения обратной задачи. Далее осуществляется непосредственный расчет плотностного разреза, который производится следующим образом. На основании всех имеющихся данных о строении изучаемого района составляется двухмерная априорная плотностная модель профиля, каждый слой которой разбит на однородные по плотности блоки. Существует ограничение на форму выделяемых блоков – трапеция с вертикальными боковыми сторонами (в пространстве – бесконечная горизонтальная призма). Это ограничение связано с заложенным в программу алгоритмом вычисления гравитационного эффекта от однородного по плотности элемента в форме трапеции. Результат решения прямой задачи гравиметрии от данной априорной модели позволяет оценить ее адекватность реальному геолого-плотностному строению исследуемого разреза земной коры и обосновать необходимость корректировки исходных о нем представлений для осуществления последующего этапа интерпретации.

На следующем этапе интерпретации рассчитывается математическая модель плотностного разреза, которая анализируется по ряду признаков. Удовлетворительным считается решение, в котором не более определенного процента (~20 %) из всех значений искомого параметра попали на предельные ограничения и для которого среднеквадратическое расхождение наблюдаемого и расчетного полей не превышает конкретно заданную величину. В случае невыполнения одного из этих условий, после изменения некоторых параметров в априорной модели (изменяется геометрия разреза или задается другая плотность) проводится повторное решение обратной задачи.

Если расчетная модель опять не удовлетворяет математическим и геологическим критериям результатов интерпретации, то данная модель отбрасывается

и строится новая априорная модель в соответствии с другой гипотезой строения региона.

Приведенная схема гравитационного моделирования лишь в общих чертах отражает тот путь, который должен привести к модели, отвечающей всем требованиям плотностных моделей. В каждом конкретном случае она может быть изменена в соответствии с особенностями имеющихся в распоряжении интерпретатора гравиметрических и других геолого-геофизических данных, а также с особенностями постановки задачи.

По данной методике В.Ю. Косыгиным, В.И. Исаевым [11–14] и М.Л. Красным [15, 16] была построена серия плотностных моделей тектоносферы северо-западной окраины Тихого океана, которые сыграли большую роль в развитии и применении методов математического моделирования для изучения океанических и окраинных структур. Большой опыт применения данного метода показал его возможности и высветил некоторые слабые стороны, которые впоследствии были устранены В.Н. Сеначиным [24]. В связи с изложенным применение данной методики в процессе проведенной интерпретации представляется вполне обоснованным.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ИСХОДНОЙ МОДЕЛИ ПРОФИЛЯ

Интерпретируемый профиль проложен вдоль одного из профилей региональных комплексных геофизических исследований Охотского моря, включающих в себя сейсморазведку МОГТ и гравимагнитометрию.

За основу геометрии структурного каркаса априорной модели профиля (рис. 1В), представляющей собой первое (нулевое) приближение, использовались данные по совмещенному с ним сейсмопрофилю (МОГТ) и результаты построений границ раздела низов земной коры района впадины Дерюгина по материалам ГСЗ [29, 31]. В качестве отправных значений плотности в этой модели приняты опубликованные осредненные значения плотности слоев земной коры и верхней мантии [29, 32, 34].

В этой модели выделено и охарактеризовано плотностями пять слоев земной коры и подкорковый слой верхней мантии. Все они поделены на блоки вертикальными жестко закрепленными разделами, местоположение которых выбиралось по наиболее характерным изгибам рельефа поверхности слоев и особенностям гравитационного поля. Предполагается, что вертикальные разделы, отвечающие резкому изгибу слоев, могут быть интерпретированы как разрывные нарушения.



*Седьмой слой*, представляющий собой подкоронную часть верхней мантии, залегает на глубине от 20 до 33 км, причем наибольшие его погружения отмечаются по краям профиля. На глубине 33 км слой условно ограничен горизонтальной плоскостью. В центральной части профиля слой образует выступ, представляющий собой, как указывалось выше, зону частичного плавления вещества верхней мантии, очевидно, связанную с глубинным мантийным плюмом, как это обычно имеет место в рифтовых зонах [8]. По результатам выполненных ранее расчетов по геотраверсу Сахалин-Камчатка [32], плотность слоя примерно  $3.10 \text{ г/см}^3$ .

*Шестой слой*, самый нижний из слоев (“базальтовый”) модели разреза земной коры, в пределах профиля имеет мощность от 10 до 17 км. Ее максимальные значения наблюдаются по краям профиля – у побережья Сахалина и под Центрально-Охотским поднятием, а наименьшую мощность около 10 км слой имеет в центре профиля – под впадиной Дерюгина. Рассчитанные значения плотности “базальтового” слоя на Сахалине и прилегающей к нему части акватории Охотского моря обычно составляют  $2.9\text{--}3.1 \text{ г/см}^3$  [32, 34], поэтому в качестве отправного значения плотности слоя была принята ее средняя величина  $3.0 \text{ г/см}^3$ .

*Пятый слой* разреза (“гранитный”) представляет собой толщу сильно литифицированных осадочно-вулканогенных образований мезозойского возраста и метаморфизованных пород палеозоя. Рельеф слоя сильно расчленен и характеризуется контрастными формами. Мощность слоя около 8–10 км, за исключением участка Дерюгинского прогиба, находящегося на западном борту впадины Дерюгина, где она сокращена до двух километров. Судя по скоростям сейсмических волн, плотность “гранитного” слоя варьирует в пределах от  $2.65$  до  $2.80 \text{ г/см}^3$  [34], поэтому ее значение в априорно принимаемой начальной плотностной модели взято равным  $2.70 \text{ г/см}^3$ .

*Четвертый слой* является нижним слоем осадочного чехла. Он сложен глинистыми глубоководно-морскими отложениями палеогенового возраста и выполняет отрицательные формы нижележащего слоя. С учетом достаточно высоких граничных скоростей в кровле слоя, достигающих  $4.8\text{--}5.2 \text{ км/с}$ , его плотность принята равной  $2.50 \text{ г/см}^3$ .

*Третий слой*. В пределах профиля этот слой распространен повсеместно. Он соответствует толще раннемиоценовых морских глинисто-кремнистых образований. Наибольшая мощность слоя наблюдается в начальной части профиля, где она составляет около  $1.5\text{--}2.0 \text{ км}$ . В направлении к северо-восточному концу профиля слой постепенно выклинивается.

С учетом известных многочисленных данных, полученных в результате исследования керна скважин, пробуренных на Сахалине и его шельфе, отправная плотность слоя принята равной  $2.40 \text{ г/см}^3$  [29, 34].

*Второй слой* отвечает комплексу континентальных осадочных пород верхнемиоцен-плиоценового возраста. В начале профиля мощность слоя достигает нескольких километров, однако максимальные ее значения порядка 6–7 км наблюдаются у западного борта впадины Дерюгина. К концу профиля мощность слоя уменьшается до  $0.5\text{--}1.0 \text{ км}$ . С учетом известных определений плотности пород толщи осадков, выполняющих данный слой, ее начальная плотность в модели была принята равной  $2.3 \text{ г/см}^3$ .

*Первый слой* распространен в пределах всего профиля и отвечает водной толще, плотность которой принято считать равной  $1.03 \text{ г/см}^3$ .

Кривая поля силы тяжести в редукции Буге ( $s = 2.3 \text{ г/см}^3$ ), привлеченная для интерпретации, показывает, что от начала профиля к центру уровень поля возрастает примерно на  $50\text{--}55 \text{ мГл}$ . После этого он снижается на  $20\text{--}30 \text{ мГл}$ . Однако, если в начале профиля кривая практически гладкая, то ее правая ветвь осложнена рядом экстремумов интенсивностью  $10\text{--}15 \text{ мГл}$ .

#### ОПИСАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Расчет гравитационного эффекта от априорной геолого-плотностной модели профиля, проведенного на первом этапе гравитационного моделирования, показал, что вычисленная кривая  $\Delta g$  существенно разнится с наблюдаемой (рис. 1В). Наиболее велико это расхождение на участке профиля от Шмидтовского поднятия до центра впадины Дерюгина, где спокойно воздымающейся ветви кривой наблюдаемого поля отвечает глубокий минимум расчетной кривой. В другой части профиля поведение обеих кривых сходно, а отмечаемые на них локальные экстремумы совпадают в плане, отличаясь лишь своей интенсивностью.

Учитывая то обстоятельство, что геометрия разреза сконструирована достаточно надежно, можно сделать вывод, что неконформность наблюдаемого и расчетного гравитационных полей района впадины Дерюгина может объясняться лишь наличием в реальных слоях разреза земной коры существенных плотностных неоднородностей. Выяснение характера и особенностей распределения этих неоднородностей было осуществлено на следующем этапе интерпретации, “математические” требования к результатам которой, в соответствии с методикой, принятой разработчиками программы [9, 10], предполагали, что:

1) рассчитанные значения плотности блоков слоев модели плотностного разреза не должны выходить за рамки  $\pm 0.15$  г/см<sup>3</sup> относительно их априорно заданных величин, а число значений плотности блоков, находящихся на предельных ограничениях, не должно превышать 20 % ;

2) среднеквадратическое расхождение наблюдаемого и расчетного гравитационных полей не должно быть выше 2.0 мГл, что определяется точностью использованных гравиметрических материалов.

Кроме того, предусматривалось соответствие рассчитанного плотностного разреза таким критериям, как нахождение рассчитанных значений плотности в рамках допустимых для предполагаемого состава слоев коры и подкорковой мантии и удовлетворение их принимаемой гипотезе геологического строения и развития региона.

Рассмотрение результатов проведенного плотностного моделирования (рис. 2В) показывает, что они удовлетворяют вышеуказанным требованиям и характеризуют близкую к реальной плотностную структуру земной коры исследуемой части впадины Дерюгина.

Приступим к послойной характеристике полученного плотностного разреза.

*Седьмой слой* разреза имеет плотность, варьирующую от 3.02 до 3.10 г/см<sup>3</sup>. Его средняя плотность оценивается величиной 3.07 г/см<sup>3</sup>. Главной особенностью плотностного разреза слоя является наличие в его центральной части двух аномально разуплотненных до 3.02 г/см<sup>3</sup> блоков, приуроченных к наиболее приподнятой части выступа слоя. Части слоя, находящиеся по обе стороны от указанных блоков, более плотные, причем блоки, находящиеся под западным бортом впадины Дерюгина, характеризуются большими значениями плотности, чем блоки слоя, расположенные под ее восточным краем (соответственно 3.10 и 3.05 г/см<sup>3</sup>). По-видимому, вышеуказанная аномально разуплотненная часть слоя, представленная двумя блоками, является наиболее расплавленным локальным участком зоны частичного плавления мантийного вещества.

*Шестой слой*, как и нижележащий, дифференцирован на разноплотностные блоки, но их уже несколько больше. Плотность этих блоков меняется от 2.90 до 3.00 г/см<sup>3</sup> и в среднем составляет 2.95 г/см<sup>3</sup>. Как и в слое подкорковой мантии, в центральной части слоя наблюдается аномально разуплотненная зона, но она менее обширна и представлена одним блоком плотностью 2.92 г/см<sup>3</sup>. Кроме этого блока, в левой части разреза под Шмидтовским поднятием находится еще один относительно разуплотненный

блок плотностью 2.90 г/см<sup>3</sup>. Между указанными двумя аномально разуплотненными блоками слоя выделяются два блока повышенной до 3.00 г/см<sup>3</sup> плотности. Находятся они у западного борта впадины Дерюгина прямо под одноименным прогибом вышележащего пятого (“гранитного”) слоя, представляющего собой грабенообразную структуру. Часть слоя, принадлежащая восточному борту впадины Дерюгина, во всех своих блоках менее плотная и характеризуется в них равным значением плотности – 2.95 г/см<sup>3</sup>. Лишь один блок слоя этой части разреза, примыкающий к аномально разуплотненному блоку его центра, уплотнен до 2.97 г/см<sup>3</sup>.

*Пятый слой* дифференцирован на разноплотностные блоки более значительно, чем оба предыдущих. Более широк здесь и диапазон вариаций плотности блоков, который охватывает интервал от 2.65 до 2.85 г/см<sup>3</sup>. Однако для него характерна та же тенденция разуплотнения слоя от начала профиля к его окончанию. Обращает на себя внимание наличие двух относительно разуплотненных блоков в районе Шмидтовского поднятия.

Таким образом, анализ особенностей распределения плотностных неоднородностей в трех нижних слоях рассчитанного плотностного разреза, отвечающих консолидированной части земной коры и слою подкорковой мантии, показывает, что они характеризуются определенными взаимосвязанными закономерностями, заключающимися в их едином местонахождении и однообразной направленности их изменения.

*Четвертый слой*. Плотность этого слоя варьирует от одного его блока к другому от 2.40 до 2.60 г/см<sup>3</sup>. Ее среднее значение составляет 2.52 г/см<sup>3</sup>. Максимальная плотность слоя (2.60 г/см<sup>3</sup>) наблюдается в пределах западного борта впадины Дерюгина, где он выполняет депрессию пятого слоя.

*Третий слой*. Плотность слоя невелика и составляет от 2.30 до 2.37 г/см<sup>3</sup>. Лишь у западного борта впадины Дерюгина в Дерюгинском прогибе она аномально увеличена до 2.45–2.47 г/см<sup>3</sup>, но в целом для слоя характерно закономерное уменьшение его плотности от западного к восточному борту впадины Дерюгина.

*Второй слой*. Плотность блоков слоя лежит в пределах от 2.20 до 2.37 г/см<sup>3</sup>, причем максимальные ее значения также фиксируются у западного борта впадины Дерюгина. Кроме того, для него сохраняется та же особенность направленности изменения его плотности, что и для всех предыдущих слоев земной коры, заключающаяся в ее уменьшении от западного к восточному борту впадины.

Выясненные особенности распределения плотности в слоях земной коры в целом по всему разрезу профиля наглядно видны на обобщенном плотностном разрезе, где в каждом слое выделены участки пониженной и повышенной, относительно средневычисленных значений, плотности (рис. 3). Анализ этих особенностей позволяет подчеркнуть наиболее характерные из них, заключающиеся в следующем:

- все слои разреза в той или иной мере дифференцированы на разнопорядковые плотностные блоки;
- для всех слоев разреза в целом характерна однообразная направленность изменения их плотности, заключающаяся в ее уменьшении от начала профиля к его окончанию, с запада на восток;
- в слоях 5 и 6 плотностного разреза, отвечающих консолидированной части земной коры, установлены две сквозные локальные, относительно разуплотненные зоны, находящиеся под Шмидтовским поднятием и центральной частью дна впадины Дерюгина, причем последняя продолжается в подкоровый слой верхней мантии (слой 7);
- под западным бортом впадины Дерюгина в районе Дерюгинского прогиба вся толща земной коры аномально уплотнена относительно смежных участков;
- плотностные неоднородности слоев земной коры практически не коррелируются с гравитационными аномалиями;
- по всему разрезу каких-либо инверсий плотности в слоях земной коры не установлено.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотрение результатов гравитационного моделирования разреза земной коры впадины Дерюгина по профилю о. Сахалин – впадина Дерюгина – Центрально-Охотское поднятие свидетельствует об определенной новизне полученной информации, которая позволяет осветить ранее не известные особенности ее строения, определяемые сложной геодинамической эволюцией впадины.

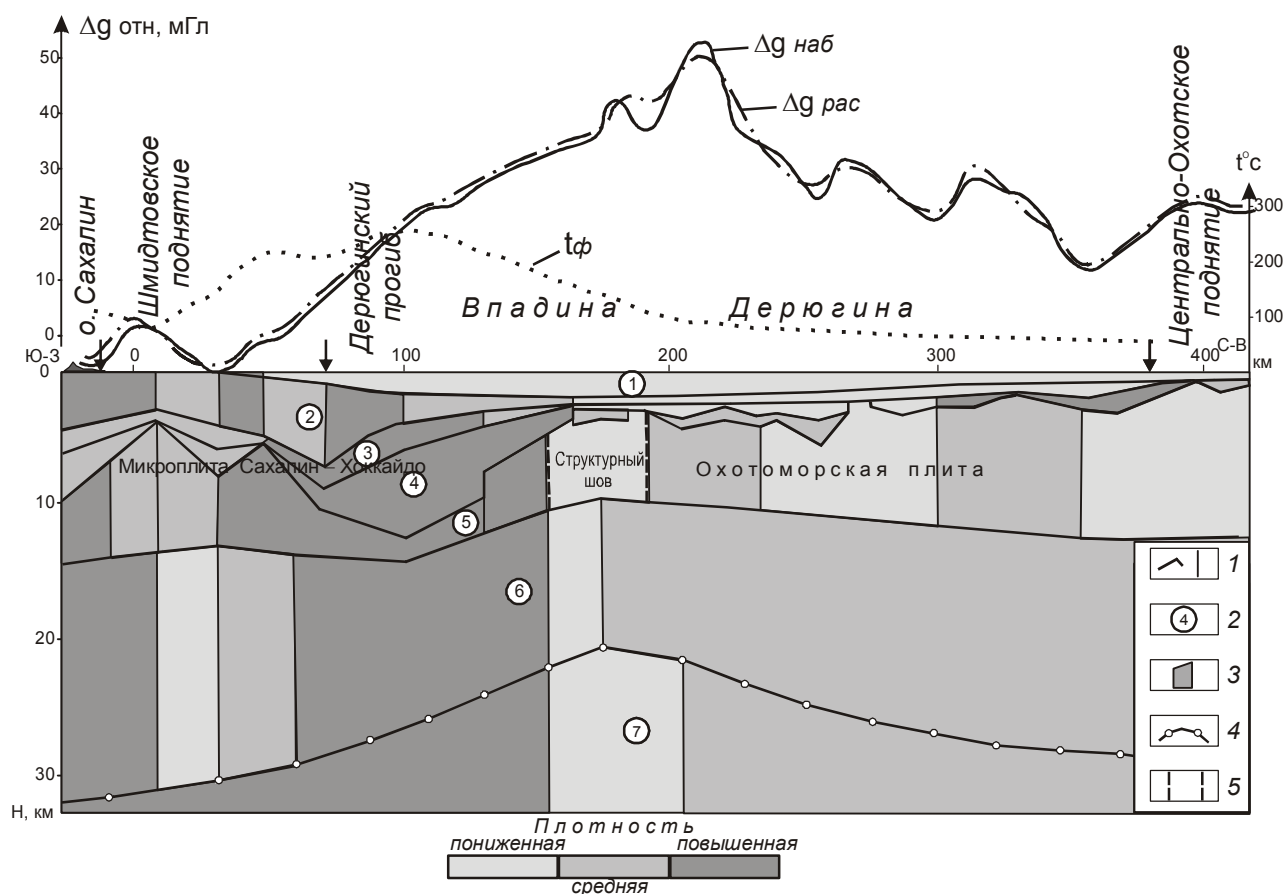
Приведенные данные вполне определенно указывают не только на вертикальную, но и на горизонтальную делимость земной коры и подкоровой части верхней мантии впадины Дерюгина по плотности. Несмотря на определенный схематизм, обусловленный заменой конкретных геологических тел и ее локальных структурных форм фигурами правильных геометрических очертаний, рассчитанный геолого-плотностной разрез свидетельствует о гораздо более сложном строении коры впадины Дерюгина, чем это ранее представлялось в виде априорной модели первого (нулевого) приближения (раздел “Описание ре-

зультатов моделирования” рис. 1В). На рис. 3 больший уровень наблюдаемого поля а.с.г в С-В части профиля выше, чем в его Ю-З части. Это объясняется существенно более приподнятым здесь положением поверхности “гранитного” слоя (слой 5), который характеризуется положительной избыточной плотностью (порядка 0.25 г/см<sup>3</sup>), что следует из характеристик слоев 5 и 4 исходной модели профиля. Несоответствие максимума на кривой теплового поля разуплотненным вертикальным телам консолидированной части земной коры (слои 3–6) (рис. 3) может объясняться тем, что последние, по-видимому, отражают высокопроницаемые трещинные тектонически-ослабленные зоны, никак не связанные с повышенной термичностью здесь участков земной коры.

Полученные результаты гравитационного моделирования земной коры позволяют представить одну из наиболее вероятных моделей ее строения. Отвергая модели слоисто-однородной земной коры впадины Дерюгина как нереальные, можно обоснованно считать, что здесь наиболее приемлема слоисто-глыбовая модель коры, где каждая глыба определенного слоя отличается от других мощностью, вещественным составом и петрофизическими свойствами пород. Основной особенностью построенного многослойного плотностного разреза является установленный факт большей уплотненности слоев земной коры и подкоровой мантии западного борта впадины Дерюгина по отношению к восточному. Наиболее явно эта особенность проявлена в пятом, “гранитном” слое, где в юго-западной части профиля его рассчитанная плотность, за исключением двух блоков Шмидтовского поднятия, варьирует от 2.77 до 2.82 г/см<sup>3</sup>, тогда как на его северо-восточном участке плотность блоков “гранитного” слоя составляет примерно 2.65–2.70 г/см<sup>3</sup>, то есть разница плотностей слоя в той и другой частях профиля составляет около 0.10 г/см<sup>3</sup>.

Судя по вычисленным значениям плотности, в первом случае “гранитный” слой сложен такими породами, как диориты, габбродиориты, гранодиориты и сходными с ними по физическим свойствам кристаллическими сланцами, а во втором он, вероятно, в большей мере выполнен гранитогнейсами, гранодиоритами и другими более кислыми породами вплоть до гранитов.

Нижележащий “базальтовый” слой также разделен по плотности на две аналогичные части. Однако, различие между ними менее контрастно и составляет всего около 0.05 г/см<sup>3</sup>, что свидетельствует о большей однородности его вещественного состава. По-видимому, в обоих блоках слой сложен близким комплексом пород, включающим в себя габбро, диабазы, габбро-пироксениты, амфиболиты и другие разно-



**Рис. 3.** Обобщенный плотностной разрез земной коры по профилю о. Сахалин – впадина Дерюгина – Центрально-Охотское поднятие.

1 – горизонтальные и вертикальные разделы слоев разреза; 2 – номер слоя; 3 – контур плотностной неоднородности слоя разреза; 4 – поверхность слоя подкоровой мантии; 5 – границы тектонических структур;  $t_{\phi}$  – температура на поверхности кристаллического фундамента.

видности основного состава, которым присущи рассчитанные плотности.

Слою подкоровой мантии присуща та же особенность, что и “базальтовому”, заключающаяся в такой же его незначительно большей плотности в юго-западной части профиля по сравнению с северо-восточной. По-видимому, слой сложен комплексом основных и ультраосновных пород, находящихся в частично расплавленном состоянии.

Следующей весьма важной особенностью плотностного разреза профиля (рис. 3), на наш взгляд, является существование в его центре между его разноплотностными частями сравнительно узкой сквозной зоны пониженной плотности, которая, начинаясь в сводовой части выступа слоя подкоровой мантии, пронизывает всю толщу консолидированной части земной коры, представленной “базальтовым” и “гранитным” слоями. Вероятнее всего, она отражает тектонически ослабленную высокопроницаемую зону, в

пользу чего свидетельствует обнаружение драгированием в ее непосредственной близости эффузивных и интрузивных пород среднего и основного состава [22]. Здесь же наблюдаются флюидопроявления, активная эмиссия метана и зафиксировано скопление барит-карбонатных ассоциаций. Первые два признака считаются проявлением остаточных постмагматических процессов, а барит-карбонатное минералообразование – вторичным эффектом вышеуказанных процессов. Время последней магматической активизации в данной зоне точно не установлено, но считается, что основные магматические процессы могли здесь завершиться в плиоцене, а возможно и в более позднее время [17].

Ослабленная зона земной коры приурочена к центральной глубоководной части дна впадины Дерюгина, что позволяет считать ее своеобразным индикатором процесса рифтообразования во впадине, который, как известно, протекает по древним текто-



ническим швам – потенциально ослабленным зонам литосферы [36]. Представляется, что выделенная нами в земной коре впадины Дерюгина вертикальная, узкая, аномально разуплотненная зона, разделяющая два участка земной коры, различающихся по своим физическим (плотностным) параметрам, может рассматриваться как структурный шов между двумя разнородными геоблоками коры, которым принадлежат противоположные борта впадины. Очевидно, западный из них является фрагментом (восточная террейн-пластина) микроплиты Сахалин-Хоккайдо, а восточный представляет собой присахалинскую западную часть Охотоморской плиты [20]. Этот вывод вполне согласуется с мнением К.Ф. Сергеева, предположившим на основе анализа характера поведения изопахит кайнозойского комплекса отложений Северо-Восточного Сахалина, которые “открываются” во впадину Дерюгина и находят свое продолжение в изолиниях мощностей ее осадков, что западный борт впадины Дерюгина относится к Сахалинской складчатой системе, а восточный уже принадлежит Охотоморской плите [25].

Наряду с вышерассмотренной зоной разуплотнения земной коры обращает на себя внимание еще одна зона относительно пониженной плотности, находящаяся в районе Шмидтовского поднятия, сложенного офиолитовым комплексом ультраосновных магматических пород. Предполагается, что она также отвечает ослабленному участку земной коры, насыщенному магматическими расплавами. Интересной особенностью этой зоны является то обстоятельство, что ее блоки, находящиеся в шестом (“базальтовом”) слое, смещены относительно блоков пониженной плотности пятого (“гранитного”) слоя от Шмидтовского поднятия в сторону Дерюгинского прогиба. Это обстоятельство позволяет предположить, что она отображает собой наклонную тектонически ослабленную высокопроницаемую зону, по которой офиолиты проникают из низов земной коры в сводовую часть Шмидтовского поднятия.

Между указанными зонами разуплотнения в районе Дерюгинского прогиба находится наиболее уплотненный участок земной коры. На карте температур поверхности кристаллического фундамента (рис. 2Б) ему отвечает интенсивная положительная аномалия с экстремальными значениями 200–250°C, тогда как на остальной части впадины уровень температур не превышает 100°C [33]. Это обстоятельство указывает на значительную интенсивность протекания здесь магматического процесса (возможно, излияние глубинных базальтов), определяющего уплотнение коры и преобразование ее по любому из возможных механизмов [36] из коры суб-

континентального типа в субокеаническую. Здесь, в условиях разломно-блоковой тектоники растяжения, высокого теплового потока, сейсмической активности, происходит активная циркуляция горячих флюидов по разломам и трещинным зонам. Все это должно обуславливать: ускоренную генерацию углеводородов, их восходящую миграцию по разломам в вышележащие толщи осадков и нисходящую – из более молодых отложений в более древние, в том числе и в породы фундамента. В структурах осадочного чехла ввиду высокой магматической активности района сохранность залежей углеводородов маловероятна, но в бортах Дерюгинского прогиба за счет вторичных изменений (тектонической, гидротермальной, тектонексонной активности) породы фундамента могут иметь хорошие коллекторские свойства и контролировать залежи углеводородов, как это имеет место в целом ряде рифтогенных областей [5]. Можно ожидать здесь скопления углеводородов и в самой верхней части осадочного чехла, что подтверждается обнаружением газогидратов на западном борту впадины Дерюгина в керне глинистых осадков [18].

Приведенные сведения об особенностях глубинной плотностной структуры земной коры впадины Дерюгина в сочетании с другими геолого-геофизическими данными вполне определенно указывают на то, что в ее пределах активно протекает процесс рифтогенеза, четко проявленный в структуре земной коры и верхней мантии. Возможно, он был вызван последовательными субдукционно-коллизийными процессами, протекавшими в районе впадины в мезозое и кайнозое, но определенно судить об этом по результатам проведенного моделирования не представляется возможным. Очевидно, что для обоснования такого серьезного вывода необходимо проведение гравитационного моделирования еще по ряду профилей.

Механизм протекающего во впадине Дерюгина тектонического процесса в настоящей статье авторами не рассматривался, но им представляются вполне жизненными идеи П.М. Сычева [29], основанные на теории Е.В. Артюшкова о связи геологических явлений с дифференциацией по плотности вещества Земли [2, 3], что является, на взгляд П.М. Сычева, первопричиной образования поднятий и впадин на северо-западе Тихоокеанского подвижного пояса.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на большое внимание, уделенное целым рядом исследователей вопросам глубинного строения, эволюции и геодинамики впадины Дерюгина, их отдельные моменты все равно являются предметом дискуссий. Признавая неоднозначность привлеченной для проведения гравитационного мо-

делирования информации, авторы считают, что его результаты все же являются достаточно объективными и представляют собой один из возможных вариантов плотностного строения земной коры впадины.

В результате проведенного моделирования установлены следующие основные особенности строения земной коры впадины Дерюгина.

По результатам полученного распределения плотности установлено, что земная кора впадины Дерюгина имеет слоисто-глыбовый характер строения. При этом выяснено, что она находится в зоне контакта двух крупных блоков коры, различающихся по своим плотностным характеристикам. Область их сочленения находится в районе центральной части впадины и представляет собой узкую, вертикальную, аномально разуплотненную зону, достигающую до слоя подкоревой мантии, где находится плюм частичного плавления ее вещества. Данное обстоятельство позволяет рассматривать ее в качестве тектонически ослабленной, высокопроницаемой зоны, представляющей собой структурный шов между двумя разнородными блоками земной коры – восточным террейном микроплиты Сахалин-Хоккайдо и Охотоморской плиты.

Существование данного активно живущего структурного шва, связанного с мантийным плюмом, позволяет предполагать наличие в его зоне серии скоплений разнообразных минеральных ассоциаций, что определяет необходимость его трассирования и изучения геолого-геофизическими методами.

Не меньшего внимания заслуживает и западный борт впадины. Здесь, в бортах Дерюгинского прогиба, предположительно идет процесс преобразования земной коры из коры субконтинентального типа в субокеаническую и прогнозируется нахождение залежей углеводородов.

Таким образом, выполненное гравитационное моделирование показывает, что глубинные процессы, обусловившие формирование сложной тектонической структуры впадины Дерюгина, охватывающие всю толщу ее земной коры, определяют и особенности ее строения, тем самым благоприятствуя образованию и скоплению разнообразных полезных ископаемых. Все это указывает на необходимость продолжения во впадине Дерюгина геофизических работ, в том числе и методом гравитационного моделирования.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аргентов В.А., Жигулев В.В., Веселов О.В. и др. Особенности геологического строения впадины Дерюгина по результатам комплексной интерпретации геофизических данных // Доклады международного симпозиума 24–28 сентября 2002 г. Южно-Сахалинск. Южно-Сахалинск, 2004. С. 120–130.
2. Артюшков Е.В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ними явления // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 5. С. 18–30.
3. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
4. Астахова Н.В., Сатарова В.В. Геохимия железо-марганцевых образований центральной части Охотского моря // Вулканология и сейсмология. 2005. № 3. С. 29–33.
5. Веселов К.Е., Долицкая Т.В. Новые горизонты прогнозирования поисков и разведки нефти и газа в связи с тектоникой глобального рифтогенеза // Геофизика. 1996. № 3. С. 38–43.
6. Гранник В.М. Палеосейсмофокальные зоны Сахалина // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 3. С. 55–65.
7. Журавлев А.В. Сравнительная характеристика впадин Дерюгина и ТИПРО Охотского моря // Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 21–28.
8. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальского рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 7. С. 685–699.
9. Исаев В.И., Хвостовская Н.В. О реализации на ЕС ЭВМ метода математического программирования для решения обратной задачи гравиметрии в линейной постановке // Разведочная геофизика: теория, методика, результаты. Киев: Наук. думка, 1984. С. 156–171.
10. Исаев В.И. Построение региональных геоплотностных моделей методами математического программирования (на примере интерпретации гравитационного поля Дальнего Востока и сопредельных акваторий): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Киев: АН УССР Ин-т геофизики им. С.И. Субботина, 1986. 23 с.
11. Косыгин В.Ю., Исаев В.И. О построении региональных плотностных моделей // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 113–116.
12. Косыгин В.Ю., Исаев В.И. Плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса Япония-Гавайи // Тихоокеан. геология. 1986. № 5. С. 3–22.
13. Косыгин В.Ю., Лютая Л.М., Сеначин В.Н. Гравитационное поле и плотностное строение тектоносферы центрального звена Северо-Западной котловины Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С. 4–11.
14. Косыгин В.Ю. Гравитационное поле и плотностные модели тектоносферы северо-запада Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 201 с.
15. Красный М.Л., Косыгин В.Ю., Исаев В.И. Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса Камчатка-Тихий океан // Тихоокеан. геология. 1985. № 1. С. 72–84.
16. Красный М.Л., Косыгин В.Ю., Исаев В.И. Оптимальная плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса о. Сахалин-о. Итуруп-Тихий океан // Тихоокеан. геология. 1985. № 6. С. 36–48.
17. Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. Барит-карбонатная минерализация, аномалии метана и геофизические поля во впадине Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 35–40.
18. Обжиров А.И., Астахова Н.В., Липкина М.И. Газо-геохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря. Владивосток: Дальнаука. 1999. 184 с.

19. Обжиров А.И., Астахов А.С., Астахова Н.В. Генезис и условия формирования аутигенных карбонатов в четвертичном осадочном чехле района Сахалинско-Дерюгинской газовой аномалии (Охотское море) // *Океанология*. 2000. № 2. С. 280–288.
20. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. 1 : 2 500 000 / Г.П. Авдейко, Ю.М. Берлин, Н.А. Богданов и др.; отв. ред.: Н.А. Богданов, В.Е. Хаин; Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН. М., 2000. 193 с.
21. Павлов Ю.А., Строев П.А. Об интерпретации аномалий силы тяжести на море // *Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей*. Владивосток, 1977. С. 69–75.
22. Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинное строение впадины Дерюгина (Охотское море) // *Тихоокеан. геология*. 2002. Т. 21, № 4. С. 3–8.
23. Сахно О.В., Вашилов Ю.А., Цыганкова И.П. Новые методические подходы при построении 3-мерных (3Д) плотностных моделей шельфа юго-восточной акватории Восточно-Сибирского моря по гравиметрическим данным // *Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий*. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 279–282.
24. Сеначин В.Н. Методика регионального гравитационного моделирования. (Препринт). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1992. 62 с.
25. Сергеев К.Ф., Сергеева В.Б. Долериты Сахалина. Южно-Сахалинск: ДВО РАН, 2000. 114 с.
26. Соловьев В.А., Гинзбург Г.Д., Дуглас В.К. Газовые гидраты Охотского моря // *Отч. геология*. 1994. № 2. С. 10–17.
27. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задаче гравиметрии. Киев: Наук. думка, 1978. 228 с.
28. Строение дна Охотского моря / Отв. ред. Белоусов и Г.Б. Удинцев. М.: Наука, 1981. 176 с.
29. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / Отв. ред. А.Г. Родников, И.К. Туезов, В.В. Харахинов. М.: Нац. геоф. ком., 1996. 338 с.
30. Сычев П.М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы Северо-Запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979. 208 с.
31. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / О.В. Веселов, Е.В. Грецкая, А.Я. Ильев и др.; отв. ред. К.Ф. Сергеев; Ин-т морской геологии и геофизики ДВО РАН. М.: Наука, 2006. 130 с.
32. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии / В.В. Гордиенко, А.А. Андреев, С.К. Бикенина и др. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
33. Тепловые потоки через дно впадины Дерюгина Охотского моря / В.В. Соинов, В.Н. Соловьев, В.И. Власенко, А.Г. Сальман // *Теоретические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов*. М., 1984. С. 63–66.
34. Терещенков А.А., Туезов И.К., Харахинов В.В. Земная кора Сахалина и окружающих акваторий // *Тихоокеан. геология*. 1982. № 2. С. 84–91.
35. Туезов И.К. Геотермическая структура литосферы и астеносферы Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения и прилегающих частей Азии и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 109 с.
36. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., 1973. 512 с.

*Рекомендована к печати Т.К. Злобиным*

*P.F. Volgin, L.M. Lyutaya, A.V. Kochergin*

### **The geologic density section of the Earth's crust in the Deryugin basin (Sea of Okhotsk) from gravity modeling results**

The geologic density section of the Deryugin basin located in the Sea of Okhotsk western part was studied from the profile Sakhalin I – Deryugin basin – Central Okhotsk rise. Methods of gravity modeling were applied which allow us to investigate laterally density variations of the Earth's crust layers. Horizontal division of crustal layers of the basin regarding density was established, which suggests a stratified-block model of its structure. An assumption is made based on the established feature of the Earth's crust in the Deryugin basin that it is located at the junction of the Sakhalin-Hokkaido microplate and the Sea of Okhotsk plate separated by a suture; the western and the eastern edge of the basin belong to the above plates, respectively. Accumulations of various mineral associations are conjectured in the suture zone, and hydrocarbon accumulations are supposed in the secondary reservoirs in the “granite” layer (basement) of the Deryugin trough sides of the Deryugin basin western side.

**Key words:** Earth's crust, geologic density section, gravity modeling, stratified-block structure, structural suture, Deryugin basin, Sea of Okhotsk.

**БАЗАЛТЫ ОКЕАНА ПАНТАЛАССА В САМАРКИНСКОМ ТЕРРЕЙНЕ  
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)**

***В.П. Симаненко, А.Н. Филиппов, А.А. Чащин***

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Поступила в редакцию 18 февраля 2008 г.

Базальты, развитые на правобережье р. Матай Самаркинского террейна – фрагмента юрской аккреционной призмы (Центральный Сихотэ-Алинь), ассоциируют с каменноугольно-пермскими рифогенными известняками, пермскими пелагическими кремнями, юрскими гемипелагическими кремнисто-глинистыми отложениями и терригенными породами приконтинентальной области седиментации. Их петрогеохимические особенности свидетельствуют о характере вулканизма в различных обстановках древнего океана Панталасса. Каменноугольно-пермские базальты по химизму сходны с внутриплитными базальтами океанических островов и связаны с плюмовым мантийным источником. Область формирования, очевидно, представляла собой участок океана с многочисленными островами и подводными горами. Пермские базальты, ассоциирующие с кремнями, толеитовые и формировались из деплетированной мантии в спрединговом центре, расположенном в пелагической области. Юрские базальты имеют плюмовую природу и по геохимическим особенностям занимают промежуточное положение между OIB и E-MORB. Предполагается, что они формировались в районе зоны конвергенции в геодинамической обстановке быстрой косо́й субдукции.

**Ключевые слова:** палеозойские и юрские базальты, петрогеохимия, юрская аккреционная призма, Сихотэ-Алинь.

**ВВЕДЕНИЕ**

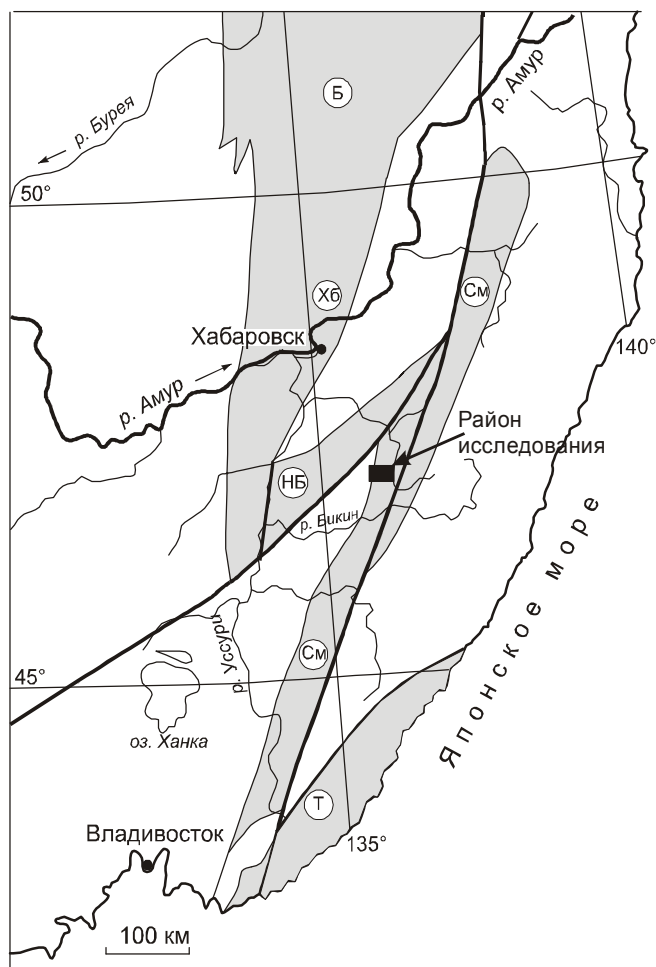
На восточной окраине Азии широко распространены террейны юрской\* аккреционной призмы. Их выходы прослеживаются на расстояние более 5000 км от левобережья нижнего течения р. Амур на севере через Сихотэ-Алинь, Японские острова, островную систему Рюкю, о. Тайвань до о. Палаван (Филиппины) на юге [53]. Эта призма формировалась в течение 70 млн лет при субдукции океанических плит Палеопацифики (океана Панталасса) и содержит фрагменты его осадочного чехла с вулканогенными образованиями [49]. Комплексное изучение этих пород имеет большое значение для сбора информации об особенностях седиментации и вулканизма в древних океанах, о которых в настоящее время мало данных.

Один из фрагментов юрской аккреционной призмы – Самаркинский террейн – расположен в цент-

ральной части Сихотэ-Алиня, где протягивается полосой шириной до 100 км в северо-восточном направлении от южного побережья Приморья до правобережья нижнего течения р. Амур (рис. 1). Его аналогами на Дальнем Востоке России являются Наданьхада-Бикинский, Хабаровский, Баджалский и Таухинский террейны. Самаркинский террейн сложен породами широкого литологического спектра, различного возраста и генезиса [11, 12, 18, 24, 36–38]. В тектонических пластинах и олистолитах развиты позднепалеозойские и мезозойские океанические кремни, известняки и вулканиты. Меньше распространены мелководно-морские терригенные породы. Все они заключены в среднеюрско-раннемеловом матриксе, представленном олистоострововыми и турбидитовыми толщами. В Самаркинском террейне по сравнению с другими фрагментами юрской аккреционной призмы более широко распространены базальты различного возраста, ассоциирующие с океаническими породами. Однако изучены они недостаточно. Наибольшее количество работ посвящено юрско-раннемеловому меймечит-пикрит-щелочнобазальтовому комплексу [4–6, 8, 14, 64]. В них на основе гео-

\*“Юрской” аккреционная призма названа условно, для краткости, ее формирование началось в конце позднего триаса [50], а закончилось в берриасскую или, возможно, в валанжинскую эпоху раннего мела [31, 67].





**Рис. 1.** Географическое положение террейнов юрской аккреционной призмы (по [38] с изменениями) и района исследования.

Террейны: Б – Баджалский, Хб – Хабаровский, См – Самаркинский, Нб – Наданьхада-Бикинский, Т – Таухинский.

химических и минералогических исследований рассматривается главным образом проблема петрогенезиса этих пород. Вопросы геодинамических условий образования дискуссионные. Одни исследователи сопоставляют их с внутриплитными океаническими базальтами [4–7], другие связывают с формированием рифтовых долин на сиалическом основании [8, 28]. А.И. Ханчук и др. [33, 34, 39] считают, что этот магматизм соответствует геодинамической обстановке субдукции активных трансформных разломов океанической плиты. Сведения о базальтах другого возраста, главным образом позднепалеозойского, скудные [8–10, 21, 33, 34, 36]. По химическому составу они сопоставляются с базальтами океанических островов и гайотов, океаническими толеитами срединно-океанических хребтов и абиссальных котловин.

В статье на основе парагенетических ассоциаций базальтов центральной части Самаркинского террейна с различными по возрасту осадочными породами рассмотрены их петрогеохимические особенности и восстановлены геодинамические условия образования. Полученные данные позволяют составить представление о характере вулканизма в разных частях океана Панталасса.

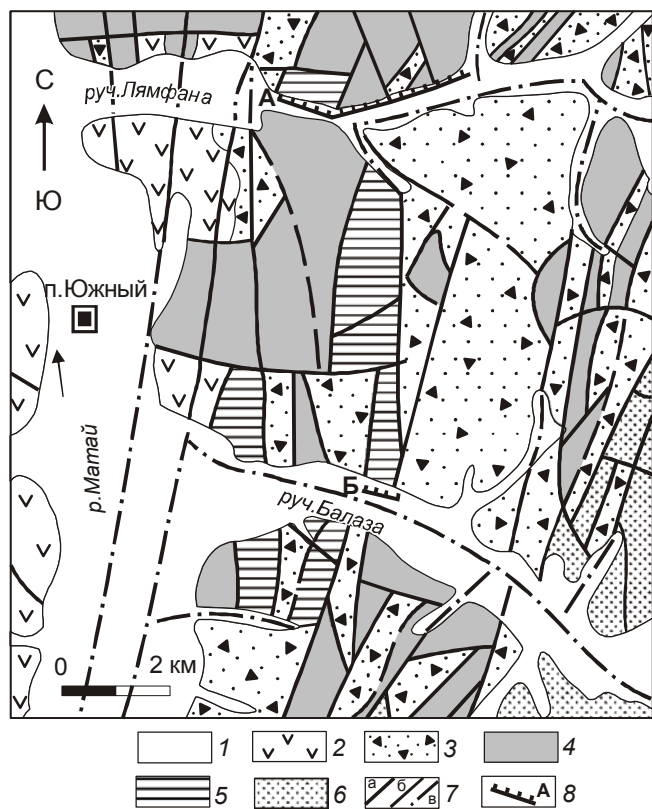
#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВОЗРАСТ БАЗАЛЬТОВ

Район исследования расположен на правом берегу р. Матай в центральной части Самаркинского террейна (рис. 1) и представляет верхний структурный уровень аккреционной призмы [17, 51]. На этом участке по результатам геолого-съемочных работ выделены предположительно каменноугольно-нижнепермские алевриты и песчаники, пермская толща кремней, вулканитов и известняков, триасово-среднеюрская кремнистая и средне-позднеюрская олистостромовая толщи (рис. 2). В ходе литолого-стратиграфических исследований хорошо обнаженных участков на правом борту руч. Лямфана и на правом берегу руч. Балаза с использованием микрофауны (конодонты и радиолярии) для определения возраста реконструирована первичная последовательность палеоокеанических отложений [2, 3, 29]. Она представлена пермскими и триасово-юрскими образованиями (рис. 3). Контакт между ними не установлен. Однако в юрской аккреционной призме, которая обнажена на Японских островах, в нескольких разрезах установлен переход от пермских кремней к триасовым через кремнистые аргиллиты и фтаниты [47, 70]. Поэтому, вполне вероятно, что и в Самаркинской террейне триасовые кремневые отложения, которые в нижней части представлены кремнисто-глинистыми породами с фтанитами, связаны постепенным переходом с пермскими. На правом берегу р. Матай пермские образования – это нижне- и верхнепермские известняки, верхнепермские кремни, а также вулканиты. Триасово-юрские\* отложения представлены триасово-нижнеюрскими кремнями с кремнистыми аргиллитами и фтанитами в основании, плинсбах-ааленскими кремнисто-глинистыми и глинистыми породами с редкими пластами основных вулканитов, байос-батскими алевритами с прослоями песчаников и вулканитов. Завершают последовательность средне-верхнеюрские базальты и предположительно верхнеюрские

\*Возраст некоторых слоев по сравнению с работой [29] скорректирован в связи с определением И.В. Кемкиным других видов радиолярий по сделанным позднее фотографиям на сканирующем электронном микроскопе [17, 51].

кие микститы. Мощность триасово-юрских образований 480 м.

В рассматриваемой последовательности вулканы встречаются в ассоциации с пермскими кремнями и известняками, а также среди юрских глинистых и обломочных пород.

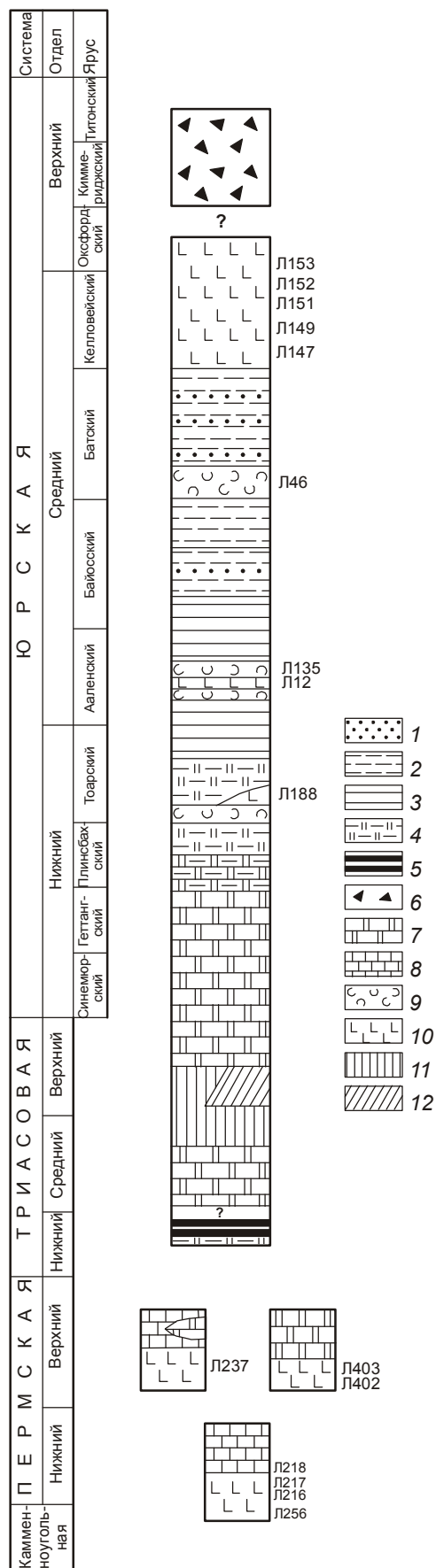


**Рис. 2.** Геологическая карта правобережья р. Матай (по материалам Балазинской геолого-съёмочной партии, 1995 г.).

1 – четвертичные отложения; 2 – альб-сеноманские вулканы; 3 – средне-поздюрская олистостромовая толща; 4 – триасово-среднеюрская кремневая толща; 5 – пермская толща вулканитов, кремней и известняков; 6 – каменноугольно-нижнепермские алевролиты и песчаники; 7 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые, в – скрытые под аллювиальными отложениями; 8 – изученные разрезы: А – правый борт руч. Лямфана, Б – правобережье руч. Балаза.

**Рис. 3.** Стратиграфическая колонка палеоокеанических образований на правобережье р. Матай (по [29] с изменениями) и положение проб, отобранных для изучения петрогеохимических особенностей базальтов.

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты и алевроаргиллиты; 4 – кремнистые аргиллиты; 5 – фтаниты, 6 – микститы; 7 – кремни; 8 – известняки; 9 – гиалокластиты; 10 – эффузивные породы; 11 – интервал скрытого стратиграфического перерыва, 12 – переотложенные кремни.



Ассоциация вулканитов и пермских известняков изучена на правом борту нижнего течения руч. Лямфана [29]. Здесь обнажен пакет тектонических пластин с падением сместителей на запад под углами 20–30°. Пластины сложены известняками, вулканитами и, реже, кремнями. Вулканиты представлены пластами мощностью 2–10 м массивных, миндалекаменных или пористых базальтов и диабазов. Незначительно распространены кластолавы и туфы. Кластолавы и миндалекаменные базальты содержат ксенолиты известняков и красных кремней. Известняки серые, темно-серые, массивные или грубоплитчатые, часто содержат частицы вулканического материала. В одной из тектонических пластин среди известняков есть слой (7–10 м) грубообломочных пород, в которых много округлых диаметром до 20–30 см обломков базальтов. В известняках обнаружены фузулиниды, указывающие на возрастной диапазон от ассельского до низов болорского яруса нижней перми [23, 26]. В обломках известняков из смешанных обломочных пород (микститов) и ксенолитах в базальтах найдены фузулиниды мургабского и низов мидийского ярусов, а также позднепермские мшанки. Кремни зеленовато-серые, тонко- и среднеплитчатые. В них много спикул губок пермского облика. Они содержат слой мощностью 3–4 см гравийных песчаников с эрозионным нижним контактом и градационной слоистостью. Песчаники сложены главным образом материалом основных вулканитов [30]. Пространственная связь вулканитов с пермскими известняками и кремнями, присутствие в базальтах ксенолитов карбонатных пород и кремней, а в известняках – вулканического материала позволяют считать вулканиты близкими по возрасту карбонатным породам. Часть вулканогенных пород, вероятно, как и в южной части Самаркинского террейна, имеет каменноугольный возраст [16].

Ассоциация базальтов и пермских кремней развита на правом берегу руч. Балаза. Здесь на массивных базальтах залегают серые плитчатые кремни, чередующиеся с красно-бурыми и серыми кремнистыми аргиллитами [29]. Верхняя часть разреза сложена красными кремнями. В серых и красных кремнях найдены радиолярии мидийского яруса верхней перми [29]. Возраст вулканитов, очевидно, также позднепермский.

Юрские вулканиты, ассоциирующие с глинистыми и обломочными породами, развиты на правом борту среднего течения руч. Лямфана. В тоарских кремнистых аргиллитах это слои гиалокластитов с редкими пластами базальтов (рис. 3). Гиалокластиты и базальты встречаются также среди ааленских

алевроаргиллитов и байос-батских алевролитов с прослоями песчаников. На этих алевролитах согласно залегают келловей-оксфордские базальты, диабазы и пикриты мощностью около 100 м [28].

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для аналитических исследований отбирались образцы вулканических пород, наименее затронутые вторичными метасоматическими и гидротермальными преобразованиями, что контролировалось петрографическими наблюдениями. Оксиды для валового химического состава базальтов определялись классическим химическим способом в ДВГИ ДВО РАН, Владивосток (аналитики Л.А. Вржосек и В.Н. Каминская); концентрации микроэлементов – методом ICP-MS в Иркутском Центре коллективного пользования на масс-спектрометре VG Plasmaquad PQ2+. Методика подготовки проб, градуировка результатов измерений, внутренний контроль описаны в работе [27].

#### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВ

Исследованные нами вулканические породы в различной степени изменены процессами метаморфизма (спилитизации). На это указывают как петрографические данные (замещение основного плагиоклаза альбитом, пироксенов и амфиболов – хлоритом), так и данные валового химического состава (повышенные содержания натрия и потерь при прокаливании). Потери при прокаливании в них обычно превышают 3 мас.% (табл.). Известно, что метаморфические изменения приводят к значительному нарушению первичных содержаний многих главных элементов и микроэлементов, главным образом, крупноионных литофильных и сидерофильных. Малоподвижными являются  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $SiO_2$ , редкоземельные элементы,  $Zr$ ,  $Hf$ ,  $Y$ ,  $Nb$ ,  $Th$  [57]. Учитывая это, ниже для общей характеристики ассоциаций базальтов мы приводим реальные составы пород (табл.), а для интерпретаций используем малоподвижные компоненты.

**Каменноугольно-пермские базальты, ассоциирующие с известняками.** Это слабо раскристаллизованные афировые или слабо порфиоровые породы, сложенные лейстами и единичными вкрапленниками деанортитизированного плагиоклаза (альбит), многочисленными скелетными, игольчатыми и пылевидными выделениями рудных минералов, зернышками апатита, погруженными в крипстокристаллическую основную массу, по которой развиты гидрослюда, карбонаты, лимонит, хлорит. Текстура пород массивная, микропористая, миндалекаменная. Миндалины выполнены кальцитом, хлоритом и лимонитом.

Особенностями их химического состава (табл.) являются низкие содержания магния ( $MgO$  1.19–7 %) и кальция ( $CaO$  1.8–3.5 %) и высокие – титана (2.8–4.3 %), железа (14–18 %), глинозема (15–18 %) и щелочей ( $Na_2O+K_2O > 4$  %). Калий обычно преобладает над натрием, и по соотношению  $Na_2O/K_2O < 1$  породы принадлежат к калиевой серии, хотя встречаются и породы с  $Na_2O > K_2O$  (табл.). Высокие содержания титана и железа определяют их принадлежность к ферротитанистому типу базальтов. В нормативном составе этих пород среди фемических минералов рассчитываются гиперстен, среди рудных – гематит, ильменит и рутил, а среди силикатных минералов в порядке убывания – альбит, ортоклаз, анортит, кварц, корунд, апатит. Щелочные минералы нефелин и лейцит не рассчитываются. По химическому составу эти породы принадлежат группе субщелочных базальтов-трахибазальтов (рис. 4). По величине коэффициента глиноземистости ( $al' = 0.75–1.06$ ) они соответствуют умеренно- и высокоглиноземистому типам, а по фемичности ( $f' = 21–23$ ) являются мезократовыми, низкомагнезиальными (магнезиальное число  $Mg\# = 11–37$ , рассчитано в атомных количествах, при  $Fe^{3+} = 0.15 Fe_{общ.}$ ).

Эти базальты бедны когерентными элементами ( $Sc, Ni, Co, Sr$  – первые десятки мкг/г и  $V$  – 290–340 мкг/г) и  $Sr$  (100–190 мкг/г) и богаты  $Rb, Ba$  и высоконеккогерентными высокозарядными элементами – HFSE ( $Ta, Nb, LREE, Nd, Hf, Zr$ ) (табл.). Спектры распределения редкоземельных элементов на многоэлементных графиках, нормированных к хондриту, имеют отрицательный наклон (рис. 5А) и подобны спектру базальтов океанических островов (OIB), располагаясь немного выше него. Величины  $(La/Yb)_n$  находятся в диапазоне 9–13,  $(La/Sm)_n$  – 2.4–3,  $(Ce/Yb)_n > 7$ . Образец Л256 характеризуется слабо проявленными цериевым и европиевым минимумами. Вероятно, из-за вторичных изменений по сравнению с OIB [66] эти базальты обеднены  $Ba$  и  $Sr$  и обогащены  $K, Rb$  и  $Cs$ .

**Пермские базальты, ассоциирующие с кремнями,** представлены спилитами, состоящими из лейст альбитизированного плагиоклаза, призмочек клинопироксена и рудных зерен, связанных девитрифицированным хлоритизированным стеклом. Породы интенсивно милонитизированы и рассланцованы с развитием кварц-хлорит-эпидотовых, кварц-хлоритовых и хлоритовых прожилков и зерен хлорита, эпидота, карбонатов по основной массе породы. В сравнении с базальтами, ассоциирующими с известняками, они имеют низкие содержания титана (0.9–1.55 %), калия (0.4–0.5 %) и высокие – магния ( $MgO$

7.98–8.12 %,  $Mg\#$  60–62 %). В сумме щелочей натрия преобладает над калием ( $Na_2O/K_2O > 6$ ), и рассматриваемые базальты относятся к натриевой серии. В их нормативном составе рассчитываются оливин и диопсид, среди рудных минералов – магнетит, а в лейкократовой составляющей – альбит и анортит, при крайне низкой (2–3 %) концентрации ортоклаза. В сильно измененных разновидностях появляются доли процента нормативного нефелина. На диаграмме (рис. 4) составы этих пород располагаются в поле базальтов нормальной щелочности.

Эти базальты отличаются от базальтов, ассоциирующих с известняками, более высокими концентрациями  $Sc, Ni, Co$  и, особенно,  $Sr$ , пониженными концентрациями  $V$  и обедненностью крупноионными литофильными ( $Cs, Rb, Ba, K$ ) и высокозарядными элементами (табл.). Содержание редкоземельных элементов находится на уровне 8–20 хондритовых норм. Рисунок распределения в области легких REE от  $La$  до  $Nd$  имеет слабый положительный наклон, а от  $Nd$  до  $Lu$  – горизонтальный, в целом повторяет рисунок распределения REE базальтов N-MORB (рис. 5Б). Отношение  $(La/Sm)_n$  в породах низкое (0.18–0.22). От типичных MORB они отличаются повышенными концентрациями  $K, Rb, Ba, Cs, U, Pb$  и  $Sr$ , что обусловлено их спилитизацией.

**Юрские вулканы, ассоциирующие с терригенными породами.** В нашей коллекции (табл.) это гиалокластиты (Л46), туфы пикробазальтов (Л135), базальты (Л12, Л188), диабазы (Л147–Л153) и субвулканические единиты (Л398). Гиалокластиты состоят из обломков вулканического стекла с примесью единичных зерен оливина, керсутита и плагиоклаза. В кристалловитрокластических туфах вместе с рогульчатыми, уплощенными и неправильной формы обломками вулканического стекла присутствует до 20 % ксеногенных зерен серпентинизированного оливина и свежего клинопироксена (титан-авгита), погруженных в гиалопилитовую основную массу. Базальты – пироксен-плагиоклазовые, с редкими вкраплениями этих минералов и пилотакситовой или спутанно-волокнистой структурой основной массы, состоящей из разноориентированных лейст плагиоклаза, зернышек клинопироксена и рудной пыли. Диабазы – это полнокристаллические клинопироксен-плагиоклазовые породы с офитовой структурой. Для всей группы пород характерны однотипные вторичные изменения спилитового типа (альбитизация, хлоритизация, лейкоксенизация). Единит на 50 % состоит из фенокристаллов керсутита и единичных зерен титан-авгита со структурой “песочных часов”, погруженных в метельчатую основную массу, сло-



Таблица. Содержание петрогенных элементов (оксиды в мас. %) и микроэлементов (в мкг/г) в каменноугольно-пермских [1–5], пермских [6, 7] и юрских [8–17] вулканитах в Самаркинском террейне (правобережье р. Матай).

Компоненты	Л216 1	Л217 2	Л218 3	Л237 4	Л256 5	Л402 6	Л403 7
	Ассоциируют с известняками					Ассоц. с кремнями	
SiO <sub>2</sub>	49.76	42.82	47.66	46.82	46.94	45.67	46.30
TiO <sub>2</sub>	3.99	3.76	2.81	3.76	4.34	0.91	1.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.53	16.22	18.26	16.93	15.87	17.41	14.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.60	8.56	12.27	12.24	17.21	3.53	3.98
FeO	1.34	5.98	1.06	2.88	0.67	5.15	6.10
MnO	0.11	0.21	0.06	0.11	0.10	0.20	0.26
MgO	3.85	7.31	2.30	2.59	1.19	7.98	8.12
CaO	1.87	3.48	2.09	2.60	2.07	8.29	9.80
Na <sub>2</sub> O	2.93	3.47	3.48	2.88	5.56	3.61	3.28
K <sub>2</sub> O	3.08	0.82	4.74	3.72	2.01	0.44	0.52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.71	1.03	0.80	0.92	0.11	0.22
H <sub>2</sub> O	0.74	0.45	0.35	0.36	0.35	0.23	0.53
П.п.п.	3.13	6.39	3.19	4.18	2.77	6.42	5.20
Сумма	99.99	99.69	99.44	99.45	99.65	99.72	99.51
Sc	27.77	28.55		29.68	30.63	34.3	38.5
V	342.6	343.1		290.2	390	150	200
Cr	18.0	8.64		17.53	101.52	200	140
Co	42.33	42.33		44.88	29.1	29	34
Ni	39.84	11.74		40.87	57.39	72	79
Rb	60.21	25.61		58.42	45.86	4.56	7.75
Sr	102.03	190.52		117.09	159.18	119.3	264.7
Y	41.49	27.35		26.60	40.14	18.85	47.44
Zr	93.24	190.23		202.50	94.15	77.9	61.34
Nb	51.69	54.97		55.04	41.16	0.86	2.87
Cs	18.86	12.36		9.48	11.96	1.38	3.43
Ba	274.86	149.35		201.2	191.2	154.9	614.3
La	50.065	37.04		36.57	53.95	2.04	4.21
Ce	95.75	76.20		82.04	82.59	6.25	12.41
Pr	11.96	9.57		9.88	13.69	1.07	1.97
Nd	49.94	39.76		39.28	59.0	6.09	10.39
Sm	10.31	8.81		8.71	13.83	1.89	3.25
Eu	3.43	2.96		2.87	4.05	0.72	1.17
Gd	10.64	8.47		8.14	13.89	2.63	4.36
Tb	1.42	1.17		1.14	1.78	0.50	0.74
Dy	8.35	6.64		6.51	9.00	3.32	5.06
Ho	1.50	1.15		1.14	1.53	0.78	1.09
Er	3.84	2.75		2.74	3.58	2.07	3.09
Tm	0.51	0.38		0.39	0.45		
Yb	3.59	2.38		2.61	2.81	2.06	2.79
Lu	0.45	0.30		0.31	0.34	0.32	0.41
Hf	4.75	5.73		4.85	2.85	2.73	2.46
Ta	2.67	2.81		2.80	2.12	0.07	0.32
Pb	39.55	20.77		7.52	6.74	1.90	4.51
Th	3.35	3.17		3.42	2.59	1.83	3.43
U	1.00	0.67		1.76	0.82	0.12	0.21

женную лучистыми сростками полевого шпата и клинопироксена, в которой различаются единичные зерна апатита, цоизит и гидрослюда. Часть темно-цветных минералов замещается рудными.

Эти породы характеризуются умеренными содержаниями титана (TiO<sub>2</sub> – 2.2–3 %, редко до 4.6 % в диабазах), низкими – глинозема (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 10–16 %,  $al' = 0.39–0.75$ ), высокими – магния (MgO – 6–15 %, Mg# – 43–67 %). Сумма щелочей в разных типах по-

род варьирует от 0.9 до 7 %, натрий обычно преобладает над калием, Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O изменяется от 0.76 в единичных до 3.5 в базальтах и гиадокластитах, и по этому показателю рассматриваемые вулканиты относятся к калиево-натриевой серии. От каменноугольно-пермских базальтов, ассоциирующих с известняками, они отличаются пониженными титанистостью, калиевокостью, глиноземистостью ( $al' = 0.43–0.75$ ) и повышенными магниезностью и фемичностью

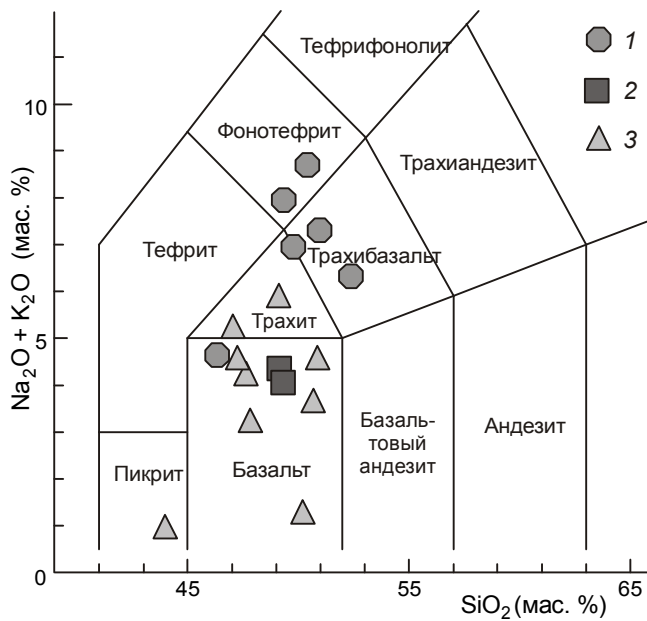
Таблица. (Продолжение).

Компоненты	Л-46 8	Л-135 9	Л-12 10	Л-188 11	Л-147 12	Л-149 13	Л-151 14	Л-152 15	Л-153 16	Л-238 17
Ассоциируют с глинистыми и терригенными породами										
SiO <sub>2</sub>	45.20	40.56	46.47	44.8	47.95	45.02	48.28	45.08	44.43	49.13
TiO <sub>2</sub>	3.2	2.99	2.66	2.27	2.77	4.59	3.27	2.75	2.6	2.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.28	11.14	10.85	15.84	14.78	12.88	14.12	14.87	16.24	16.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.77	5.3	4.91	4.74	5.25	7.29	4.83	10.85	7.48	5.02
FeO	7.41	7.75	6.94	5.06	6.44	8.27	7.44	3.69	7.39	4.11
MnO	0.21	0.17	0.4	0.19	0.17	0.73	0.2	0.27	0.24	0.15
MgO	9.43	15.03	13.21	7.52	7.93	6.39	6.55	6.61	6.04	5.01
CaO	8.09	8.44	6.08	5.3	4.71	5.38	6.90	7.14	5.74	6.70
Na <sub>2</sub> O	2.37	0.53	0.93	4.63	2.82	3.36	2.74	3.46	3.75	3.06
K <sub>2</sub> O	0.71	0.38	0.27	0.76	1.50	1.67	0.76	0.55	0.56	3.98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.32	0.46	0.33	0.68	0.46	0.84	0.65	0.44	0.31	0.72
H <sub>2</sub> O	0.69	1.33	0.94	0.52	0.77	0.48	0.5	0.5	0.72	0.06
П.п.п.	4.6	6.8	6.38	7.8	4.8	3.49	3.85	4.73	5.31	2.84
Сумма	99.59	99.55	99.44	99.58	99.58	99.41	99.59	99.94	99.59	99.75
Sc		36.46		19.20	25.77	29.16	31.76	29.50	31.18	
V		291.36		179.71	205.41	274.75	247.67	286.27	287.24	
Cr		923.5		216.45	136.12	32.38	107.99	237.47	337.16	
Co		74.2		51.08	35.31	48.68	36.72	60.74	64.83	
Ni		504.4		152.82	64.89	64.77	44.30	125.80	185.06	
Rb		10.44		16.56	27.30	45.27	10.57	9.97	13.64	
Sr		183.57		238.53	211.22	155.43	203.28	226.61	231.2	
Y		26.37		23.46	36.06	45.46	42.52	30.80	31.9	
Zr		162.26		209.17	225.69	257.28	263.58	119.48	131.32	
Nb		35.4		64.02	40.86	48.17	41.51	20.80	17.44	
Cs		5.43		3.58	4.00	4.48	2.13	1.91	3.77	
Ba		243.38		226.64	202.52	151.46	149.35	129.27	114.6	
La		27.52		37.2	34.91	33.04	40.69	14.48	11.53	
Ce		62.11		80.28	75.97	78.28	90.11	30.94	27.13	
Pr		7.82		9.15	9.34	9.84	10.83	4.49	3.88	
Nd		33.19		36.61	39.63	43.52	45.79	20.31	17.58	
Sm		7.74		7.77	9.63	11.49	11.28	6.01	5.39	
Eu		2.52		2.62	3.19	3.89	3.62	2.20	2.08	
Gd		7.75		7.59	9.83	12.34	11.48	6.75	6.32	
Tb		1.15		1.09	1.45	1.87	1.76	1.14	1.09	
Dy		6.27		5.74	8.78	10.97	9.64	6.79	7.08	
Ho		1.07		0.96	1.53	1.89	1.67	1.25	1.31	
Er		2.62		2.28	3.96	4.79	4.31	3.27	3.47	
Tm		0.35		0.32	0.55	0.67	0.58	0.45	0.49	
Yb		2.28		2.27	3.52	4.18	3.73	2.92	3.14	
Lu		0.28		0.25	0.41	0.51	0.46	0.39	0.39	
Hf		6.02		5.44	7.28	7.83	8.28	4.23	4.29	
Ta		1.87		3.17	2.09	2.25	2.07	1.05	0.91	
Pb		5.45		7.14	4.83	4.62	5.36	3.66	4.77	
Th		2.41		4.54	3.30	2.28	3.17	0.96	1.00	
U		0.63		1.45	0.77	0.72	0.87	0.46	0.57	

Примечание. 1–5 – спилитизированные базальты, 6–7 – спилиты, 8 – гиадокластит, 9 – туф, 10–11 – афировые базальты, 12–16 – диабазы, 17 – одинит.

( $f' = 22-31\%$ ). В нормативном минеральном составе юрских вулканитов рассчитываются в лейкократовой части анортит и альбит (преобладают), ортоклаз и апатит, в диабазах – кварц, среди темноцветных – диопсид, гиперстен и оливин, среди рудных – магнетит, ильменит и хромит. На диаграмме (рис. 4) они занимают поля базальтов, пикробазальтов, отдельные образцы соответствуют трахибазальтам.

Юрские вулканиты характеризуются более высокими, чем в каменноугольно-пермских базальтах, содержаниями когерентных элементов. Особенно высоки в них концентрации Cr (свыше 900 мкг/г) и Ni (до 500 мкг/г). По содержанию крупноионных литофильных и высокозарядных элементов они сопоставимы с каменноугольно-пермскими базальтами, ассоциирующими с известняками. По распределе-



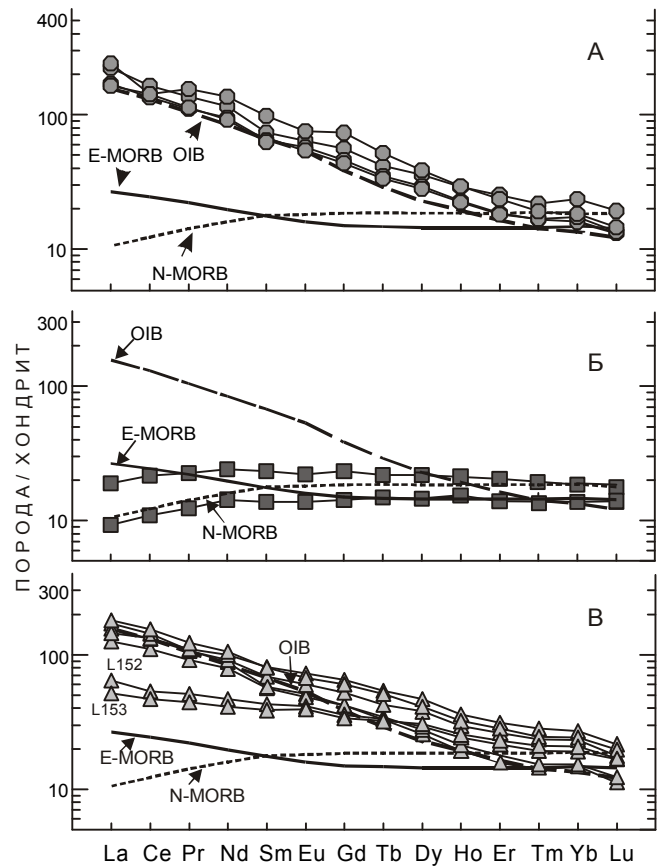
**Рис. 4.** Классификационная диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$  [54] для вулканических пород правобережья р. Матай. Содержания петрогенных оксидов пересчитаны на сухой остаток.

1–3 – вулканисты: 1 – каменноугольно-пермские, ассоциирующие с известняками, 2 – пермские, ассоциирующие с кремнями; 3 – юрские, ассоциирующие с терригенными породами.

нию REE выделяются две группы (рис. 5B). Большинство пород попадают в первую группу и являются умеренно фракционированными ( $(\text{La}/\text{Yb})_n=5.2-11.4$ ;  $(\text{La}/\text{Sm})_n=1.8-3$ ,  $(\text{Ce}/\text{Yb})_n=5-10$ ), а образцы второй группы (Л152 и Л153) являются слабо фракционированными ( $(\text{La}/\text{Yb})_n=2.4-3.2$ ;  $\text{La}/\text{Sm}_n=1.3-1.5$ ,  $(\text{Ce}/\text{Yb})_n=2-3$ ). Первые повторяют тренд распределения REE внутриплитных базальтов океанических островов (OIB), а вторые в легкой части спектра REE приближаются к базальтам E-MORB. В целом юрские вулканисты отличаются от среднего OIB [66] пониженными концентрациями крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba, K, Sr), а базальты второй группы, кроме этого, характеризуются пониженными содержаниями Th, U, Zr, Hf, Ta, Nb и легких лантаноидов (табл.), что типично для юрского щелочно-пикритового комплекса Сихотэ-Алиня [14]. Другой особенностью изученных базальтов являются высокие концентрации цезия, что также характерно для этого комплекса [15].

#### ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ

Геохимические характеристики, основанные на распределении HFSE и REE, малоподвижных при



**Рис. 5.** Нормированные к хондриту [56] концентрации редкоземельных элементов в базальтах правобережья р. Матай. (5А – каменноугольно-пермских, ассоциирующих с известняками, 5Б – пермских, ассоциирующих с кремнями, 5В – юрских вулканистов). Типовые составы пород по [66]. Условные обозначения см. на рис. 4

метаморфизме и зеленокаменных изменениях пород, как показали исследования [42, 60 и др.], вполне пригодны для геодинамических интерпретаций и характеристики мантийных источников. Реконструкция геодинамических обстановок формирования проведена нами с использованием диаграмм, предложенных разными авторами на основе концентрации малоподвижных микроэлементов и межэлементных отношений.

Геохимические особенности (рис. 5) демонстрируют близость каменноугольно-пермских базальтов, ассоциирующих с известняками, к магматическим образованиям океанического внутриплитного геодинамического типа. На диаграммах  $\text{Zr}/4-\text{Nb} \cdot 2-\text{Y}$ ,  $\text{Th}-\text{Hf}/3-\text{Ta}$  и  $\text{Ti}-\text{V}$  [62, 65, 71] эти породы также попадают в поля внутриплитных базальтов (рис. 6А, Б и В). Это же демонстрирует диаграмма  $\text{Th}/\text{Yb}-\text{Ta}/\text{Yb}$ , на которой базальты, имея

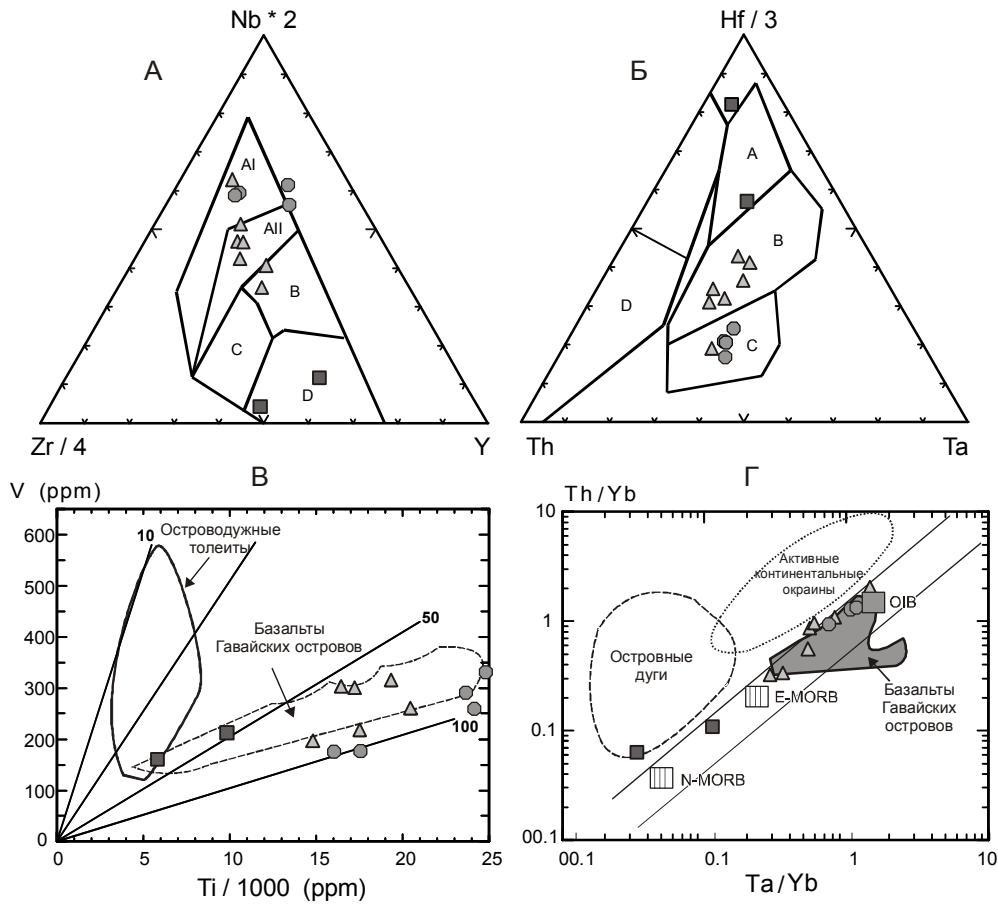
Th/Yb 0.92–1.33 и Ta/Yb 0.74–1.18, образуют рой точек вблизи среднего состава OIB (рис. 6Г). На классификационной диаграмме в координатах Nb/Y–Zr/Y рассматриваемые базальты располагаются в области плюмовых источников как обогащенной, так и примитивной мантии (рис. 7). Их обогащенность высокозарядными и редкоземельными элементами может быть результатом низкой степени парциального плавления примитивного мантийного перидотита, что демонстрирует диаграмма Sm-La-Lu (рис. 8), или смеси перидотита и эклогита в результате рециклинга материала океанической коры (эклогит) с различным содержанием микроэлементов, как предполагают японские исследователи для каменноугольно-пермских базальтов юрского аккреционного комплекса террейна Мино [45]. Типичными OIB считаются базальты Гавайско-Императорской петрохимической провинции Тихого океана, главной чертой которых являются повышенные содержания титана и магния при относительно низких концентрациях глинозема и щелочей, особенно калия, низкая магниальность и низкие концентрации когерентных элементов). Каменноугольно-пермские базальты правобережья р. Матай Самаркинского террейна по ряду признаков (высокая глиноземистость и щелочность, особенно калиево-щелочность, низкая магниальность и низкие концентрации когерентных элементов) не сопоставимы с Гавайскими и расположены вне поля их состава (рис. 6В и Г). Более всего они соответствуют породам щелочно-базальтовой провинции Полинезийского свода и примыкающих островных архипелагов южной части Тихого океана [25, 55] и базальтам подводного плато Онтонг Джава [69], где широко развиты ферро-титанистые щелочные породы с повышенными концентрациями кремнезема и глинозема и пониженными содержаниями магния, кальция и когерентных микроэлементов. Близость каменноугольно-пермских базальтов с характеристиками OIB и базальтов горячих точек южной части Тихого океана отчетливо видна на диаграммах (рис. 9). Таким образом, рассматриваемые базальты по химизму соответствуют внутриплитным базальтам океанических островов и, вероятней всего, связаны с плюмовым мантийным источником. Они ассоциируют с известняками, имеющими, вероятней всего, рифогенную природу [26]. Известняки содержат продукты разрушения базальтов, а область седиментации, очевидно, представляла собой участок океана Панталасса с многочисленными островами и подводными горами. В разделявших их депрессиях накапливались кремневые отложения со спикулами губок и редки-

ми прослоями вулканомиктовых турбидитовых песчаников, сложенных в основном обломками вулканитов, сходных по составу с рассматриваемыми базальтами [30].

Пермские базальты, ассоциирующие с кремнями, на спайдер-диаграммах (рис. 5) и геодинамических диаграммах (рис. 6) соответствуют базальтам N-MORB. На диаграмме Nb/Y–Zr/Y они попадают в поля базальтов N-MORB и океанических плато примитивной и малоглубинной деплетированной мантии, тяготея к области неплюмовых источников (рис. 7).

Анализ петрогеохимических данных по толеитовому магматизму выявил существенные различия пород по концентрациям титана, калия, когерентных и некогерентных элементов для различных зон Тихого океана [25]. Рассматриваемые базальты, обедненные легкими редкоземельными элементами, по микроэлементному составу близки к наиболее деплетированным толеитовым базальтам Восточно-Тихоокеанского поднятия, хребта Эксплорер и Галапагосской рифтовой зоны с  $(La/Sm)_n$  отношением менее 0.5. Таким образом, пермские базальты правобережья р. Матай, ассоциирующие с кремнями, формировались, скорее всего, из деплетированной мантии в спрединговом центре. Эти базальты перекрываются радиоляриевыми кремнями и кремнисто-глинистыми породами без примеси терригенного и вулканокластического островодужного материала, что свидетельствует об их образовании в пелагической области седиментации.

В южной части Самаркинского и в Таухинском террейнах юрской аккреционной призмы также широко распространены вулканиты, ассоциирующие с позднепалеозойскими известняками и кремнями [1, 10, 19, 20, 33–35]. По геохимическим признакам среди них распознаются два типа: высокотитанистые – аналоги базальтов океанических островов и гайотов, и умеренно титанистые с низкими содержаниями калия – аналоги базальтов срединно-океанических хребтов и абиссальных равнин [8–10, 21, 33–36]. Позднепалеозойские базальты с геохимическими характеристиками внутриплитных базальтов океанических островов и подводных гор, связанных с плюмовым мантийным источником, известны и в различных фрагментах юрской аккреционной призмы на Японских островах (террейны Чичибу, Мино и Тамба) [52, 60, 63, 68]. Вместе с ними встречаются близкие по возрасту базальты N-типа MORB срединно-океанических хребтов [52, 63] и базальты E-типа MORB, сходные с базальтами океанических плато [45, 46, 52]. Таким образом, в позднепалеозойском



**Рис. 6.** Положение составов базальтов правобережья р. Матай Самаркинского террейна на дискриминационных диаграммах.

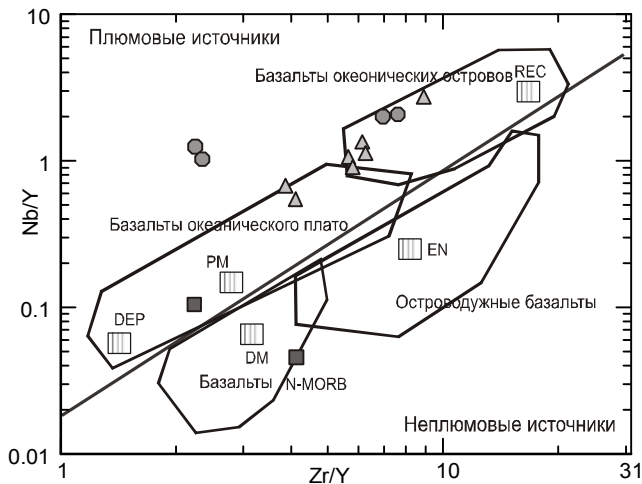
(6А) – Zr–Nb–Y [59], поля базальтов: AI – внутриплитные щелочные, AII – внутриплитные щелочные и толеитовые, B – E-тип MORB, C – внутриплитные толеиты и базальты океанических дуг, D – N-тип MORB и базальты океанических дуг; (6Б) – Th–Hf–Ta [71]: A – N-тип MORB, B – E-тип MORB и внутриплитные толеиты, C – внутриплитные щелочные базальты, D – базальты вулканических дуг. На диаграммах 6В и 6Г поля составов по [22]. Условные обозначения на рис. 4

океане Панталасса вулканические процессы за счет плюмовых источников формировали многочисленные острова и подводные горы с карбонатными постройками, сходные с современными архипелагами островов южной части Тихого океана, а также океанические плато. Кроме того, излияния базальтов происходили в спрединговых хребтах.

Юрские базальты, ассоциирующие с терригенными породами, по геохимическим особенностям близки магматическим образованиям океанического внутриплитного геодинамического типа (рис. 5). Однако на дискриминационной диаграмме Zr/4–Nb\*2–Y эти базальты занимают в основном поля E-MORB и внутриплитных толеитов (рис. 6А). На диаграмме Th–Hf/3–Ta они также в основном располагаются в поле B – базальтов E-MORB и внутриплитных толеитов (рис. 6Б). Это же демонстрирует диа-

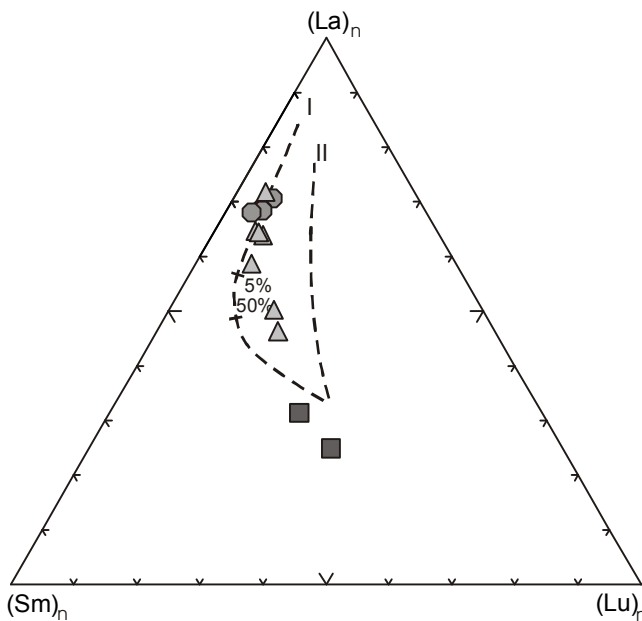
грамма Th/Yb–Ta/Yb, на которой юрские базальты, имея Th/Yb 0.31–1.07 и Ta/Yb 0.28–0.82, занимают промежуточное положение между OIB и E-MORB (рис. 6Г). Положение составов юрских вулканитов на рис. 7 указывает на их плюмовую природу. Распределение фигуративных точек составов вдоль линии I (рис. 8) свидетельствует об образовании магм при высоких степенях плавления (F) мантийного источника (гранатового лерцолита). На плюмовую природу базальтов первой группы с геохимическими характеристиками OIB указывают и такие показатели, как  $(La/Sm)_n > 1.8$  и  $(Ce/Nb)_n > 7$ , свойственные плюмовым базальтам [13]. Появление среди них базальтов E-MORB с низкими значениями  $(La/Sm)_n$  и  $(Ce/Nb)_n$  указывает на вовлечение в плавление материала океанической коры. На диаграммах Nb/Y–Nb/Zr и Zr/Y–Zr (рис. 9) эти базальты вместе с юрс-





**Рис. 7.** Положение составов базальтов правобережья р. Матай на диаграмме Nb/Y–Zr/Y [43].

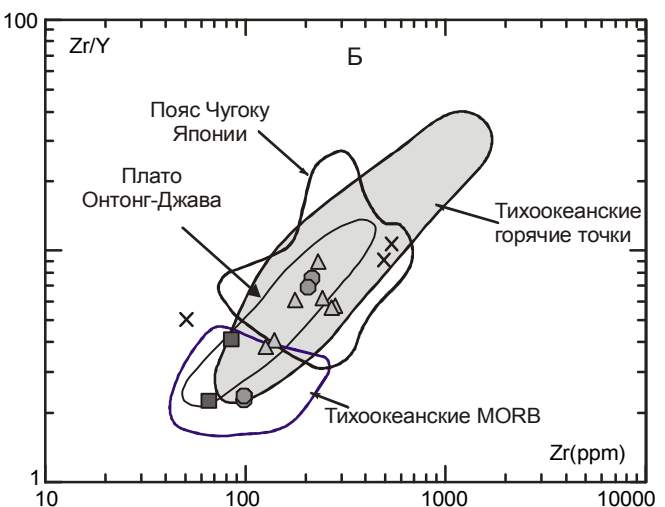
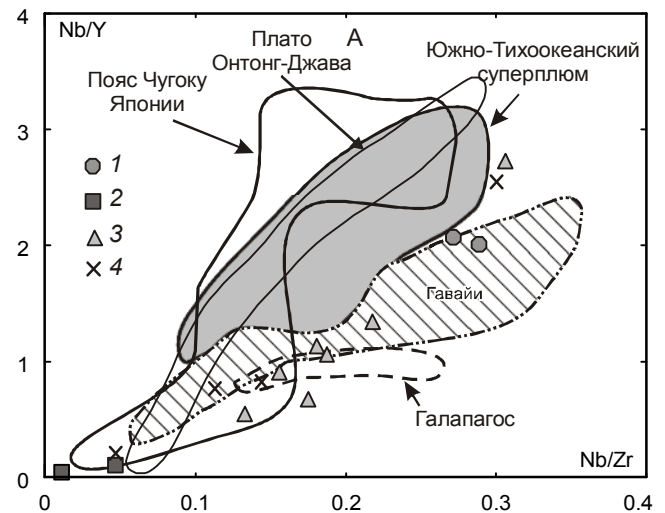
На диаграмме: PM – примитивная мантия, DM – мало-глубинная деплетированная мантия, DEP –глубинная деплетированная мантия, EN – обогащенная компонента в мантии, REC – компонента рециклирующей мантии. Условные обозначения на рис. 4.



**Рис. 8.** Положение составов базальтов правобережья р. Матай Самаркинского террейна на диаграмме Sm–La–Lu [61].

Мантийные источники: I – гранатовый лерцолит, II – шпинелевый лерцолит. Условные обозначения см. на рис. 4.

кими ультрамафическими породами Сихотэ-Алия [14, 28] и Японии [48, 52] группируются вдоль поля гавайских базальтоидов. Таким образом, исследованные юрские базальты имеет плюмовую природу и по геохимическим особенностям занимают промежу-



**Рис. 9.** Положение составов базальтов Самаркинского террейна правобережья р. Матай на диаграммах Nb/Y–Nb/Zr и Zr/Y–Zr.

4 – щелочно-пикрит-мелалейцититовая ассоциация [14]. Поля составов пояса Чугоку Японии и Тихоокеанских структур показаны по [68], плато Антонг Джава – по [69]. Остальные условные обозначения на рис. 4.

точное положение между OIB и E-MORB. Они имеют близкий геохимический состав с каменноугольно-пермскими базальтами. Однако их ассоциация с терригенными породами свидетельствует, что они формировались в разных геодинамических обстановках.

Эти вулканы широко распространены в других районах Самаркинского террейна. Они представлены туфами и гиалокластитами базальтов, базальтами и диабазами, субвулканическими габбродиабазами, пикробазальтами, пикритами и меймечитами, объединенными в меймечит-пикрит-щелочобазальтовый комплекс [4–8, 14, 41, 64]. Об их природе существуют различные представления. С.А. Щека [8]

рассматривает эти комплексы как своеобразные офиолитовые образования (щелочные аналоги коматитовых комплексов), сформированные на сиалическом фундаменте. С.В. Есин и др. [14] на основе изотопно-геохимических данных связывают генерацию щелочно-пикрит-лейцититовых магм со смешением диапирового материала EM-1 типа мезозойского плюма на окраине Азиатского континента с реликтовым палеозойским кимберлитовым источником. В.Г. Сахно [28] также предполагает, что юрский щелочно-меймечит-пикритовый вулканизм Сихотэ-Алиня обусловлен плюмом, инициированным в нижней мантии Амурской мегаструктуры. По его мнению, этот магматизм развивался в рифтовых долинах и трогах на окраине континента. И.П. Войнова [7] юрские вулканы по геохимическим особенностям сопоставляет с океаническими внутриплитными продуктами, аккретированными на конвергентной границе плит в процессе субдукции. А.И. Ханчук, И.В. Кемкин и др. [18, 33, 34, 39] считают, что щелочно-базальтовый магматизм связан с океаническим веществом, внедрившимся по разрывам, возникшим в субдуктирующей океанической плите на ее изгибах вдоль трансформных разломов.

На правом берегу р. Матай юрские щелочные вулканы развиты среди кремнисто-глинистых пород и алевролитов, содержащих в верхней части стратиграфической последовательности прослойки аркозовых песчаников (рис. 3). Эти отложения интерпретируются как образования гемипелагической и приконтинентальной областей седиментации, расположенных около зоны конвергенции [29]. Очевидно, что вулканизм происходил в обрамлении глубоководного желоба. На современных конвергентных границах излияния таких щелочных базальтов известны на океанической стороне краевого вала глубоководных желобов [32]. Они также встречаются в древних аккреционных призмах: в миоценовом поясе Минеока Японии [44] и в раннемеловом Францисканском комплексе Калифорнии [58]. Во Францисканском комплексе высокотитанистые щелочные диабазы, также как и юрские вулканы правобережья р. Матай, отличаются от типичных OIB, а по сравнению с E-MORB обогащены Th, U, Nb, LREE и обеднены Y и HREE. По петрохимии, геологическим данным и возрастным датировкам предполагается, что проникновение магматического вещества из мантийного источника в этом регионе происходило по зонам растяжения, возникшим около желоба в обстановке быстрой и сильно косо́й субдукции. Сходная геодинамическая обстановка, приближенная к

трансформной окраине, реконструируется и для раннемелового этапа формирования Самаркинского фрагмента аккреционной призмы [11, 18, 39, 40].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Базальты, развитые на правом берегу р. Матай центральной части Самаркинского террейна юрской аккреционной призмы, ассоциируют с различными по возрасту и происхождению океаническими отложениями: каменноугольно-пермскими рифогенными известняками, пермскими пелагическими кремнями, юрскими гемипелагическими кремнисто-глинистыми отложениями и терригенными породами приконтинентальной области седиментации. Петрогеохимические особенности этих вулканитов различны и дают информацию о природе древнего океанского магматизма в различных геодинамических обстановках.

Каменноугольно-пермские базальты имеют низкие содержания магния, высокие – титана, железа, глинозема, щелочей и принадлежат группе субщелочных базальтов-трахибазальтов. Они бедны когерентными элементами (Sc, Ni, Co, Cr, V), Sr и богаты высоконеккогерентными высокозарядными элементами – HFSE (Ta, Nb, LREE, Nd, Hf, Zr). Эти базальты по химизму соответствуют внутриплитным базальтам океанических островов и, вероятней всего, связаны с плюмовым мантийным источником. Более всего они соответствуют породам щелочно-базальтовой провинции Полинезийского свода и примыкающих островных архипелагов южной части Тихого океана.

Пермские базальты, ассоциирующие с кремнями – толеитовые с низкими содержаниями титана, калия и высокими – магния. Они отличаются от базальтов, ассоциирующих с известняками, более высокими концентрациями Sc, Ni, Co и, особенно, Sr и обедненностью крупноионными литофильными (Cs, Rb, Ba, K) и высокозарядными элементами. Эти базальты формировались из деплетированной мантии в спрединговом центре, расположенном в пелагической области древнего океана.

Юрские базальты, ассоциирующие с терригенными породами, характеризуются умеренными и высокими содержаниями титана, низкими – глинозема, высокими – магния, сумма щелочей варьирует от 0.9 до 7 %, натрий обычно преобладает над калием. У них более высокие, чем в каменноугольно-пермских базальтах, содержания когерентных элементов. Эти базальты имеют плюмовую природу и по геохимическим особенностям занимают промежуточное положение между OIB и E-MORB. Предполагается, что они формировались около зоны конвергенции в обстановке быстрой косо́й субдукции.

Авторы благодарят В.В. Голозубова за полезное обсуждение рукописи статьи и признательны Т.М. Михайлик за помощь в оформлении графики. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 08-05-00041).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белянский Г.С., Никитина А.П. Самаркинская и себучарская свиты Главного Антиклинория Сихотэ-Алиня (Приморский край) // Биостратиграфия юга Дальнего Востока (фанерозой). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 23–35.
2. Бурий Г.И., Филиппов А.Н., Руденко В.С. Стратиграфия и условия образования кремневой толщи правобережья р. Матай (Хорско-Анъюская подзона Центрального Сихотэ-Алиня) // Литогенез и рудообразование в древних и современных морских бассейнах Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 5–16.
3. Бурий Г.И., Филиппов А.Н. Стратиграфические перерывы в триасовой кремневой толще Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 136–139.
4. Войнова И.П., Приходько В.С. Вулканиды в аккреционных призмах: геодинамические обстановки формирования (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 139–141.
5. Войнова И.П., Приходько В.С. Меймечиты Центрального Сихотэ-Алиня // Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов (Тр. междунар. совещ.). Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002. С. 258–264.
6. Войнова И.П. Характер строения и магматизма аккреционной системы Центрального Сихотэ-Алиня на примере Катэнского фрагмента: Материалы Всерос. совещ., посвящен. 90-летию академика Н.А. Шило (XII годичное собрание Северо-восточного отделения ВМО. Магадан, 3-6 июня 2003 г.). Магадан, 2003. С. 166–168.
7. Войнова И.П. Океанические вулканиды в разновозрастных аккреционных системах Сихотэ-Алиня // Тектоника и металлогения северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: Материалы конф., посвящен. памяти Л.М. Парфенова. Хабаровск, 2007. С. 99–102.
8. Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. 504 с.
9. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 128 с.
10. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В. и др. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) (Препринт). Владивосток: ДВО РАН, 1992. 82 с.
11. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
12. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В. и др. Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенический пояс // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 161–201.
13. Грачев А.Ф. Индикация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканидов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 618–654.
14. Есин С.В., Приходько В.С., Пономарчук В.А. и др. Петрогенез мезозойской щелочно-пикрит-мелалейцитовая ассоциации Центрального Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1996. № 10. С. 17–27.
15. Иванов В.В., Колесова Л.Г., Ханчук А.И. и др. Находки алмазов в юрских породах меймечит-пикритового комплекса Сихотэ-Алинского орогенного пояса // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 1. С. 72–75.
16. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 31–42.
17. Кемкин И.В., Филиппов А.Н. Строение и условия образования Самаркинской аккреционной призмы Южного Сихотэ-Алиня // Геотектоника. 2002. Т. 36, № 5. С. 79–88.
18. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
19. Киреева Е.А. О взаимоотношении известняков и вмещающих пород в верхнепалеозойских отложениях Южного Сихотэ-Алиня // Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971. С. 42–58.
20. Киреева Е.А. Рифогенные известняки позднего палеозоя как показатели тектонических движений в Южном Сихотэ-Алине // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН СССР, 1987. С. 54–69.
21. Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 104 с. (Тр. ГИН. Вып. 392).
22. Мартынов Ю.А., Коваленко С.В., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Геохимия и вопросы металлогении кайнозойских надсубдукционных известково-щелочных вулканидов юго-западного Приморья // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 5–21.
23. Микститы Сихотэ-Алиньской складчатой системы. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 112 с.
24. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
25. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.
26. Попеко Л.И. Биостратиграфия позднепермских мшанок юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 4. С. 16–29.
27. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. и др. Кайнозойский вулканизм юго-западного Приморья: импульсное плавление мантии и коры // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 3–31.
28. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 316 с.
29. Филиппов А.Н., Бурий Г.И., Руденко В.С. Стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований Самаркинского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь): летопись палеоокеанической седиментации // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 3. С. 26–46.
30. Филиппов А.Н., Кемкин И.В. Обломочные породы в пермских и триасовых кремневых толщах Сихотэ-Алиня и Японии // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 1. С. 45–57.



31. Филиппов А.Н., Кемкин И.В. "Култухинская свита" – тектоно-стратиграфический комплекс юрско-берриасской аккреционной призмы Западного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 4. С. 43–53.
32. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
33. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое (Препринт). Владивосток: ДВО РАН СССР, 1988. 55 с.
34. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 218–254.
35. Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В. и др. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, № 1. С. 186–190.
36. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
37. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
38. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 1. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
39. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–107.
40. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Горячев Н.А., Родионов С.М. Геодинамические реконструкции и металлогения Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 880–897.
41. Щека С.А., Вржосек А.А. Ультраосновной вулканизм Тихоокеанского пояса и вопросы систематики меймечитов и коматитов // Вулканоология и сейсмология. 1983. № 2. С. 3–15.
42. Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
43. Gifkins C.C., Allen R.L. Textural and chemical characteristics of diagenetic and hydrothermal alteration in glassy volcanic rocks: examples from the Mount Read volcanics, Tasmania // Economic Geology. 2001. V. 96. P. 973–1002.
44. Hirano N., Okuzawa K. Occurrence of the sandstone included in the alkali-basalt lava flow from the western Mineoka Belt, Boso Peninsula, and its tectonic significance // The Journal of the Geological Society of Japan. 2002. V. 108, N 7. P. 691–700.
45. Ichiyama Y., Ishiwatari A. HFSE-rich picritic rocks from the Mino accretionary complex, Southwestern Japan // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 149, N 4. P. 373–387.
46. Ichiyama Y., Ishiwatari A., Koizumi Y. et al. Olivine-spinifex basalt from the Tamba Belt, southwest Japan: Evidence for Fe- and high field strength element-rich ultramafic volcanism in Permian Ocean // The Island Arc. 2007. V. 16, N 3. P. 493–503.
47. Ishiga H., Yamakita S. Permian/Triassic boundary in pelagic sediments, Southwest Japan – an introduction // Bulletin of the Geological Survey of Japan. 1993. V. 44, N 7. P. 419–423.
48. Ishiwatari A., Ichiyama Y. Alaskan-type plutons and ultramafic lavas in Far East Russia, Northeast China, and Japan // International Geology Review. 2004. V. 46. P. 316–331.
49. Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics. 1990. V. 181, N 1/2. P. 179–205.
50. Isozaki Y. Jurassic accretion tectonics of Japan // The Island Arc. 1997. V. 6, N 1. P. 25–51.
51. Kemkin I.V., Filippov A.N. Structure and genesis of lower structural unit of the Samarka Jurassic accretionary prism (Sikhote-Alin, Russia) // Geodiversitas. 2001. V. 23, N 3. P. 323–339.
52. Koizumi K., Ishiwatari A. Oceanic plateau accretion inferred from late Paleozoic greenstones in the Jurassic Tamba accretionary complex, southwest Japan // The Island Arc. 2006. V.15. N 1. P. 58–83.
53. Kojima S., Kametaka M. Jurassic accretionary complexes in East Asia // Origin and evolution of Jurassic accretionary complexes in Japan. The Memoirs of the Geological Society of Japan. 2000. N 55. P. 61–72.
54. Le Maitre R.W., Bateman P., Durek A. et al. A classification of igneous rocks and glassily of terms. Blackwell. Oxford, 1989. 152 p.
55. Liotard J.M., Barszcz H.G., Dupuy C. et al. Geochemistry and origin of basaltic lavas from Marquesas Archipelago, French Polynesia // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1986. V. 92. P. 260–268.
56. MacDonough W.F., Sun S.-s The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
57. MacLean W.H., Krandiotis P. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. // Economic Geology, 1987, V. 82. P. 951–962.
58. Mretz D.F., Weinrich A.J., Sharp W.D. et al. Alkaline intrusions in a near-trench setting, Franciscan Complex, California: Constrains from geochemistry, petrology, and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar chronology // American Journal of Science. 2001. V. 301, N 10. P. 877–911.
59. Meschide M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chemical Geology. 1986. V. 56. P. 207–218.
60. Nakae S. Jurassic accretionary complex of the Tamba terrane, southwest Japan, and its formative process // The Journal of Geosciences, Osaka City University. 1993. V. 36. P. 15–70.
61. Ontonello G., Ernst W.G., Joron J.L. Rare earth and 3d transition element geochemistry of peridotitic rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25. P. 343–372.
62. Pearce J.A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic setting on Cyprus // Tectonophysics. 1975. V. 25. P. 41–67.
63. Sano S., Hayasaka Y., Tazaki K. Geochemical characteristics of Carboniferous greenstones in the Inner Zone of Southwest Japan // The Island Arc. V. 9, N 1. P. 81–96.
64. Scheka S.A., Vrzhossek A.A., Vysotskiy S.V. Jurassic meymechite-picrite complexes of Primorye, Russia: comparative study with komatite and Japanese picrite suites //

- Plumes and problems of deep sources of alkaline magmatism (Proceedings of International workshop, Khabarovsk, 2003). Irkutsk: Irkutsk State Tech. Univ. 2003. P. 184–200.
65. Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planetary Science Letter*. 1982. V. 59. P. 101–118.
66. Sun S.-s, McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Eds. A.D. Soundes, M.J. Norry. *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication. 1989, N 42. P. 313–345.
67. Takami M., Takemura R., Nishimura Y. et al. Reconstruction of oceanic plate stratigraphies and unit division of Jurassic-Early Cretaceous accretionary complexes in the Okinawa Islands, central Ryukyu Island Arc // *The Journal of the Geological Society of Japan*, 1999. V. 105, N 12. P. 866–880.
68. Tatsumi Y., Kani T., Ishizuka H. et al. Activation of Pacific mantle plumes during the Carboniferous: evidence from accretionary complexes in southwest Japan // *Geology*. 2000. V. 28, N 7. P. 580–582.
69. Tejada V.L.G., Mahoney J.J., Duncan R.A., Hawkins M.P. Age and geochemistry of basement and alkalic rocks of Malaita and Santa Isabel, Solomon Islands, with implications for the origin and evolutions of the Ontong Java Plateau // *Journal of Petrology*. 1966. V. 37. P. 361–394.
70. Yamakita S., Katoda N., Kato T. et al. Confirmation of the Permian/Triassic boundary in deep-sea sedimentary rocks: earliest Triassic conodonts from black carbonaceous claystone of the Ubara section in the Tamba Belt, Southwest Japan // *The Journal of the Geological Society of Japan*, 1999. V. 105, N 12. P. 895–898.
71. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and establishing the crystal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth and Planetary Science Letter*. 1980. V. 50. P. 11–30.

*Рекомендована к печати А.И. Ханчуком*

*V.P. Simanenko, A.N. Filippov, A.A. Chashchin*

### **Basalts of the Panthalassa Ocean in the Samarka terrane, Central Sikhote-Alin**

Basalts developed on the right bank of the Matai River in the Samarka terrane, a fragment of the Jurassic accretionary prism (Central Sikhote-Alin), are associated with Carboniferous-Permian riftogenic limestones, Permian pelagic cherts, Jurassic hemipelagic cherty-clay deposits, and terrigenous rocks of the continent-adjacent sedimentation area. Their petrogeochemical features give evidence of the volcanism character in different settings of the ancient Panthalassa Ocean. In terms of their chemical behavior, the Carboniferous-Permian basalts are similar to intraplate basalts of oceanic islands and are related to the plume mantle source. The area of formation was evidently an oceanic area with numerous islands and seamounts. The Permian basalts associated with cherts are tholeiitic; they were derived from depleted mantle in the spreading center located in the pelagic area. The Jurassic basalts have a plume nature and geochemically are intermediate between OIB and E-MORB. They are assumed to be formed in the area of the convergence zone in a geodynamic setting of rapid and extremely high-angle subduction.

**Key words:** Paleozoic and Jurassic basalts, petrogeochemistry, Jurassic accretionary prism, Sikhote-Alin.

## ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ ГАЗОВО-ФЛЮИДНЫХ ЭМАНАЦИЙ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ О-ВА САХАЛИН (ОХОТСКОЕ МОРЕ)

*Н.А. Николаева, А.Н. Деркачев, А.И. Обжиров*

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

Поступила в редакцию 3 июня 2008 г.

В статье обобщены данные комплексных исследований на участках проявления газово-флюидных эманаций в водной толще, на поверхности морского дна и в верхней части осадочного разреза в пределах СВ склона о-ва Сахалин (Охотское море). Детально охарактеризованы признаки, типичные для метановых сипов: наличие акустических аномалий, повышенные концентрации метана в воде и в осадках, специфические черты осадочного разреза (структурно-текстурные особенности, характер минеральных включений и газогидратов, химический состав). Компонентный состав газов (в том числе и сопутствующих газогидратов), в котором практически отсутствуют тяжелые углеводородные гомологи метана, легкий изотопный состав углерода метана и карбонатных конкреций, низкие температуры придонной воды и осадков свидетельствуют о том, что проявления многочисленных метановых эманаций связаны с генерированием газа в верхней части осадочной толщи. Признаков глубинности очага формирования газов на исследованном участке дна не установлено. Также не были обнаружены типичные подводные грязевулканические структуры.

**Ключевые слова:** холодные сипы, газовые гидраты, потоки метана, карбонатные конкреции, Охотское море.

### ВВЕДЕНИЕ

За последние 20 лет на дне Мирового океана в различных структурно-тектонических зонах на глубинах от десятков до нескольких тысяч метров были открыты и изучены многочисленные проявления холодных газово-флюидных эманаций (cold seeps) [5, 10–12, 16, 22, 24, 27, 63, 66, 71 и др.]. Они обычно сопровождаются специфической геохимической обстановкой придонных вод и поровых вод осадков, благоприятствующей процессам аутигенного минералообразования, главным образом карбонатов различной морфологии и состава. К ним также приурочены биологические сообщества с преобладанием симбиотрофных животных и газогидраты.

Холодные сипы (или очаги фокусированной и диффузной разгрузки газов и флюидов) на континентальных окраинах представляют интерес с точки зрения нефтегазоносности акваторий, определения их источников и связи с месторождениями нефти и газа, влияния на геологические, геохимические и биологические процессы на дне морских бассейнов. При этом пристальное внимание уделяется поискам и

изучению газовых гидратов [5, 18, 43 и мн. др.]. Это обусловлено не только потенциальной возможностью использовать их как энергетическое и химическое сырье, но и необходимостью учитывать их влияние на изменение экологического и климатического состояния Земли [45, 52, 58 и др.].

Проявления холодных газово-флюидных эманаций обнаружены на дне многих окраинных морей Востока Азии, при этом наиболее крупные структуры фокусированной газовой разгрузки и сопутствующих проявлений газовых гидратов были выявлены в Охотском море [5, 10, 16 и др.]. Большой объем работ по их исследованию был выполнен в рамках российско-германского (КОМЕХ, 1998–2004 гг.) и российско-японско-корейского (СНАОС, 2003, 2005–2007 гг.) международных проектов [30–37]. Были проведены комплексные исследования на северо-восточном склоне о-ва Сахалин: сейсмоакустическое профилирование, эхозондирование, съемка локатором бокового обзора, газогеохимические и геологические исследования. В результате были выявлены два крупных района разгрузки газов с отчетливым проявлением газовых аномалий (факелов) в водной толще и проявлениями газовых

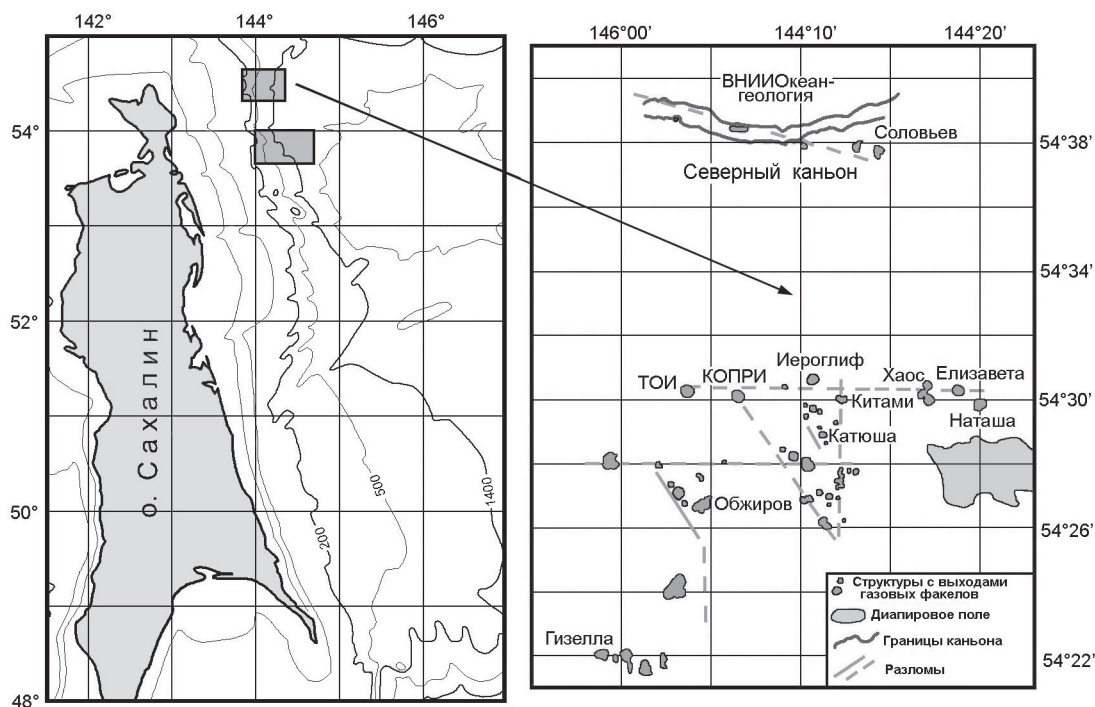


Рис. 1. Схема расположения структур газового просачивания на северо-восточном склоне о-ва Сахалин [37].

гидратов в донных осадках. Первый представляет собой обширное поле газового просачивания, расположенное в пределах широт  $54^{\circ}20' - 54^{\circ}40'$ , другой локализуется в 50 км южнее в пределах разлома Лаврентьева ( $53^{\circ}40' - 54^{\circ}00'$ ) (рис. 1). В статье приведены обобщенные данные по особенностям проявления газово-флюидных эманаций в водной толще и в осадочном разрезе исследованного района.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В основу работы положен обширный фактический материал, полученный в морских экспедициях в период 1998–2006 гг., в результате чего было обнаружено множество структур фокусированной газовой разгрузки, которые сопровождалась многочисленными колониями специфической симбиотрофной фауны моллюсков и карбонатными корками (по данным видеосъемки). Исследования проводились Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН совместно с Институтом морских исследований им. Г. Лейбница (ИФМ-ГЕОМАР, г. Киль, Германия), Институтом полярных исследований (г. Сеул, Корея), Технологическим институтом (г. Китами, Япония), Институтом океанологии им. П.П. Ширшова (г. Москва) и ВНИИОкеангеологии (г. Санкт-Петербург). С помощью гравитационного и гидростатического пробоотборников было поднято и

изучено 77 колонок донных осадков длиной до 6 м, 27 из которых содержали горизонты, насыщенные газовыми гидратами. Комплексные литологические, минералогические и газогеохимические исследования были выполнены в ТОИ ДВО РАН при непосредственном участии авторов данного сообщения. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатных образований был определен в лаборатории стабильных изотопов Дальневосточного геологического института (ДВГИ) ДВО РАН и в ГЕОМАРе (Германия, г. Киль) на масс-спектрометре Finnigan MAT-252 (точность определений – 0.03 ‰ для кислорода и 0.02 ‰ для углерода). Изотопный состав углерода гидратного метана исследовался в Университете г. Хоккайдо (Япония) на масс-спектрометре CF-IRMS (точность определения – 0.02 ‰). Элементный состав осадков определялся в лаборатории аналитической химии ДВГИ на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ICP-MS (точность измерений – 0.1–1 ‰). Минеральный состав карбонатных образований изучался в ГЕОМАРе на рентгенофазовом дифрактометре (Philips X'Pert PRO MRD) с использованием корунда в виде внутреннего стандарта (точность определений –  $\pm 5$  вес. %).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

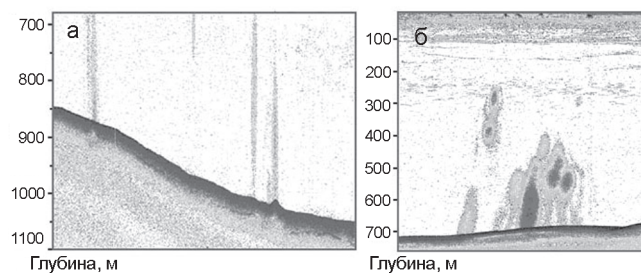
Очаги фокусированной газовой разгрузки были обнаружены в основном в пределах островного скло-



на северо-восточного Сахалина. Склон подразделяется на три части: верхнюю (180–300 м), среднюю (300–600 м) и нижнюю (ниже 600 м), которые различаются морфологией дна и углом наклона. Заметные изменения в морфологии склона отмечаются в пределах широты 54°N. Южнее склон характеризуется значительной шириной и имеет выпуклый профиль, в северном же направлении он сужается и становится вогнутым. Подобные различия, вероятно, обусловлены тем, что на севере активно проявлены оползневые процессы, вызванные землетрясениями вдоль разломной зоны Инесса либо разложением газовых гидратов при понижении уровня моря [54, 77]. Тектонический режим этой части склона контролируется системой надвигов и взбросов, ориентированных в направлении СЗ-ЮВ. Системы разломов являются активными, морфологически они выражены на морском дне в виде уступов. Как показали исследования, все участки газового просачивания локализируются в пределах надвигов, образованных при СВ-ЮЗ сжатии, и разломы СВ простираются являются наиболее важными для просачивания газов и флюидов [31].

**Акустические аномалии.** В пределах района исследований в водной толще обнаружено большое количество (более 200) струйных выделений газа, называемых газовыми факелами. Впервые они были встречены здесь в 1988 г. [17]. Анализ данных акустического профилирования показал хорошую сопоставимость между обнаруженными гидроакустическими аномалиями и морфологическими особенностями склона. Найденные факелы располагаются на трех участках морского дна: вблизи бровки шельфа, в средней и нижней частях склона, при этом большая их часть концентрируется в пределах глубин 600–900 м [33, 36]. Наиболее распространенными являются факелы в виде удлиненных узких эллипсоидов, поднимающихся от морского дна в вертикальном направлении (рис. 2 а). Высота их варьирует от 90 до 500 м, ширина – до 300 м. Иногда факелы кажутся оторванными от дна и двигаются свободно в водной толще, но поддерживают свою форму и пространственную ориентацию. Менее распространены факелы сложной сноповидной формы, которые достигают высоты 400 м и ширины 600 м (рис. 2 б). Факелы в виде облаков встречаются, главным образом, над вершинами подводных холмов. Часто такие образования имеют горизонтально ориентированные слои, связывающие два смежных факела. Кроме того, встречаются целые поля факелов, вызванных незначительными газовыделениями и протягивающихся на расстояние до 10–12 км [31, 35].

В ходе проведенных исследований было описано несколько десятков структур фокусированной



**Рис. 2.** Типы гидроакустических аномалий на северо-восточном склоне о-ва Сахалин [36, 37].

разгрузки метана, расположенных в основном в пределах нижней части островного склона (структуры “Китами”, “КОПРИ”, “ТОИ”, “Гизелла”, “Разлом Лаврентьева” и другие). Наиболее крупными из них являются структуры “Хаос” и “Обжиров” (рис. 3).

Исследования, выполненные на участках локализации газовых факелов и газогидратных проявлений, показали, что на структуре “Хаос” отмечаются значения геотермального градиента, типичные для холодных сипов (до 249 мК/м), в то время как на структуре “Обжиров” они значительно ниже (около 58 мК/м). По мнению Дж. Порты [35], это объясняется тем, что в первом случае просачивается газонасыщенный флюид, в то время как во втором случае отмечается выделение более чистого газа, менее способного к транспортировке тепла к поверхности.

**Распределение метана в водной толще и в колонках осадков.** Многолетние измерения концентраций метана в водной толще и колонках осадков района исследований позволили выявить некоторые закономерности его распределения. В пределах широт 48°–52° в придонном слое воды на глубине около 1000 м концентрация метана в основном находится в пределах фона – 20–30 нл/л, иногда увеличиваясь до 60–130 нл/л. Это свидетельствует о том, что на данном участке (от мыса Терпения до южной границы района исследований) отсутствуют значительные выделения метана из донных отложений. Однако в промежуточных слоях воды, особенно на глубине 700 м и иногда на глубинах 200–300 м, обнаружены повышенные концентрации метана (150–350 и 700–1000 нл/л, соответственно), что можно объяснить поступлением (внедрением) слоев воды, насыщенных метаном, с шельфа (рис. 4а).

На широтах 52°–54°36′ в пределах всей водной толщи зафиксированы аномальные концентрации метана, начиная с поверхности и до дна. Особенно они высоки на участке, где расположена структура “Разлом Лаврентьева”. На поверхности концентрация метана достигает 1650 нл/л, в придонном слое (380 м) –

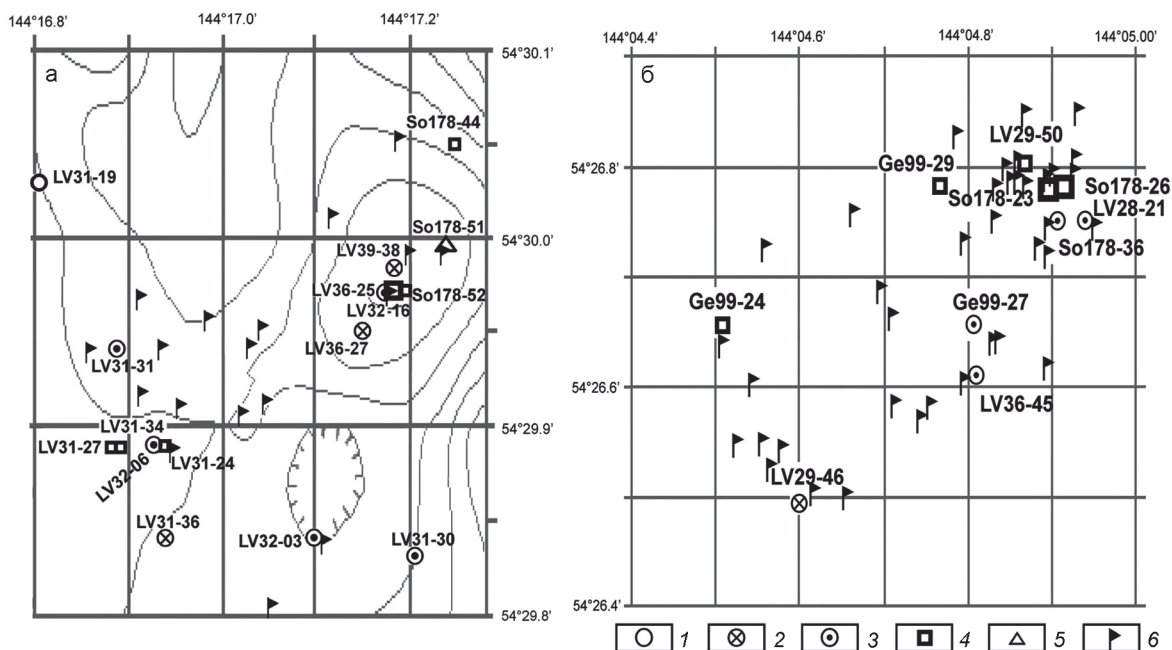


Рис. 3. Схема расположения литологических станций на структурах "Хаос" (а) и "Обжиров" (б).

1–4 – колонки осадков, содержащие: 1 – гидротроилит; 2 – раковины моллюсков, гидротроилит, признаки биотурбации и газонасыщенности; 3 – карбонатные конкреции, раковины моллюсков, гидротроилит, признаки биотурбации и газонасыщенности; 4 – газовые гидраты; 5 – телегрейфер; 6 – газовые факелы.

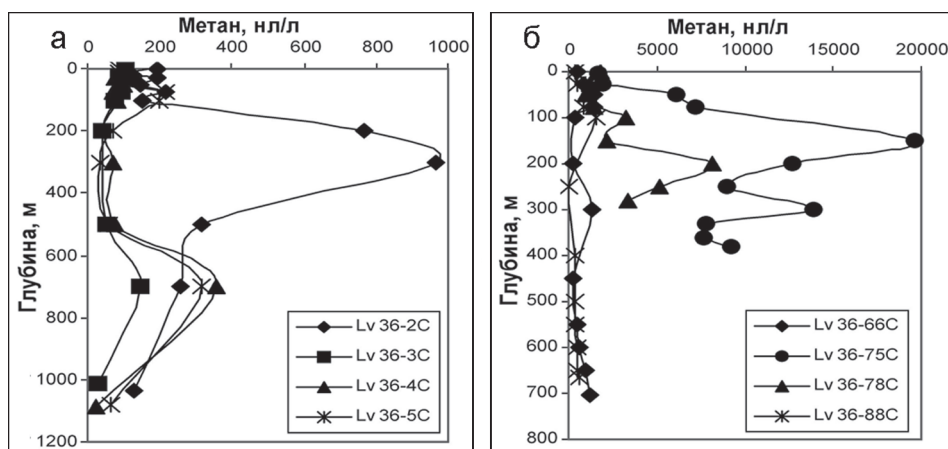


Рис. 4. Распределение метана в водной толще южной (48°–52°, а) и северо-восточной (52°–54°36', б) частях сахалинского склона.

9200 нл/л. В промежуточных слоях обнаружены еще большие концентрации – 19000 нл/л на глубине 150 м и 14000 нл/л на глубине 300 м. К северу и югу от этого участка концентрации метана снижаются, но остаются достаточно высокими – 500–5000 нл/л (рис. 4 б).

Аномалии метана здесь связаны с его потоками из донных осадков, содержащих газогидраты и свободный газ. Эти потоки обусловлены повышенной сейсмоструктурной активностью данного региона. Именно благодаря этому процессу в период с 1988 г. по настоящее время в пределах района исследований обнаружено более 200 газовых факелов и около 20

структур, где в осадках на разной поддонной глубине залегают газогидраты. Предварительные расчеты показали, что в районе исследований объем метана, поступающего из донных отложений в воду и из воды в атмосферу, составляет около 1 млн. тонн в год [18].

Изучение распределения метана в донных осадках показало, что его концентрации в поверхностном слое обычно не превышают 0.01–0.02 мл/л. Вниз по разрезу, начиная с горизонтов 100–200 см, они возрастают, достигая 0.2–0.8 мл/л (рис. 5а). Эта общая закономерность нарушается, если в осадках присутствуют газогидраты. В этом случае повышенные концентрации метана характерны для всего разреза

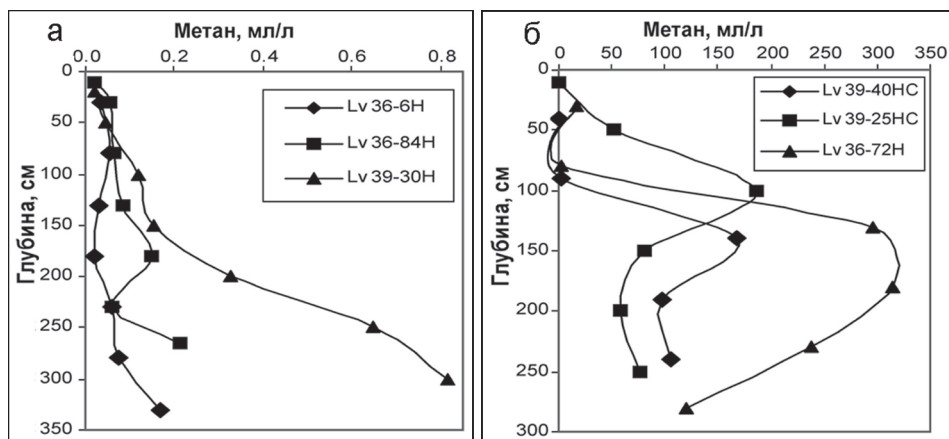


Рис. 5. Распределение метана в колонках осадков северо-восточного склона о-ва Сахалин.

а – фоновые станции, б – станции с газовыми гидратами.

осадков, при этом аномальные значения (до 300 мл/л и более) отмечаются на горизонтах, обогащенных газогидратами (рис. 5б).

Сезонные измерения показали, что осенью и весной на мелководном шельфе (глубины 20–80 м) на участках локализации потоков метана из донных отложений наблюдается выравнивание концентраций метана в водных колонках от дна до поверхности. Возможно, это связано с конвективным перемешиванием воды в эти сезоны, когда придонные воды, насыщенные метаном, поднимаясь к поверхности, формируют аномальные поля метана с концентрацией 1000–2000 нл/л и более. В эти сезоны происходит основной приток метана из воды в атмосферу. Летом на шельфе Сахалина формируется более теплый с меньшей соленостью поверхностный слой воды с почти равновесной с воздухом концентрацией метана (70–80 нл/л), при этом приток метана из воды в атмосферу ослабевает или прекращается.

**Газовые гидраты.** Детальные исследования показали, что в пределах северо-восточного склона о-ва Сахалин существуют не только многочисленные структуры разгрузки газовых потоков, но и осадки, содержащие газовые гидраты. Они были обнаружены на всех исследованных структурах в основном в нижней части склона на глубинах 665–960 м. На структурах “Гизелла” и “разлом Лаврентьева” (глубины 390 и 385 м) были обнаружены самые мелководные из известных проявлений газовых гидратов в Мировом океане [36].

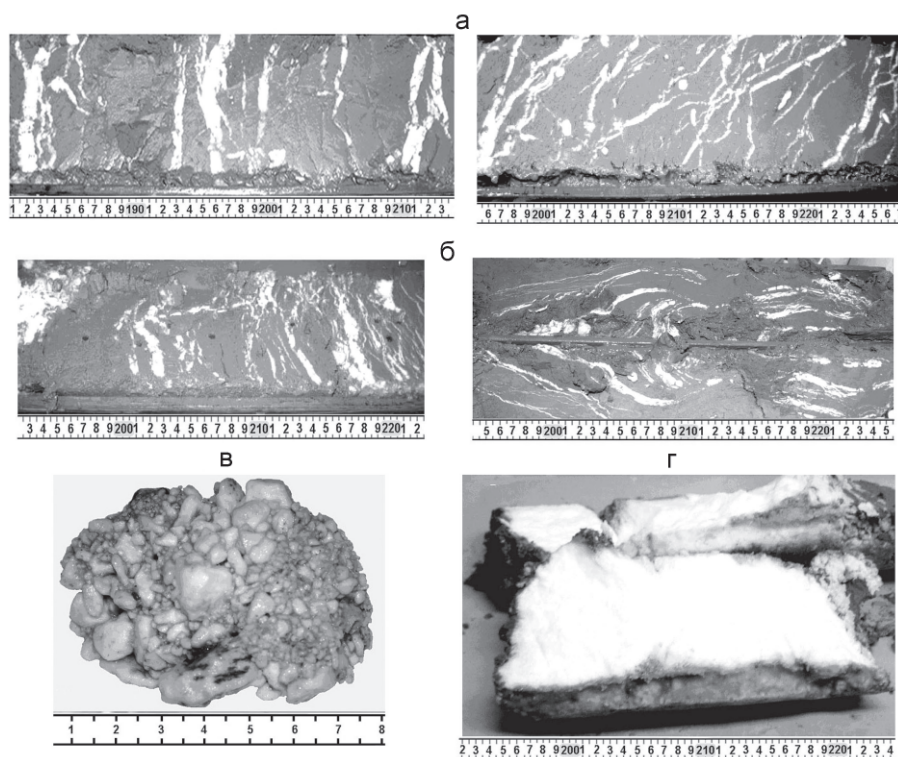
В колонках осадков газовые гидраты представлены, главным образом, тонкими прослойками и линзами среди неслоистых осадков мощностью от 1 мм до 1–2 см, расположенными субгоризонтально или наклонно (рис. 6 а), реже отмечается необычная субвертикальная и волнистая текстура (рис. 6 б). В меньшем количестве встречаются обломки размером от 2–3 до 5–8 см (рис. 6 в). Лишь на структуре “КОП-

РИ” (ст. LV36-15 и LV36-39) обнаружены мощные прослой (14 и 34 см) массивных газовых гидратов (рис. 6 г).

Граница залегания гидратсодержащих осадков варьирует от поверхности дна до поддонной глубины 395 см. Какой-либо закономерности в ее расположении выявить не удалось. Например, на структуре “Обжиров” эта граница располагается на глубинах 17–45 см и 305–395 см ниже поверхности дна. Наибольший интерес представляют колонки, отобранные на структурах “Хаос” и “Китами”, – они были полностью заполнены газовыми гидратами (около 5 м на ст. LV32-16 и более 1 м на ст. LV32-11). Количество их было настолько велико, что при подъеме трубки наблюдалось интенсивное выделение газа, образовавшегося при дестабилизации газовых гидратов, и через несколько минут после помещения колонки в лабораторию весь осадок превратился в разжиженную пузыристую массу (пульпу).

Выявлено, что в непосредственной близости друг от друга располагаются станции, вскрывшие осадки с газовыми гидратами, и станции, осадки которых несут лишь следы газонасыщенности, как, например, в пределах структуры “КОПРИ”. Это свидетельствует либо о локальности гидратопроявлений, либо о “нырянии” верхней границы залегания гидратсодержащих осадков на большие глубины, что может быть обусловлено уменьшением интенсивности газового потока [15]. Кроме того, необходимо отметить, что не всегда в зоне фокусированной газовой разгрузки, выявленной по наличию газового факела в водной толще, в осадках присутствуют газовые гидраты. В некоторых случаях отмечаются лишь признаки присутствия газа. Причин этому может быть несколько. Возможно, это связано с сублатеральной диффузией свободного газа в поровое пространство на некотором расстоянии от участков фокусированной разгрузки метана [19]. С другой стороны, это мо-





**Рис. 6.** Типы газогидратных образований в осадках западной части Охотского моря. Масштабные линейки – в см.

жет объясняться недонасыщенностью газом поровых вод, в условиях которой не происходит образования газовых гидратов [36], либо обусловлено температурой мигрирующего снизу флюида. Даже при незначительном повышении температуры в центре очага разгрузки газовые гидраты не могут образовываться, но они могут формироваться на периферии, где температура флюида понижается [15, 40].

Также необходимо отметить, что при ежегодных исследованиях на некоторых структурах в пределах одних и тех же участков не всегда удается поднять газовые гидраты. Например, на структуре “КОПРИ” в 2005 г. они были обнаружены на двух станциях. Повторные попытки поднять здесь газовые гидраты в 2006 г. не увенчались успехом, хотя газовые факелы были зафиксированы с помощью гидроакустической съемки. Более того, в районе структуры “ВНИИОкеангеология”, где в 2005 г. были подняты газовые гидраты в пределах крупных газовых факелов, в 2006 г. не удалось обнаружить даже самих газовых факелов. Все эти данные свидетельствуют о том, что активность газовых выходов не является постоянной, о чем говорит ее снижение на одних участках (вплоть до полного прекращения) и усиление на других [16, 31].

По имеющимся представлениям, одним из признаков присутствия в осадочной толще газовых гидратов является наличие отражающего сейсмического горизонта (BSR), который фиксируется на сейсмических профилях и маркирует основание зоны ста-

бильности газовых гидратов. Его появление обусловлено различными плотностными свойствами отложений, содержащих газы гидраты, и отложений, содержащих свободный газ, а глубина расположения зависит от давления и температуры, при которых газовые гидраты являются устойчивыми [47, 53, 76 и др.]. В пределах северо-восточного склона о-ва Сахалин BSR отчетливо выделяется на некоторых участках при сейсмических исследованиях. Схема распределения глубин залегания горизонта BSR в северо-западной части Охотского моря показывает, что наименьшие поддонные глубины, на которых этот горизонт был зафиксирован (100–200 м), отмечаются в пределах верхней и средней части северо-восточного склона о-ва Сахалин, при этом с увеличением глубины моря происходит увеличение глубины его залегания [55]. Учитывая, что ниже горизонта BSR находится зона свободного газа, можно предположить, что в северо-западной части Охотского моря выявлен неглубокий газовый резервуар, пространственно располагающийся в пределах верхней и средней части северо-восточного склона о-ва Сахалин.

**Вмещающие осадки.** Несмотря на большое количество выявленных участков фокусированной газовой разгрузки, расположены они главным образом в нижней части склона и на незначительном расстоянии друг от друга, поэтому изученные в их пределах колонки осадков характеризуются близким вещественным составом. Преобладают характерные для



этой части Охотского моря терригенно-диатомовые алевриты пелитовые и пелиты алевритовые с незначительной примесью песчаных частиц. Большинство колонок осадков не вышли из голоценовой части разреза, что свидетельствует о высоких скоростях осадконакопления в этой части Охотского моря [31, 32, 35].

Осадки в пределах полей газовой разгрузки имеют специфические особенности и отличаются от фоновых отложений рядом признаков. В них наблюдается определенная закономерность в изменении текстуры и цвета, степени проявления биотурбации и газонасыщенности, распределении аутигенных новообразований (преимущественно карбонатных конкреций) и газовых гидратов, а также включений раковин симбиотрофных моллюсков (*Calypptogena* / или *Conchocele*?). Эта закономерность отчетливо про-

является по мере приближения к центрам газовых эманацій на морском дне [7, 8, 35, 36, 59] (рис. 7).

В пределах структур “Гизелла”, “Разлом Лаврентьева” и “Северный каньон” были вскрыты более древние, предположительно верхнеплейстоценовые отложения, отличающиеся по вещественному составу от вышеописанных осадков. Мощность перекрывающего их голоценового слоя не превышает 60 см (структура “Гизелла”). Они представлены очень вязкими, плотными и умеренно-плотными глинистыми и алеврито-глинистыми отложениями темно-серого (почти стального) цвета с примесью песчаного материала (структура “Разлом Лаврентьева”) либо очень плотными темно-серыми заиленными мелкозернистыми песками (структура “Северный каньон”), по всей видимости, представляющими собой конус вы-



Рис. 7. Литологический разрез на участке газово-флюидных эманацій (структура “Обжиров”).

1–5 – гранулометрические типы осадков: 1 – микрит, 2 – алеврит песчаный, 3 – алеврит пелитовый с примесью песка, 4 – алеврит пелитовый, 5 – пелит алевритовый; 6–7 – текстурные особенности осадков: 6 – линзы и прослои гидротроилита, 7 – псевдобрекчиевидная текстура газонасыщенных осадков; 8–12 – включения: 8 – раковины моллюсков и их фрагменты, 9–11 – карбонатные конкреции: 9 – мягкие (начальная стадия образования), 10 – уплотненные, 11 – твердые; 12 – прослой чистых газовых гидратов; 13 – осадок, заполненный линзами и прослоями газовых гидратов.

носа р. Амур. Но независимо от возраста отложений, в них обнаружен весь вышеперечисленный набор признаков, характерных для участков газового высачивания.

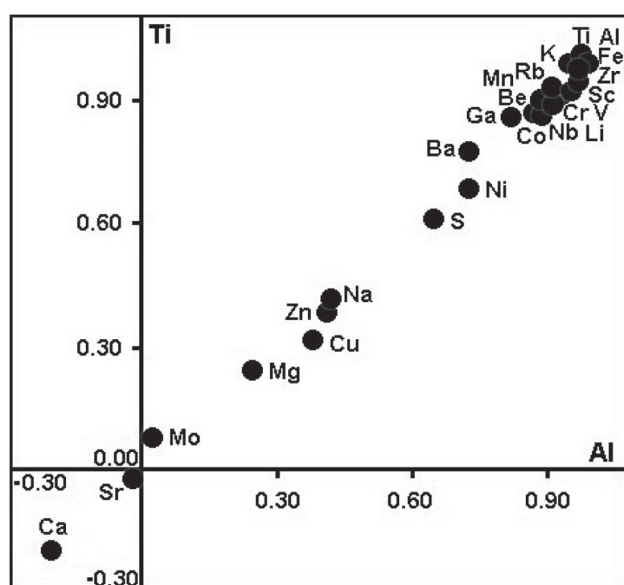
Исследование химического состава осадков в пределах участков проявления газово-флюидных эманаций не выявило их существенных отличий от фоновых осадков. Большинство химических элементов имеют высокие положительные корреляционные связи друг с другом, что может свидетельствовать о едином источнике поставки осадочного материала. Несколько обособленно ведет себя группа кальцифильных элементов (Sr, Ca), связанных с процессом образования карбонатных конкреций (рис. 8), а также Mo, что вероятно отражает специфику диагенетических процессов на участках газово-флюидных эманаций.

**Аутигенные минералы.** Карбонаты в осадках северо-восточного склона о-ва Сахалин представлены, главным образом, конкрециями и корками различной формы и размера, количество которых увеличивается при приближении к центрам очагов газовой разгрузки. В изученных колонках осадков верхняя граница распространения карбонатных конкреций варьирует в широких пределах: от поверхности (структура “Обжиров”) до поддонной глубины 330 см (структура “Хаос”). Нижняя граница их распространения не установлена, в изученных колонках конкреции встречаются даже в самых нижних горизонтах (до 5.5 м). Данные подводной видеосъемки

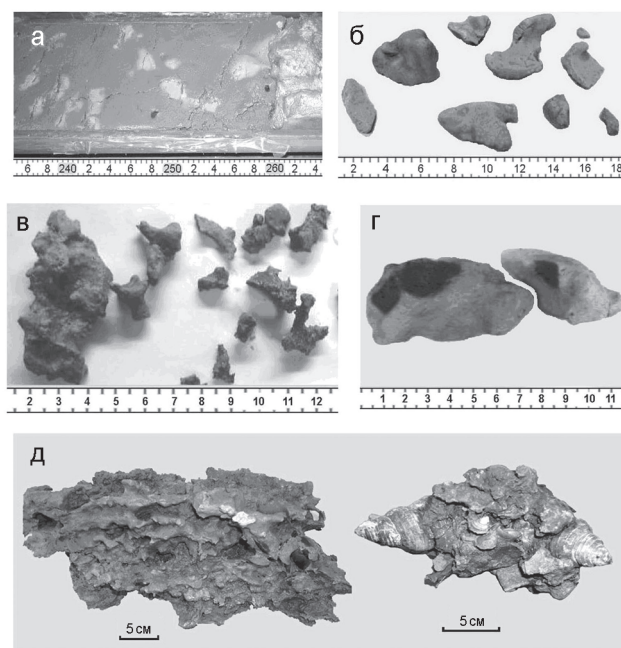
показали, что на участках газовых эманаций среди скоплений симбиотрофных моллюсков встречается твердый неправильной формы субстрат, представленный карбонатными корками и покрытый местами мягкими осадками. Это свидетельствует о том, что конкреции встречаются не только в толще осадков, но имеют широкое площадное распространение на морском дне [34]. В большинстве колонок осадков, содержащих газовые гидраты, карбонатные конкреции обычно встречаются выше гидратсодержащего слоя [7, 31–33, 36].

Обнаруженные в осадках карбонатные конкреции представляют все стадии конкрециеобразования. Во многих колонках отмечаются мягкие либо слабо уплотненные линзы и пятна светлого зеленовато-серого цвета с нечеткими ограничениями, ясно выделяющиеся по цвету на фоне вмещающих осадков. Они встречаются главным образом в верхних горизонтах колонок осадков, состоят из диатомово-терригенного алевроито-глинистого материала, пропитанного карбонатным криптокристаллическим цементом, и представляют собой начальную стадию образования конкреций (рис. 9 а).

Вниз по колонке они уплотняются, обособляясь от вмещающего осадка, но остаются еще достаточно хрупкими (рис. 9 б). На некоторых участках конкреции прослеживаются в виде горизонтов переменной мощности с комковатой текстурой (структура “Хаос”). Конкреции последующей стадии образова-



**Рис. 8.** Структура корреляционных связей химических элементов по отношению к Al и Ti в отложениях СВ склона о-ва Сахалин.



**Рис. 9.** Типы карбонатных образований в осадках северо-восточного склона о-ва Сахалин. Масштабные линейки – в см.

ния представлены двумя типами: 1) очень твердые, желтовато-зеленовато-серые, зеленовато-серые образования причудливой формы (уплощенные, ветвистые, червеобразные, трубчатые, с многочисленными выступами); в ряде случаев карбонатный материал формирует корки на крупных раковинах, цементирует ракушечный детрит и гравийно-галечный материал ледового разноса (рис. 9 в); 2) конкреции овальные, “желвакообразные” со сглаженными краями, удлиненные, трубчатые, образовавшиеся по ходам илоедов, характеризующиеся сложным строением: внутренняя их часть сложена темно-серым микрокристаллическим очень твердым карбонатом, внешняя часть состоит из светло-серого с зеленоватым оттенком слабоуплотненного осадка, пронизанного криптокристаллическим карбонатом (рис. 9 г). По данным рентгеноструктурного анализа, наиболее распространенной фазой карбонатов в изученных осадках является магнезиальный кальцит [7, 50], реже встречается арагонит (табл.).

## ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Газогеохимический анализ газовых гидратов, обнаруженных в осадках северо-восточного склона о-ва Сахалин, показал, что они состоят в основном из метана (97.95–99.29 %), незначительного количества  $\text{CO}_2$  (0.5–2.05 %) и следов тяжелых углеводородов (этан – 0.0001–0.0025 %, пропан – 0.0013–0.0018 %, *i*-бутан – до 0.0004 %;  $C_1/(C_2+C_3) > 20000$ ) [37, 56] в отличие от нефтегазовых месторождений шельфа северного Сахалина, где количество тяжелых гомологов метана достигает 7.2 % [2]. Углерод гидратного метана характеризуется значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , равными -65.6 ‰ (структура Китами), -64.0 ‰ (структура Обжиров), -64.7 ‰ (структура КОПРИ). Близкие величины получены для этого района Г. Гинсбургом с соавторами (-64.3 ‰) [42] и Л.Л. Мазуренко с соавторами (-63.7...-65.6 ‰) [56]. Наличие изотопно-легкого углерода и незначительное количество тяжелых гомологов свидетельствуют о биогенном происхождении метана в районе исследований и о его форми-

**Таблица. Минералогический и изотопный состав карбонатных образований из холодных сипов северо-восточного склона о-ва Сахалин.**

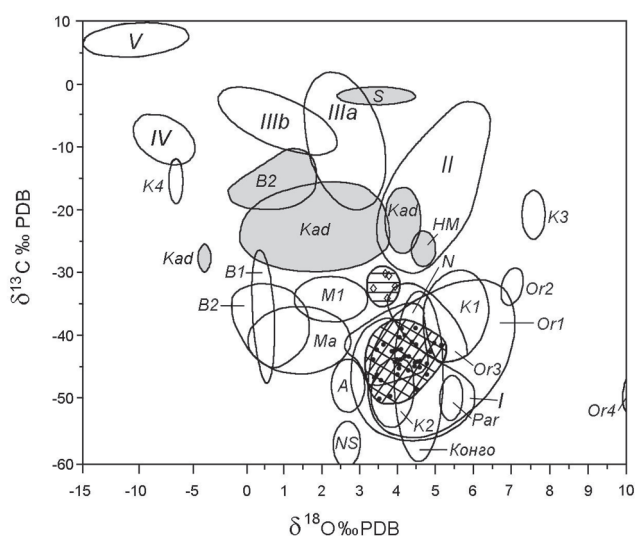
Номер ст. и кол-во анализов	Состав конкреций	Mg, мол. %	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰	Местоположение
		Минимум-максимум (среднее)			
Структура «Гизелла»					
Ge99-16 (5)	Mg-кальцит	4.14-5.31 (4.66)	3.33-3.45 (3.40)	-46.02...-41.72 (-44.51)	активный сип вблизи активного сипа
LV28-16 (5)	Кальцит глендонитовых псевдоморфоз	3.4-5.1 (4.18)	3.34-3.92 (3.66)	-33.88...-29.96 (-31.63)	
LV28-16 (4)	Mg-кальцит	4.1-14.0 (8.95)	3.54-4.47 (4.02)	-47.88...-38.36 (-44.59)	вблизи активного сипа вблизи активного сипа активный сип
LV36-61 (2)	Mg-кальцит		4.26-5.43 (4.85)	-42.80...-29.80 (-36.30)	
LV39-50 (3)	Mg-кальцит		3.50-3.80 (3.63)	-50.80...-49.00 (-49.83)	
Структура «Обжиров»					
Ge99-24 (13)	Mg-кальцит	8.81-17.39 (13.49)	3.61-4.56 (4.14)	-44.66...-40.90 (-43.34)	активный сип периферия крупного поля газового просачивания
LV28-21 (4)	Mg-кальцит	9.50-16.00 (12.93)	3.81-4.75 (4.26)	-45.50...-31.04 (-38.52)	
Структура «Хаос»					
LV32-16 (4)	Mg-кальцит	-	4.07-4.84 (4.36)	-42.80...-40.50 (-41.75)	активный сип периферия крупного поля газового просачивания
So178-51 (2)	Арагонит	-	3.87-4.16 (4.02)	-42.60...-41.90 (-42.25)	
Структура «КОПРИ»					
LV36-39 (2)	Mg-кальцит	-	4.94-5.13 (5.04)	-40.90...-40.60 (-40.75)	активный сип периферия структуры
LV39-15 (2)	Mg-кальцит	-	3.30-3.60 (3.45)	-42.70...-39.30 (-42.70)	
Структура «Разлом Лаврентьева»					
LV36-72 (3)	Mg-кальцит	-	4.16-4.46 (4.36)	-40.90...-38.30 (-39.57)	активный сип активный сип
LV36-74 (2)	Mg-кальцит	-	4.26-4.75 (4.51)	-45.00...-43.90 (-44.45)	
Грязевые вулканы о-ва Сахалин [68]					
Южно-Сахалинский	Сидерит		2.60	-0.70	
Пугачевский	Сидерит		4.40	0.30	

*Примечание.* Прочерк означает отсутствие данных.



ровании в результате микробимального преобразования органического вещества в анаэробных условиях [12, 13, 21, 41, 60 и др.]. Узкий диапазон значений  $\delta^{13}\text{C}$  может говорить о едином источнике метана в осадках северо-восточного склона о-ва Сахалин. В соответствии с имеющимися представлениями о вертикальной зональности генерации различных углеводородов [4], полученные нами газогеохимические данные свидетельствуют о генерировании метана в верхней части осадочной толщи.

Изотопный состав углерода аутигенных карбонатов является определенным индикатором, указывающим на его происхождение [23, 62]. Изученные нами конкреции (40 анализов) имеют изотопный состав углерода и кислорода, близкий к значениям изотопного состава карбонатов холодных шипов из других районов Мирового океана (табл., рис. 10). Это свидетельствует, что большая часть углерода, участвующего в процессе карбонатообразования, связана с метановым источником. Учитывая незначительные вариации значений изотопного состава, можно предположить, что на всех изученных структурах фокусированной разгрузки газовых потоков в пределах



**Рис. 10.** Изотопный состав карбонатных образований из различных районов Мирового океана.

*I–V* – залив Монтерей [70], *K<sub>1</sub>–K<sub>4</sub>* – аккреционная призма Орегон [51], *A* – Алеутский желоб [72], *Or<sub>1</sub>–Or<sub>4</sub>* – аккреционная призма Орегон [43], *Kad* – залив Кадис [1], *B<sub>1</sub>–B<sub>2</sub>* – Черное море [1, 12], *HM* – грязевой вулкан Хаакон Мосби [12], *Par* – о-в Парамушир, Охотское море [68], *S* – грязевые вулканы о-ва Сахалин [68], *NS* – Северное море [46], *Ma* – аккреционная призма Макран, Индийский океан [74], *N* – желоб Нанкай [64], *Конго* – континентальная окраина Конго [26]. Серым цветом выделены поля, соответствующие карбонатам грязевых вулканов. Поля, соответствующие карбонатам северо-восточного склона о-ва Сахалин, заштрихованы и обозначены ромбами (глендонитовые конкреции) и черными точками (Mg-кальцит и арагонит).

северо-восточного склона о-ва Сахалин источником углерода для образования карбонатных конкреций в основном является микробимальный метан.

Необычные по составу и морфологии карбонатные образования были обнаружены на структуре “Хаос” в 2004 г. (станция So178-51). Телеграффером было поднято большое количество зеленовато-серых и светло-серых карбонатных конкреций и корок различного размера. Среди них широко распространены крупные ветвистые карбонатные корки размером до 45 см (рис. 9 д). Их верхняя выровненная поверхность осложнена мелкими субпараллельными выступами и состоит из смеси Mg-кальцита и арагонита. Нижняя поверхность является кавернозной и состоит из арагонита. Арагонитовый цемент отмечается и в более сложных по форме корках, состоящих из сильно биотурбированного осадка, цементирующего многочисленные раковины моллюсков. Такие корки с арагонитовым цементом на северо-восточном склоне о-ва Сахалин были обнаружены впервые [34]. Изотопный состав углерода и кислорода этих корок находится в пределах  $-41.9 \dots -42.6 \text{ ‰}$  и  $3.87 \dots 4.16 \text{ ‰}$ , соответственно. По морфологии и минеральному составу они близки к карбонатным образованиям Гидратного хребта аккреционной призмы Каскадия, происхождение которых связывается с процессом формирования и разрушения газогидратов в приповерхностных горизонтах осадков или непосредственно на морском дне [28, 43]. Как считают Burton [29] и Savard et al. [65], арагонит формируется в более окисленной обстановке, характеризующейся повышенными концентрациями  $\text{SO}_4$  и общей щелочности. Такие условия существуют на поверхности дна либо в самых верхних горизонтах осадочной толщи. Внедрение в осадок обогащенного метаном флюида вызывает открытие порового пространства, в котором осажается карбонат в виде чистого ботрионального (гроздевидного) арагонита [73]. Кристаллизация же Mg-кальцита происходит при анаэробном окислении метана в более аноксидных условиях с пониженным содержанием  $\text{SO}_4$  и низкой общей щелочностью [57].

Кроме карбонатных конкреций с Mg-кальцитом и арагонитовым цементом, свойственных большинству районов с проявлениями газово-флюидных эманаций, в осадках северо-восточного склона о-ва Сахалин были обнаружены специфические карбонатные образования серовато-желтого цвета размером до 2–6 см, представляющие собой глендонитовые конкреции [6, 7, 44]. Они состоят из агрегатов звездчатых сростков крупных бипирамидальных кристаллов (псевдокристаллов) кальцита с содержанием  $\text{CaCO}_3$  до 92–96 %. Изучение внутренней структуры глендонитовых образований показало, что они пред-



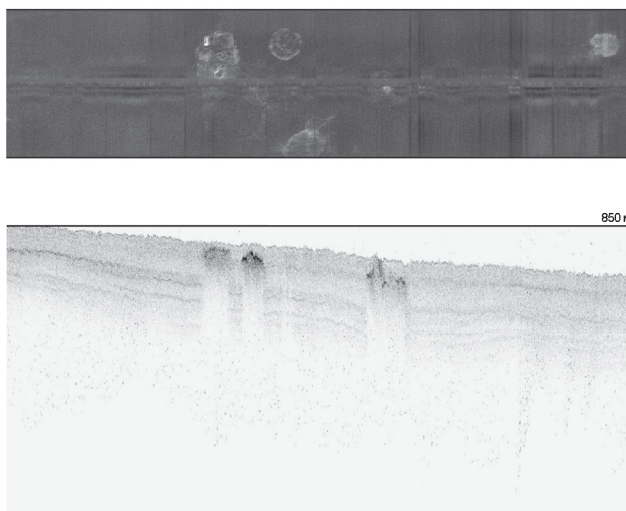
ставляют собой псевдоморфозы превращения, для которых исходной минеральной фазой служил гексагидрат кальция (икаит). Значения изотопов углерода и кислорода крупных, размером до 10 см, кристаллов икаита, обнаруженных в толще осадков у подножия островного склона о-ва Сахалин ранее [30], составили  $-19.2...-21.6$  ‰ PDB и  $3.1...3.6$  ‰ PDB, соответственно [44]. Они сопоставимы с изотопными данными по икаитам из осадков пролива Брансфилд (Антарктика) [75] и свидетельствуют, что при их формировании был заимствован углерод, образовавшийся при анаэробном разложении органического вещества осадков. Существование данного процесса в пределах района исследований подтверждается увеличением количества аммония в поровых водах на некоторых участках. По сравнению с вышеописанными, глендонитовые псевдоморфозы, обнаруженные на структуре “Гизелла”, отличаются более легкими значениями изотопов углерода, достигающими  $-33.88...-29.96$  ‰ PDB. Исследование этих образований показало, что и в поровом пространстве глендонитовых псевдоморфоз, и на поверхности зональных кристаллов перекристаллизованного кальцита образовался Mg-кальцит, для которого источником углерода явился метан. Подток метана обеспечил поставку дополнительного более легкого углерода, что и привело в конечном итоге к изменению (облегчению) изотопного состава глендонитовых псевдоморфоз.

Таким образом, карбонатные образования, обнаруженные на северо-восточном склоне о-ва Сахалин, были образованы с участием углерода различных генераций. Большая их часть, представленная главным образом Mg-кальцитом, реже – арагонитом, сформировалась благодаря углероду микробного метана. Об этом свидетельствуют данные по изотопному составу углерода и кислорода карбонатов, которые попадают в поле биогенного метана.

Площадная съемка гидролокатором бокового обзора, выполненная в пределах структур разгрузки газово-флюидных потоков [35–37], показала, что они выражены на морском дне в виде кольцевых структур либо одиночных, либо образующих изометричные площади диаметром 500–1000 м и более. На сейсмических разрезах они представляют собой зоны повышенных амплитуд сейсмических отражений и выглядят как структуры газового просачивания (seep structures), достигающие морского дна и выходящие на поверхность (рис. 11). Часто с ними ассоциируют газовые факелы. Аналогичные структуры обнаружены на многих участках дна Мирового океана, характеризующихся наличием холодных сипов, в частности, на Анапском шельфе Черного моря [9], в Ирландском и Северном морях [49].

Образование подобных структур характерно для участков распространения неконсолидированных тонкозернистых осадков, структура которых способствует насыщению порового пространства поднимающимся снизу газом и вспучиванию газонасыщенного осадка в виде куполоподобного возвышения на поверхности дна. Похожий процесс происходит при разложении газовых гидратов. Согласно Paull et al. [61], при этом создается избыточное давление, которое выталкивает на поверхность высвободившийся газ. Газ прорывает толщу вышележащих осадков и вовлекает в свое движение их мелкие частицы, которые затем отлагаются на поверхности дна в виде куполообразного возвышения. Поскольку при этом объем осадка в подповерхностных слоях уменьшается, то область морского дна вокруг образовавшегося возвышения проседает, что приводит к появлению депрессионных структур. Принимая во внимание то, что нами не выявлено существенных изменений в колонках осадков, можно сделать предположение о дестабилизации приповерхностных газовых гидратов.

Существует предположение, что в пределах северо-восточного склона о-ва Сахалин распространены структуры, подобные грязевым вулканам [18, 48, 55, 67]. Оно основано на данных сейсмопрофилирования, которые показывают наличие конусоподобных структур, выходящих на поверхность морского дна на участках разгрузки газовых потоков. Подобное предположение учитывает лишь структурно-морфологические особенности морского дна, которых недостаточно для правильной интерпретации генези-



**Рис. 11.** Профиль локатора бокового обзора и сейсмический разрез через структуру разгрузки газово-флюидных потоков [37].

са выявленных структур. Известно, что одним из характерных признаков грязевого вулканизма является наличие грязевулканических брекчий, поступающих на поверхность морского дна из нижних горизонтов осадочной толщи и представляющих собой обломки различных пород, находящихся в глинисто-алевритовом матриксе [11, 14, 20 и др.]. Однако изучение вещественного состава осадков северо-восточного склона о-ва Сахалин в пределах структур газовой разгрузки (и даже на участке предполагаемого грязевого вулкана, ст. LV36-86) показало типичный для этого района Охотского моря разрез гомогенных глинисто-диатомовых отложений голоценового (реже – позднеплейстоценового) возраста и отсутствие каких-либо признаков грязевулканических брекчий. Изотопный состав углерода метана из типичных подводных грязевых вулканов ряда районов Мирового океана (Наполи, Буш Хил, некоторых вулканов залива Кадис и др.) характеризуется более тяжелыми значениями, чем метана из холодных сипов, а газовая составляющая представляет собой сложную многокомпонентную смесь, куда кроме метана входят его тяжелые гомологи [1, 3, 22, 25, 69]. Центральные части подводных грязевых вулканов отличаются повышенными значениями температур (например, до 15.8°C на вулкане Хаакон Мосби [39]). Такие параметры газового состава обычно характеризуют глубинные условия трансформации органического вещества на стадии катагенеза при высоких температурах и давлении [4, 20, 38]. Наши данные (вещественный состав осадков, легкий изотопный состав углерода метана и карбонатных конкреций, практически полное отсутствие тяжелых УВ, близкие к фоновым температуры придонной воды и осадков, отсутствие на мозаиках локатора бокового обзора грязевых потоков) не дают оснований говорить о существовании на северо-восточном склоне о-ва Сахалин типичных подводных грязевулканических структур. Для более точной диагностики выявленных конусоподобных возвышений на дне западной части Охотского моря необходимо выполнить целенаправленные детальные комплексные исследования в пределах структур, которые могут рассматриваться как грязевые вулканы.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексные исследования, выполненные в пределах северо-восточного склона о-ва Сахалин, позволили выявить крупные структуры фокусированной разгрузки метана, характеризующиеся активностью и в настоящее время. В пределах этих структур обнаружено значительное количество действующих газовых сипов. Они представляют собой вертикально поднимающиеся от поверхности дна узкие

удлиненные эллипсоиды, называемые газовыми факелами, состоящие из газовых пузырьков. Высота подобных факелов изменяется от 90 до 500 м и зависит от мощности газового потока. Наибольшее их количество расположено в пределах глубин моря 600–900 м. Установлено, что аномалии метана, обнаруженные в водной толще и в колонках осадков, приурочены главным образом к участкам распространения газовых факелов и газогидратов.

Осадочная толща этой части склона имеет все характерные особенности, присущие районам газовой разгрузки: большое количество гидротроилита, биотурбация осадков, специфическая газонасыщенная текстура, сопровождающаяся сильным запахом сероводорода, наличие карбонатных конкреций и корок различной степени литификации, раковин симбиотрофных моллюсков, прослоев, линз и массивных залежей газовых гидратов. Все это свидетельствует о широком развитии различных процессов диагенетического преобразования осадочной толщи: микробное разложение тонкодисперсного органического вещества, анаэробное окисление метана на участках газового просачивания, сульфат-редукция.

Данные по изотопному составу углерода метана и карбонатных конкреций показывают, что метан имеет биогенное происхождение, обусловленное микробиальной переработкой органического вещества. Мощная толща богатых органическим веществом четвертичных отложений является природным резервуаром газа, из которого метан поступает через осадки в водную толщу и в атмосферу через системы разломов и трещин. При этом на различных горизонтах осадочного разреза образуются прослои и линзы газовых гидратов, дестабилизация которых дает дополнительно некоторое количество метана.

Большая часть карбонатов, представленная главным образом Mg-кальцитом, реже – арагонитом, образовалась благодаря углероду микробиального метана, поступившего к поверхности из зоны свободного газа либо высвободившегося при дестабилизации газовых гидратов, о чем свидетельствуют данные по изотопному составу углерода карбонатов, которые попадают в поле биогенного метана. Более тяжелый изотопный состав специфических метастабильных кристаллов икаита и псевдоморфоз превращения по ним (глендонитовых конкреций) свидетельствует об их образовании при участии углерода, генерированного в результате анаэробного окисления органического вещества осадков. Находки этих конкреций в морских осадках являются палеогеографическим признаком, свидетельствующим о том, что во время его образования в регионе господствовали холодные условия.

Анализ полученных данных (вещественный состав осадков, легкий изотопный состав углерода метана и карбонатных конкреций, компонентный состав газов, близкие к фоновым температуры придонной воды и осадков) свидетельствует о существовании значительных резервуаров свободного газа, локализующихся ниже зоны стабильности газовых гидратов, при этом глубина распространения горизонта BSR (200–300 м) позволяет говорить об их довольно неглубоком поддонном залегании. Вышеуказанные литологические, минералогические и газогеохимические параметры осадков и газов, вскрытых в районе исследований, снижают вероятность поступления метана из глубоких горизонтов осадочной толщи, в том числе связанных с грязевыми вулканами. То есть на изученном нами участке островного склона обнаружены признаки генерирования метана в верхней части осадочной толщи.

Данные по аномальным концентрациям метана имеют большое значение для исследования глобальных процессов изменения (потепления) климата. В этой связи применение мониторинга как метода исследования газогеохимических полей в водной толще различных акваторий является перспективным инструментом для фундаментальных и прикладных геолого-геохимических исследований на море.

Экспедиционные исследования были выполнены в рамках российско-германского (KOMEX) и российско-корейско-японского (CHAOS) международных проектов. Авторы выражают глубокую признательность координаторам проектов Николь Бибоу, Хитоши Шоджи и Янгу Джину, руководителям экспедиций Р.Г. Кулиничу и К. Дуло за содействие в отборе колонок осадков и взаимопонимание при решении поставленных перед авторами задач.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП “Мировой океан” и Госконтракта № 02.515.11.5017.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блинова В.Н. Состав и происхождение углеводородных флюидов в грязевых вулканах залива Кадис: Дис.... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 2006. 156 с.
2. Богданчиков С.М., Стыщенко Т.Л. Влияние гидродинамических условий на размещение залежей углеводородов на шельфе северо-восточного Сахалина // Геология нефти и газа. 1995. № 3. С. 31–35.
3. Валяев Б.М., Титков Г.А., Чудецкий М.Ю. О генезисе изотопно легкого ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta\text{D}$ ) метана в нефтегазовых месторождениях // Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2002. С. 108–134.
4. Геология и геохимия нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, 2000. 384 с.
5. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. 200 с.
6. Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Обжиров А.И. и др. Глендонитовые конкреции островного склона северо-восточного Сахалина // Геология океанов и морей: Тез. докл. XIII Междунар. школы по морской геологии. Т. 2. М., 1999. С. 154–155.
7. Деркачев А.Н., Обжиров А.И., Борман Г. и др. Аутигенное карбонатообразование на участках проявления холодных газово-флюидных эманаций на дне Охотского моря // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 47–60.
8. Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Особенности аутигенного минералогенеза в осадках Охотского моря // Дальневосточные моря России. Кн. 3. Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 223–239.
9. Егоров А.В., Лобковский Л.И., Ковачев С.А. и др. Метановая аномалия в водах Анапского шельфа и ее возможная связь с нефтегазоносными структурами // Океанология. 2008. Т. 48, № 1. С. 73–82.
10. Зоненшайн Л.П., Мурдмаа И.О., Баранов Б.В. и др. Подводный газовый источник к западу от о-ва Парамушир (Охотское море) // Океанология. 1987. Т. XXVII, вып. 5. С. 795–800.
11. Иванов М.К. Потоки углеводородных флюидов на глубоководных окраинах Европы и связанные с ними явления // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2000. № 5. С. 31–46.
12. Леин А.Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 1. С. 3–35.
13. Леин А.Ю., Иванов М.В. Крупнейший на Земле метановый водоем // Природа. 2005. № 2. С. 19–26.
14. Лимонов А.Ф. Грязевые вулканы // Соросовский образовательный журн. 2004. Т. 8, № 1. С. 63–69.
15. Матвеева Т.В., Соловьев В.А. Газовые гидраты Охотского моря: закономерности формирования и распространения // Рос. хим. журн. 2003. Т. XLVII, № 3. С. 101–111.
16. Мониторинг метана в Охотском море. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.
17. Обжиров А.И., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Эффект звукорассеивания придонной воды в краевых частях Охотского моря // Тихоокеан. геология. 1989. № 2. С. 119–121.
18. Обжиров А.И., Агеев А.А., Шакиров Р.Б. и др. Газовые гидраты в Охотском море. Их экономическое и экологическое значение // Подводные технологии и мир океана. 2005. № 1. С. 16–23.
19. Соловьев В.А., Гинсбург Г.Д., Дуглас В.К. и др. Газовые гидраты Охотского моря // Отечественная геология. 1994. № 2. С. 10–16.
20. Холодов В.Н. О природе грязевых вулканов // Природа. 2002. № 11. С. 47–58.
21. Abrams M.A. Interpretation of Methane Carbon Isotopes Extracted from Surficial Marine Sediments for Detection of Subsurface Hydrocarbons // Hydrocarbon migration and its near-surface expression: AAPG Memoir 66, 1996. P. 309–318.
22. Aloisi G., Pierre C., Rouchy J.-M. et al. Methane-related authigenic carbonates of eastern Mediterranean Sea mud volcanoes and their possible relation to gas hydrate destabilization // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 184. P. 321–338.
23. Anderson T.F., Arthur M.A. Stable isotopes of oxygen and carbon and their applications to sedimentologic and paleo-



- environmental problems // *Stable Isotopes in Sedimentary Geology. SEPM Short Course*, 1983. V. 10. P. 1–151.
24. Barry J.P., Green H.G., Orange D.L. et al. Biologic and geologic characteristics of cold seeps in Monterey Bay, California // *Deep Sea Res.* 1996. V. 43, N 11–12. P. 1739–1762.
  25. Blinova V., Ivanov M., Bohrmann G. Hydrocarbon gases in deposits from mud volcanoes in the Sorokin Trough, north-eastern Black Sea // *Geo-Mar. Lett.* 2003. V. 23. P. 250–257.
  26. Blinova V., Elvert M., Teichert B.M.A. et al. Fluid venting and methane-related authigenic carbonates in the pockmark area at the northwest African margin off Congo // *EGU 1<sup>st</sup> General Assembly, Nice, France, 2004.*
  27. Bohrmann G., Greinert J., Suess E., Torres M. Authigenic carbonates from Cascadia subduction zone and their relation to gas hydrate stability // *Geology.* 1998. V. 26, N 7. P. 647–650.
  28. Bohrmann G., Suess E., Greinert J. et al. Gas hydrate carbonates from Hydrate Ridge, Cascadia Convergent Margin: indicators of near-seafloor clathrate deposits // *Fourth Int. Conf. Gas Hydrates, Yokohama, Japan. 2002.* P. 102–107.
  29. Burton E.A. Controls on marine carbonate cement mineralogy: review and reassessment // *Chem. Geol.* 1993. V. 105. P. 163–179.
  30. Cruise Report: GREGORY Project. R/V “Akademik M.A. Lavrentyev”, Cruise 27. Kiel, 1997, GEOMAR Report 60. 69 p.
  31. Cruise Report: KOMEX I and II. R/V “Professor Gagarinsky”, Cruise 22; R/V “Akademik M.A. Lavrentyev”, Cruise 28. Kiel, 1999. GEOMAR Report 82. 188 p.
  32. Cruise Report: KOMEX VI. M/V “Marshal Gelovany”, Cruise 1, Kiel, 2000, GEOMAR Report 88. P. 101–296.
  33. Cruise Report: KOMEX II. R/V “Akademik M.A. Lavrentyev”, Cruise 29, Leg 1 and Leg 2. Kiel, 2003, GEOMAR Report 110. 190 p.
  34. Cruise Report: R/V “Sonne”, Cruise 178, Kiel, 2004, GEOMAR Report. 125 p.
  35. Cruise Report: CHAOS Project. R/V “Akademik M.A. Lavrentyev”, Cruise 31 and 32, VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, 2005, ISSN: 5-88994-066-X. 164 p.
  36. Cruise Report: CHAOS Project. R/V “Akademik M.A. Lavrentyev”, Cruise 36, Vladivostok-St. Petersburg, 2006. ISBN 5-88994-074-0. 127 p.
  37. Cruise Report: CHAOS Project. R/V “Akademik M.A. Lavrentyev”, Cruise 39, KOPRI, Korea, 2007. ISSN 978-89-960160. 133 c.
  38. Egorov A.V., Ivanov M.K. Hydrocarbon gases in sediments and mud breccia from the central and eastern part of the Mediterranean Ridge // *Geo-Mar. Lett.* 1998. V. 18. P. 127–138.
  39. Egorov A.V., Crane K., Vogt P.R., Rozhkov A.N. Gas hydrates that outcrop on the sea floor: stability models // *Geo-Mar. Lett.* 1999. V. 19. P. 68–75.
  40. Egorov A.V. Formation and dissociation of the seafloor gas hydrates // *Proc. of Indo-Russian joint workshop on gas hydrates under ILTP. Dept. of Ocean Development, Government of India, New Delhi, 2002.*
  41. Floodgate G.D., Judd G. The origins of shallow gas // *Continental Shelf Res.* 1992. V. 12, N 10. P. 1145–1156.
  42. Ginsburg G.D., Soloviev V.A., Cranston R.E. et al. Gas hydrates from the continental slope, offshore Sakhalin Island // *Geo-Mar. Lett.* 1993. V. 13. P. 41–48.
  43. Greinert J., Bohrmann G., Suess E. Gas Hydrate-Associated Carbonates and Methane-Venting at Hydrate Ridge: Classification, Distribution, and Origin of Authigenic Lithologies // *Natural Gas-Hydrates: Occurrence, Distribution, and Detection*, 2001. P. 99–113.
  44. Greinert J., Derkachev A. Glendonites and methane-derived Mg-calcites in the Sea of Okhotsk, Eastern Siberia: Implications of a venting-related ikaite/glendonite formation // *Mar. Geol.* 2004. V. 204, N 1–2. P. 129–144.
  45. Haq B.U. Climate impact of natural gas hydrate // *Natural Gas Hydrate in Oceanic and Permafrost Environments.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 2000. P. 137–148.
  46. Hovland M., Talbot M.R., Qvale H. et al. Methane-related carbonate cements in pockmarks of the North Sea // *J. Sediment. Petrol.* 1987. V. 57. P. 881–892.
  47. Hyndman, R.D., Davis, E.E. A mechanism for the formation of methane hydrate and seafloor bottom-simulating reflectors by rapid fluid expulsion // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97 (B5). P. 7025–7041.
  48. Jin Y.K., Obzhairov A., Mazurenko L.L. et al. 2005 CHAOS Expedition on the Hydrate-Bearing Structures within the Sea of Okhotsk // *Gas Hydrates for the Future Energy and Environment.* Kitami, Japan, 2007. ISBN 978-4-903845-00-5. P. 45–47.
  49. Judd A.G., Hovland M. The evidence of shallow gas in marine sediments // *Continental Shelf Res.* 1992. V. 12, N 10. P. 1081–1095.
  50. Krylov A., Mazurenko L., Hachikubo A. et al. Sediments and Authigenic Carbonates Related to Gas Hydrates in the Sea of Okhotsk: First Results from the CHAOS 2005 Expedition // *Gas Hydrates for the Future Energy and Environment.* Kitami, Japan, 2007. ISBN 978-4-903845-00-5. P. 49–54.
  51. Kulm L.D., Suess E. Relationship between carbonate deposits and fluid venting: Oregon accretionary prism // *J. Geoph. Res.* 1990. V. 95. P. 8899–8915.
  52. Kvenvolden K.A. Gas Hydrates and Humans // *Gas Hydrates: Challenges for the Future.* Ann. N.Y. Acad. Sci. 2000. V. 912. P. 17–22.
  53. Lee M.W., Hutchinson D.R., Agena W.F. et al. Seismic character of gas hydrates on the southeastern U.S. continental margin // *Mar. Geophys. Res.* 1994. V. 16. P. 163–184.
  54. Lüdmann T., Baranov B., Karp B. Seismo-stratigraphic Research off Northern Sakhalin and in the Derugin Basin // *Cruise Report: KOMEX VII. R/V ‘Professor Gagarinsky’, Cruise 32, Kiel, 2002, GEOMAR Report 105.* P. 1–40.
  55. Lüdmann T., Wong H.K. Characteristics of gas hydrate occurrences associated with mud diapirism and gas escape structures in the northwestern Sea of Okhotsk // *Mar. Geol.* 2003. V. 201. P. 269–286.
  56. Mazurenko L.L., Soloviev V.A., Matveeva T.V. et al. Gas Hydrate Studies in the CHAOS Project // *Gas Hydrates for the Future Energy and Environment.* Kitami, Japan, 2007. ISBN 978-4-903845-00-5. P. 3–9.
  57. Naehr T.H., Rodriguez N.M., Bohrmann G. et al. Methane-derived authigenic carbonates associated with gas hydrate decomposition and fluid venting above the Blake Ridge Diapir // *Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* 2000. V. 164. P. 285–300.



58. Niemann H., M. Elvert M. Hovland B. Orcutt et al. Methane emission and consumption at a North Sea gas seep (Tommeliten area) // *Biogeosci. Discuss.* 2005. N 2. P. 1197–1241.
59. Nikolaeva N.A., Derkachev A.N., Obzhairov A.I. Lithological, mineral and geochemical indicators of both methane emanations and associated gas hydrates in the sediments of Sakhalin north-eastern slope // *Abstracts of AOGS 5<sup>th</sup> Ann. Gen. Meeting*, Busan, Korea, June 16 to 20, 2008.
60. Paull C.K., Chanton J.P., Neumann A.C. et al. Indicators of methane-derived carbonates and chemosynthetic organic carbon deposits: examples from the Florida escarpment // *Chemosynthesis: Geological Processes and Products. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, 1992. P. 361–375.
61. Paull K.Ch., Ussler III W., Dallimore S.R. et al. Origin of pingo-like features on the Beaufort Sea shelf and their possible relationship to decomposing methane gas hydrates // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34, N 1. P. L01603 (5 ps.).
62. Ritger S., Carson B., Suess E. Methane-derived authigenic carbonates formed by subduction-induced pore-water expulsion along the Oregon/Washington margin // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1987. V. 98. P. 147–156.
63. Roberts H.H., Aharon P. Hydrocarbon-derived carbonate buildups of the northern Gulf of Mexico continental slope: A review of submersible investigations // *Geo-Mar. Lett.* 1994. V. 14. P. 135–148.
64. Sakai H., Gamo T., Ogawa Y. et al. Stable isotopic ratios and origins of the carbonates associated with cold seepage at the eastern Nankai Trough // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 109. P. 391–404.
65. Savard M.M., Beauchamp B., Veizer J. Significance of aragonite cements around Cretaceous marine methane seeps // *J. Sediment. Res.* 1996. V. 66/3. P. 430–438.
66. Seliverstov N.I., Torokhov P.V., Egorov Yu.O. et al. Active seeps and carbonates from the Kamchatsky Gulf (East Kamchatka) // *Bull. Geol. Soc. Denmark.* 1994. V. 41. P. 50–54.
67. Shakirov R., Obzhairov A., Suess E. et al. Mud volcanoes and gas vents in the Okhotsk Sea area // *Geo-Mar. Lett.* 2004. V. 24. P. 140–149.
68. Sorochinskaya A.V., Nikolaeva N.A., Obzhairov A.I. Authigenic mineral formation in mud volcanoes of Sakhalin Island // *Minerals of the Ocean-4: Abstracts of the Intern. Conf. VNIOkeangeologia*, St. Petersburg, 12–15 May, 2008.
69. Stadnitskaia A., Ivanov M.K., Blinova V.N. et al. Molecular and carbon isotopic variability of hydrocarbon gases from mud volcanoes in the Gulf of Cadiz, NE Atlantic // *Marine and Petrol. Geol.* 2006. V. 23. P. 281–296.
70. Stakes D.S., Orange D., Paduan J.B. et al. Cold-seeps and authigenic carbonate formation in Monterey Bay, California // *Mar. Geol.* 1999. V. 159. P. 93–109.
71. Suess E., Bohrmann G., Von Huene R. et al. Fluid venting in the eastern Aleutian subduction zone // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103, N B2. P. 2597–2614.
72. Suess E., Torres M.E., Bohrmann, G. et al. Gas hydrate destabilization: enhanced dewatering, benthic material turnover and large methane plumes at the Cascadia convergent margin // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 170. P. 1–15.
73. Teichert B.M.A., Gussone N., Eisenhauer A., Bohrmann G. Clathrites: Archives of near-seafloor pore-fluid evolution ( $\delta^{44/40}\text{Ca}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) in gas hydrate environments // *Geology.* 2005. V. 33, N 3. P. 213–216.
74. Von Rad U., Rasch H., Berner U., Geyh M., Marchig V., Schulz H. Authigenic carbonates derived from oxidized methane vented from the Makran accretionary prism off Pakistan // *Mar. Geol.* 1996. V. 136. P. 55–77.
75. Whiticar M.J., Suess E. The cold carbonate connection between Mono Lake, California and Bransfield Strait, Antarctic // *Aquatic Geochem.* 1998. N 4. P. 429–454.
76. Wong H.K. TP7: Sedimentationsprozesse und strukturgeologische Entwicklung des Okhotskischen Meeres // *KOMEX-Zwischenbericht*, Kiel, 1999. P. 114–143.
77. Wong H.K., Lüdman T., Baranov B.V. et al. Bottom current-controlled sedimentation and mass wasting in the northwestern Sea of Sakhalin // *Mar. Geol.* 2003. V. 201. P. 287–305.

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

*N.A. Nikolayeva, A.N. Derkachev, A.I. Obzhairov*

### **Characteristic features of manifestations of gas-fluid emanations on the north-eastern slope of Sakhalin Island (Sea of Okhotsk)**

Manifestations of cold methane seeps, gas hydrates and carbonate concretions are investigated within the north-eastern Sakhalin slope. Data on isotopic composition of carbon from methane, carbonate concretions and crust have shown that methane has mainly biogenic origin due to microbial reworking of the immature organic matter. Gas composition (including gas of gas hydrates) with a very small admixture of heavy methane homologues, light isotopic composition of carbon from methane and carbonate concretions, low temperature of near-bottom waters and sediments testify to the fact that the manifestations of numerous methane emanations are connected with gas generation within the upper part of the sedimentary rock series. The indicators of formation depth of gas have not been established on the investigated floor area. Typical mud volcano structures have not been recognized either.

**Key words:** cold seeps, gas hydrates, methane flows, carbonate concretions, Sea of Okhotsk.

**О СОСТАВЕ И ВОЗРАСТЕ АРГИЛЛИТОВОЙ ТОЛЩИ  
(ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ МАТЕРИКОВОГО СКЛОНА ЯПОНСКОГО МОРЯ)**

***Н.Г. Ващенко, М.Т. Горвая, А.В. Можеровский***

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

Поступила в редакцию 28 апреля 2008 г.

Проведено комплексное (петрографический, спорово-пыльцевой и рентгеноструктурный анализы) изучение пород аргиллитовой толщи, залегающей в основании осадочного чехла на материковом склоне Японского моря. Из аргиллитов выделены два спорово-пыльцевых комплекса – позднеолигоценый, отражающий похолодание, и раннемиоценовый, соответствующий потеплению климата, начавшемуся в миоцене. Полученные данные свидетельствуют о том, что толща сложена терригенными алевроглинистыми породами, которые накапливались при спокойном гидродинамическом режиме, низких скоростях осадконакопления в условиях прибрежно-морского мелководья. Глобальное повышение уровня моря, произошедшее на рубеже раннего и среднего миоцена, наряду с тектоническими процессами в регионе привели к расширению и углублению морского бассейна. В результате аргиллитовая толща была перекрыта мощными диатомово-глинистыми отложениями среднего миоцена. Тектонические подвижки по уже существовавшим разломам в конце позднего миоцена вывели в ряде мест на поверхность dna породы аргиллитовой толщи, ранее залегавшие на глубинах не менее 400–500 м.

**Ключевые слова:** олигоцен, миоцен, палинофлора, аргиллиты, глинистые минералы, Японское море.

**ВВЕДЕНИЕ**

Японское море является одним из окраинных морей, расположенных в зоне сочленения Азиатского материка и Тихого океана. При решении проблемы происхождения и эволюции окраинных морей большое значение имеет установление возраста и условий образования самых нижних горизонтов осадочного чехла. На акватории Японского моря пробурено 10 скважин по международным программам глубоководного бурения [35, 39, 40]. В результате анализа полученных данных сделан вывод, что Японское море начало образовываться около 32 млн лет назад (начало олигоцена), а основной спринг происходил 28–18 млн лет назад (поздний олигоцен–ранний миоцен) [34]. В кернах скважин кремнистый микропланктон, который служит основой датирования осадков и восстановления палеоусловий, обнаружен лишь в верхних частях разрезов, имеющих позднемиоцен-голоценовый возраст. Ниже из-за трансформации опала в кристобалит ни диатомеи, ни радиолярии не сохранились, а редкие фораминиферы и нанофоссилии обнаружены только в отдельных прослоях. Таким образом, нижний интервал

разреза палеонтологически охарактеризован слабо. Лишь в скважине 797 установлены нанофоссилии и фораминиферы конца раннего–среднего миоцена и раннемиоценовый спорово-пыльцевой комплекс NP-1 [31, 41].

В осадочных породах, обнажающихся на крутых уступах материкового склона Приморья, кремнистые микроископаемые сохранились лучше [27], что позволяет успешно использовать их для датирования пород ранне-, среднемиоценового возраста [7, 32]. Однако в нижней части осадочного чехла установлены осадочные породы (аргиллиты, алевроаргиллиты), не содержащие микроорганизмов. Эти породы были объединены в аргиллитовую толщу, предположительно палеоген-раннемиоценового возраста [20]. В породах аргиллитовой толщи обнаружены лишь споры и пыльца. В русско-японской монографии [32] приводится спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из аргиллитов. И хотя комплекс сопоставляется только с раннемиоценовыми палинокомплексами Приморья, возраст аргиллитовой толщи определяется как поздний олигоцен–ранний миоцен. Нами получены новые данные по спорам и пыльце из пород

аргиллитовой толщи. Они и легли в основу данной статьи.

#### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Проведено повторное и дополнительное изучение образцов пород, поднятых при драгировании материкового склона Приморья и хранящихся в Тихоокеанском океанологическом институте им. В.И. Ильичева ДВО РАН. Аргиллиты и алевроаргиллиты установлены на 14 станциях (табл. 1) в пределах полигонов 2 и 22 (рис. 1). Из всех образцов были отобраны пробы на спорово-пыльцевой анализ. Подготовка образцов для спорово-пыльцевого анализа проводилась по общепринятой мацерационной методике лаборатории палинологии ВСЕГЕИ с применением тяжелой кадмиевой жидкости [19]. Для количественной характеристики спорово-пыльцевых спектров использовались цифровые показатели Е.П. Бойцовой [4]. Доминанты: преобладающие – 40 %, обильны – 20 %; субдоминанты: много – от 10 до 20 %, значительно – от 5 до 10 %; сопутствующие: мало – от 2 до 5 %, единично – менее 2 %. Обломочный материал изучался в шлифах под поляризационным микроскопом Amplival. Состав глинистого вещества определялся рентгеноструктурным анализом на дифрактометре “Дрон-2.0” [13]. Приведенные химические и минералогические анализы выполнены в Центральной лаборатории Федерального государственного унитарного геологического предприятия (ранее ПО “Приморгеология”) по стандартным методикам.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Аргиллитовая толща залегает в основании осадочного чехла на континентальном склоне залива Петра Великого, ее максимальная мощность оценивается в 150–200 м [7, 32]. Породы толщи были впервые подняты в 21 рейсе НИС “Первенец” (1974 год, начальник рейса И.К. Пушин, научный руководитель И.И. Берсенев) при драгировании крутых склонов подводных долин на полигоне 22 (рис. 1). Сразу же при описании пород было обращено внимание на их более высокую степень литификации и существенно глинистый состав – породы были названы аргиллитами. Последующее исследование показало, что породы не содержат остатков микроорганизмов и являются терригенными с небольшой примесью пирокластиков. Первое описание пород аргиллитовой толщи на полигоне 22 приведено в статье И.К. Пушина с соавторами [20].

Позже породы аргиллитовой толщи были установлены западнее в пределах полигона 2 (рис. 1).

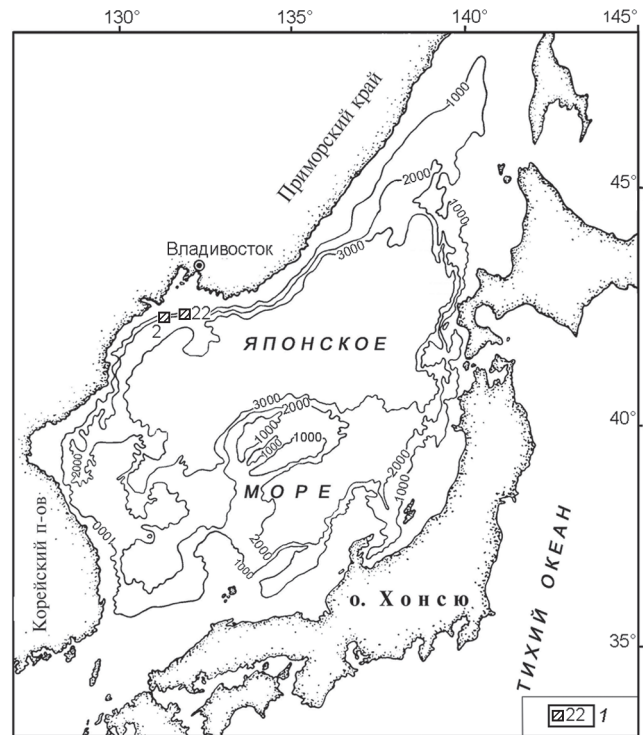


Рис. 1. Местоположение изученных полигонов.

1 – полигон и его номер.

Разброс станций по глубине на полигонах довольно значительный (от 900 до 1900 м), даже в пределах склона одной долины составляет более 500 м. Каменный материал, поднятый драгой, получен в основном в средней части подводных долин, нижняя часть долин заилена, и каменный материал получить не удалось.

Базальным горизонтом толщи, вероятно, являются конгломераты и конглобрекции, переходящие в гравелистые песчаники, поднятые на нескольких станциях в виде небольших обломков. К сожалению, образцы этих пород не сохранились, и мы можем лишь привести данные предыдущих исследований [20, 32]. Конглобрекции – серые и темно-серые породы, состоящие из сантиметровых угловатых и полуокатанных обломков (40–70 %) докайнозойских песчаников, алевролитов, гранитов и эффузивов среднего и основного состава. В грубообломочной фракции резко преобладают те породы, которые в данном месте слагают фундамент (позднемеловые граниты на станции 1126 и ороговикованные алевролиты на станциях 1132, 1135). Заполнителем является разнотельный полимиктовый песчаник. Мощность базального горизонта, вероятно, измеряется первыми метрами.

Таблица 1. Каталог изученных образцов аргиллитовой толщи.

№ ст.	широта	долгота	интервал, м	обр.	название породы	СПК
Полигон 2						
1081	42° 20.6'	131° 19.5'	1040–1000	1081-1a	аргиллит	2
1089	42° 20.7'	131° 20.1'	910–870	1089-4	аргиллит	2
				1089-4a	аргиллит	2
1095	42° 20.5'	131° 19.6'	1050–900	1095	аргиллит	2
				1095-1	аргиллит	
				1095-2	песчаник гравийный	
Полигон 22						
1076	42° 21.8'	131° 46.0'	1930–1850	1076-3	аргиллит	
1099	42° 22.8'	131° 45.5'	1620–1550	1099	аргиллит	2
				1099a	аргиллит алевритистый	2
				1099-1	алевроаргиллит песчанистый	1
				1099-1г	алевроаргиллит	1
1100	42° 23.3'	131° 45.2'	1550–1470	1100б	аргиллит	1
				1100-1	аргиллит	1
1101	42° 23.5'	131° 44.7'	1350–1300	1101	гравелит	
				1101-1	аргиллит алевритистый	1
1103	42° 23.5'	131° 44.5'	1240–1170	1103	аргиллит	
1126	42° 23.0'	131° 52.7'	1580–1500	1126	алевроаргиллит	1
				1126-1	аргиллит	1
1128	42° 23.7'	131° 54.8'	1200–1100	1128-3	аргиллит	
1132	42° 23.2'	131° 54.9'	1420–1350	1132	алевроаргиллит	1
				1132-1	алевроаргиллит	
				1132-2	аргиллит	1
1135	42° 23.7'	131° 54.7'	1140–1100	1135б	аргиллит	
1136	42° 23.8'	131° 54.6'	1000–900	1136-4	алевроаргиллит	
1137	42° 23.9'	131° 54.7'	1100–1040	1137-3	аргиллит алевритистый	
				1137-4	аргиллит	1
				1137-5	глина опоконидная	2

На полигоне 2 установлены песчаники (обр. 1095-2, 1089) зеленовато-серые, плохо сортированные, гравийные, с редкой плохо и средне окатанной мелкой (до 2–3 см) галькой. Песчаники средnezернистые, полимиктовые, массивные, средней степени литификации (цемент осыпается и сглаживается сверху под давлением пальцев, но разломать руками не просто, необходим какой-нибудь инструмент – хотя бы нож). В составе зерен алевритовой и мелкопесчаной фракций преобладает кварц и интенсивно пелитизированный калиевый полевой шпат, реже встречаются плагиоклаз и гидратизированный биотит. Более крупные зерна представлены в основном обломками кварц-серицитовых и хлорит-серицитовых сланцев, эффузивов среднего и кислого состава. Цемент глинистый, базального типа. Органических остатков не обнаружено. Песчаники, как и конглобрекчии, по всей видимости, относятся к базальному горизонту аргиллитовой толщи, залегающей с резким угловым и стратиграфическим несогласием на размытой поверхности докайнозойского фундамента.

Основная часть толщи состоит из аргиллитов и алевроаргиллитов. Это серые, темно-серые, зеленовато-серые породы, в некоторых образцах имеют бу-

роватый оттенок на выветренной поверхности, бурые пятна по трещинам и на стенках ходов илоедов (гидроксиды железа). Породы плотные, массивные, с полураковистым изломом, в воде практически не размокают. Встречается скорлуповатая и прямоугольная отдельность. В отдельных глыбах аргиллиты интенсивно катаклазированы, некоторые трещинки выполнены мелкозернистыми агрегатами сульфидов, наблюдаются зеркала скольжения. В составе аргиллитов преобладают частицы менее 0.01 мм. Обломочные зерна алевритовой и мелкопесчаной размерности составляют от 15 % в аргиллитах до 40–50 % в алевроаргиллитах. В их составе преобладает кварц и пелитизированные полевые шпаты, меньше гидратизированного биотита (бурые и зелено-бурые чешуйчатые зерна с размытыми краями, осветленные по краям), а также присутствуют обломки измененных эффузивов, сланцев, кремнистых пород, алевролитов. В незначительных количествах отмечается примесь вулканокластического материала, представленного серповидными осколками кварца, остроугольными обломками свежего кислого и среднего плагиоклаза и хлоритизированного стекла. Основная пелитовая часть породы сложена глинистым веществом с



примесь тонкообломочного кварца и полевых шпатов. В основной массе содержится мелко распыленная рудная пыль (?), обугленный растительный детрит. По данным минералогического анализа, в тяжелой фракции аргиллитов резко преобладает марказит (87.7 %), а в легкой фракции – слюдисто-глинистые обломки (44.6 %), кварц (29.7 %) и полевые шпаты (20 %). Кроме того, встречен глауконит (петрографическое определение), единичные зерна вулканического стекла и углистый детрит. Описанные аргиллиты практически не содержат морских организмов. Лишь в отдельных образцах встречаются единичные радиолярии плохой сохранности. Зато в большом количестве присутствуют обугленные растительные остатки и микроглобули марказита.

По данным рентгеноструктурного анализа (табл. 2), основным глинистым минералом в аргиллитах является смектит (до 80–90 %). Смешанно-слоистый минерал смектит-гидрослюда присутствует в малых количествах (5–10 %). Гидрослюда и хлорит, а также кварц и плагиоклаз (вероятно, обломочного происхождения) находятся в виде примеси и в сумме не превышают 10–15 %. В отдельных образцах установлен кристобалит, который находится на начальной стадии образования.

Силикатный анализ аргиллитов (табл. 3) показал, что по содержанию и соотношению кремнезема и алюминия состав глины ближе всего к монтмориллониту (смектиту). Однако низкое содержание магния и натрия и более высокое, чем в монтмориллонитах, содержание железа и калия говорят о присутствии гидрослюда. Это подтверждается данными рентгеноструктурного анализа. Повышенное значение коэффициента  $K_2O/Na_2O$  традиционно связывают с обогащением гидрослюдами [10], но это может быть связано и с другими причинами, в частности с присутствием в пелитовой фракции тонкораздробленных калиевых полевых шпатов.

Надо отметить, что термин “аргиллиты” применим к данным породам с некоторой долей условности. Они настолько резко отличаются по своей плотности от диатомово-глинистых неогеновых пород, что сразу же был предположен их более древний возраст и они были названы аргиллитами. При более детальном изучении видно, что породы аргиллитовой толщи еще не достигли достаточной для аргиллитов степени уплотнения, и их правильнее было бы называть уплотненными глинами. Плотность аргиллитов – 1.90–2.65 г/см<sup>3</sup>, уплотненных глин – 1.35–1.90 г/см<sup>3</sup> [16], а изученных пород – 1.79–1.84 г/см<sup>3</sup>. Кроме того, гранулометрический состав изученных пород не совсем соответствует

глинам. Они содержат значительное количество алевритовых фракций, а в ряде образцов количество пелитовых фракций (< 0.01 мм) составляет 40–65 %, что соответствует алевритистым пелитам и пелитовым миктитам [24], то есть широко распространенным в современных морях и океанах алевропелитовым илам. В англоязычной геологической литературе такие породы называют “mudstone”, а в русской литературе соответствующего термина нет. В нашем исследовании важно показать, что это уже не глина, а порода, прошедшая процесс уплотнения при погружении, поэтому мы оставляем названия – аргиллит и алевроаргиллит.

Из пород аргиллитовой толщи выделено два спорово-пыльцевых комплекса (СПК). СПК-1, установленный в 10 образцах (табл. 4), характеризуется доминированием голосеменных (54.7–80.2 %). В их составе преобладают сосновые. В основном это различные виды ели (*Picea* sect. *Eupicea*, *Picea* sp., *Picea* sp. 1 (*gigantea*)) и сосны (*Pinus* s/g *Haploxyylon*, *P.* s/g *Diploxyylon*, *Pinus* sp. 1 (*minima*)) при незначительном участии тсуги (*Tsuga saueriae* Brutm., *T. parva*. Brutm., *Tsuga* spp.) и единичных *Cedrus*, *Abies*, *Larix*. Ногоплодниковые представлены единичными *Podocarpus kazakhstanica* Zakl., *P. totara* D. Don., *P. gigantea* Zakl. Таксодиевые (*Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Sequoia*), как правило, входят в группу сопутствующих, но в отдельных спектрах они составляют значительный процент. В составе покрытосеменных (16.3–42.2 %) наиболее многочисленны и разнообразно представлены ореховые (*Carya* spp, *Juglans* – значительно, *Pterocarya* и *Platycarya* – единично, *Cyclocarya* – спорадически); значительное количество ильма (*Ulmus*), меньше бука (*Fagus*) и *Tilia* (2 вида). Малочисленны (до 5 %) *Betula* и *Alnus*, единичны *Corylus*, *Carpinus*, *Acer*, *Quercus* (вечнозеленный и листопадный), *Castanea*, *Castanopsis*, *Pasania*, *Ilex*, *Comptonia*, *Elaeagnus*, *Liquidambar*, *Ericales*, *Jussiaena*, *Hamamelis* и *Trapa comitantiboreales* Brutm. (обитатель пресных водоемов). Споровые представлены очень бедно как в количественном отношении (1.2–5.5 %), так и по составу. Постоянно встречаются споры папоротников сем. *Polypodiaceae*, спорадически и единично – *Osmunda*, *Lycopodium*, *Leiotriletes*, *Cyathea*, *Lygodium japoniciforme* Iv.

Таким образом, характерными особенностями описанного СПК-1 являются:

1. Доминирование голосеменных, главным образом, ели и сосны.
2. Присутствие крупных пыльцевых зерен *Picea* sp. 1 (*gigantea*) с мелкой сеткой на воздушных мешках и продольными складками на теле зерна, *Pinus*

Таблица 2. Содержание минералов по данным рентгеноструктурного анализа.

№п/п	№ обр.	сметит	смешаннослойный	гидрослюда	хлорит	кристаллит	кварц	плагиоклаз	аморф. фаза
1	1076-3	xxx		x	x	xx	xx	x	xx
2	1081-1a	xxx	x	x	x	xx	xx	x	xx
3	1089-4	xxx	x	x	x		xx	x	x
4	1089-4a	xxx	x	x	x		xx	x	x
5	1095	xxx	x	x	x	xx	xx	x	x
6	1099-1	xxx	x	x	x		xx	x	x
7	1100б	xxx	x	x	x		xx		x
8	1100-1	xxx	x	x	x		xx	x	x
9	1101-1	xxx		x	x		xx	x	
10	1103	xxx	x	x	x		xx	x	x
11	1128-3	xxx		x	x	xx	xx	x	xx
12	1132-2	xxx		x	x	xx	xx	x	xx

Примечание. xxx – преобладает в смеси, xx – присутствует примерно в равных количествах, x – присутствует в виде примеси.

Таблица 3. Химический состав аргиллитов (%).

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	ппп	Сумма
1126	61.38	0.48	17.09	5.77	1.21	0.050	1.14	0.67	0.43	2.34	7.76	1.67	99.99
1137-3	58.35	0.53	15.16	5.05	1.49	0.044	1.75	0.15	0.43	1.90	10.00	5.15	100.00

sp. 1 (*minima*), *Podocarpus totara* и *P. gigantea* Zakl., характерных для олигоценовых отложений Приморья и острова Сахалин [17, 23].

3. Разнообразие ореховых и буковых.

4. Присутствие единичных палеогеновых таксонов: *Hamamelis*, *Corylopsis*, мелкой пыльцы *Quercus* и формального рода *Triatriopollenites*.

5. Отсутствие характерных для эоцена таксонов: *Ulmoideipites*, *Tricolporopollenites*, *Triatriopollenites*, *Anacolosidites* и др.

По соотношению пыльцы голосеменных, покрытосеменных и спор, а также по общему таксономическому составу СПК-1 аргиллитовой толщи сопоставляется со СПК-2, установленным Т.И. Петренко в разрезе скважины 9035-Д (слои 4-5) Павловского угольного поля и датируемым олигоценом, исключая самые ранние его этапы [18]. Различия сравнимых комплексов заключается, главным образом, в более высоком содержании в комплексе Павловского угольного поля пыльцы *Betula*, сем. *Taxodiaceae* и сем. *Rosaceae*. По общему таксономическому составу, обилию сосновых, значительному количеству ильма, разнообразию ореховых, присутствию *Podocarpus gigantea*, крупных пыльцевых зерен ели и палеогеновых таксонов установленный нами СПК-1 сопоставляется со СПК из верхних горизонтов надежинской свиты (олигоцен) Супутинского и Хасанского районов Южного Приморья [1, 21, 23] и центрально-тамлевским палинокомплексом (олигоцен-ранний миоцен) о. Сахалин [5, 17, 22, 30].

Приведенный состав палинофлоры в целом соответствует олигоценовому этапу развития флоры

Дальнего Востока. Но, как отмечает Л. А. Баскакова [2], для раннего олигоцена характерно доминирование и разнообразие хвойных (сосновых и таксодиевых) при заметном участии эоценовых таксонов. В описанном нами комплексе, при явном доминировании сосновых, наблюдается незначительное участие таксодиевых и отсутствие характерных для эоцена таксонов. Кроме того, отмечается заметное участие сережкоцветных (ореховых и буковых), характерных для расцвета тургайской флоры, имевшего место на Дальнем Востоке в середине олигоцена [2, 15]. На основании этих данных и проведенных сопоставлений можно считать, что описанный СПК-1 имеет позднеолигоценовый возраст.

Палинологические данные говорят о распространении в районе седиментации лесного типа растительности. Леса были хвойными, хвойно-широколиственными. В состав основных лесообразующих пород входили ель, сосна, тсуга, орех, гикари, ильм, бук. Экологические особенности таксонов (долинные – таксодий, ильм, лапина, ольха; склоновые – ель, разнообразные ореховые, ильм, липа, березы и др.; высокогорные – сосна, тсуга, ногоплодник, кедр, пихта, березовые; гидрофиты – водяной орех), входящих в состав палинофлоры, свидетельствуют о расчлененном рельефе прибрежной суши. Присутствие в СПК-1 водяного ореха указывает на наличие вблизи бассейна седиментации пресных, медленно текущих или почти стоячих водоемов. Климат был умеренным и влажным.

Второй СПК (СПК-2), установленный в 6 образцах (табл. 4), отличается от СПК-1 доминирова-

Таблица 4. Таксономический состав палинофлоры из отложений аргиллитовой толщи (%).

Таксоны \ № образца	С П К - 1										С П К - 2						
	1099-1	1099-1Т	1100б	1100-1	1101-1	1126	1126-1	1132	1132-2	1137-4	1081-1а	1089-4	1089-4а	1095	1099	1099а	1137-5
<i>Sphagnum</i>	0.4										0.4					0.4	
<i>Dicksonia</i>	0.4			0.4			0.7									0.4	
<i>Cyathea</i>		0.3	0.4		0.3											0.4	
<i>Lycopodium</i>						1.3		0.7	0.3	0.7							
Polypodiaceae	2.6	0.7	1.5	3.6	0.7	1.9	1.4	1	0.6	0.4	0.4	0.4	0.4	3.7	3.8	0.8	
<i>Osmunda</i>	0.8			0.7	0.7	0.3	0.7	0.3	0.3	0.7		0.4	0.4	0.8	1	0.8	0.8
<i>Lygodium japoniciforme</i> Iv.	0.4	0.7	0.4	0.4			0.9										
<i>Leiotriletes</i>				0.4			0.3					0.4		0.4	0.3		
<i>Ephedra</i>			0.4					0.3									
<i>Podocarpus</i> spp. (в их числе <i>P. totara</i> u <i>P. gigantea</i> Zakl.)	0.4	1.3	2	0.8	0.9	1.3	1.4	1.4	0.7		0.4	0.7	0.7	0.8	0.3		
<i>Abies</i>	0.4	1	1.8		1.4	1.3	1	4.8		1.4	1.5	0.4	0.7		0.7		0.4
<i>Tsuga</i> spp.	1.9	3.5	8.2	13.3	8.3	21.1	7.2	21.5	12.1	3.6	6.3	8.8	2.6	6.8	1	1.5	5.5
<i>Picea</i> spp. (в их числе <i>P. sp. 1</i> ( <i>gigantea</i> ))	5.2	8.4	19.2	11.8	14.5	18.2	20.6	20.1	15	14.3	11.1	14.1	9.5	8	12	14.5	3.2
<i>Picea</i> sect. <i>Eupicea</i>	4.9	2.5	8.3	2.6	3.8	5.1	6.9	6.8	9.6	1.4	0.7	3.8	7.3	5.3	3	2.3	4.4
<i>Picea</i> sect. <i>Omorica</i>	0.4		1.3	1.4	0.3							0.8		0.4		1.5	0.8
<i>Larix</i>	0.8		0.4	1.8	0.7	0.9	0.3	4.8	1	3.6	0.4	1.2	1.1	2.3	1	0.8	0.8
<i>Cedrus</i>		0.3	0.4		0.3	0.3											
Pinaceae	2.6				3.1	6.4	6			7					6		5.5
<i>Pinus</i> spp. (в их числе <i>P. sp.1 minima</i> )	24.2	22.7	14.7	12.5	7.9	11.5	19.9	4.1	5.7	19.2	13.3	9.9	11.4	9.5	8	9.2	13.9
<i>Pinus</i> s/g <i>Haploxyton</i>	9.4	7.7	0.7	1.8	4.8	3.2	1	3.8	1.6	1.4	2.2	3.1	1.1	4.2	7	3.4	1.9
<i>Pinus</i> s/g <i>Diploxyton</i>	14.2	8.4	1.1	2.9	9.6	6.9	3.8	1.9	12.9	2.2	3.8	2.6	3.8	0.6	1.2	2	
Taxodiaceae	0.4	0.3		2.9	9.7	1.3	1	3.4	14	3.6	3.7	3.8	1.1		1	0.8	
<i>Taxodium</i>			2.2											3.8			
<i>Glyptostrobus</i>			0.7	1.8	2.1		0.7	1.4	0.6		0.7			0.4		0.8	
<i>Sciadopitys</i>	0.4																
Cupressaceae				1.1	0.7		0.7	0.3		0.4		0.8	1.1	0.8		1.5	1.2
<i>Sparganium</i>		0.3	0.4														
<i>Hamamelis</i>	0.4	0.3	0.4	0.8	0.3									0.4			
<i>Fothergilla</i>		0.3		0.4													
<i>Corylopis</i>	0.4		0.4	0.4													
<i>Liquidambar</i>	0.4	1	0.4	0.4	0.7	0.6	1.4		0.3	0.4		0.4	0.4		1		0.4
<i>Comptonia</i>											0.4				0.3		

Таблица 4. (Продолжение).

Таксоны \ № образца	С П К - 1										С П К - 2						
	1099-1	1099-1Г	1100б	1100-1	1101-1	1126	1126-1	1132	1132-2	1137-4	1081-1a	1089-4	1089-4a	1095a	1099	1099a	1137-5
<i>Eucommia</i>		0.3	0.4	0.4													
<i>Ulmus</i>	7.1	9.1	4	4.6	6.8	5.1	4.8	4.5	6.7	7	5.2	5	8.7	4.6	6.7	7.6	11.5
<i>Zelkova</i>															5		
<i>Celtis</i>		0,3															
<i>Fagus spp.</i>	2.5	4.2	4	4.3	3.8	0.9	5.9	5.1	15.9		28.2	19	20.5	19	7.3	11.9	27.4
<i>Castanea</i>		1	1.7	1.8	1.4	1.3	0.3	2.1	1		3.7	3	1.8	1.9	3.7	1.5	0.8
<i>Castanopsis</i>			0.4							0.8					0.3		0.8
<i>Pasania</i>			1.5	1.4						0.4		0.4	0.7	0.4		1.5	
<i>Quercus</i>	0.4	1.7	0.4	0.7	2.1	0.3	0.7	1	3.5	2.1	1.4	1.5	2.6	4.6	1	0.8	1.2
<i>Betula</i>	0.4	4.2	1.8	1.5	1.4	0.6	0.7	0.3	1.3	1.4	2.1	6.1	3.7	0.8	0.6	0.4	0.4
<i>Alnus</i>	0.4	1	0.4	1.4	1.7	0.6	0.7	1	1	0.7	1.1	1.5	0.7	1.1	2	2.7	0.4
<i>Carpinus</i>	0.8	0.7	0.4			0.3	0.7		0.3		0.4	0.4	1.1	0.8	1	1.9	0.4
<i>Corylus</i>		1	0.4							0.4	0.4		1.1	0.4		0.4	
<i>Myrica</i>	0.8		0.7		0.3				0.6			0.4			0.6		
<i>Juglans</i>	6.7	4.3	4.7	7.1	7	1.9	3.8	1.7	2.2	3.6	5.4	3.8	8.1	6.1	3.1	12.6	2.4
<i>Pterocarya</i>		1.7	0.4	0.7	0.7						0.4	1.5		0.8	7.3	0.8	
<i>Platycarya</i>	0.4	0.3	1.1	0.7	0.3					0.4			1.1	0.3	0.4		
<i>Carya spp.</i>	6.7	3.5	6.4	8.6	3.5	1.9	2.7	2.1	1.6	7.6	3.7	2.3	8.1	9.1	10.7	7.6	9.5
<i>Cyclocarya</i>											0.4					0.8	
<i>Ericales</i>	0.4		0.4		0.3	0.9				1.7	0.7	0.8	0.7	0.8	0.3	0.8	0.8
<i>Tilia spp</i>	1.5	4.2	1.8	2.5	4.8			0.7	0.6		2.2	0.8	0.7	0.8	2.7	2.7	0.8
<i>Jussiaena</i>	0.4	0.3	0.4	0.4	0.7									0.4			
<i>Trapa comitantiborealis</i> Brutm.		0.3	0.4		0.3							0.4			0.3		0.4
<i>Acer</i>								0.3									
<i>Nyssa</i>	0.4	0.3	0.4	0.4				0.3							0.3		
Oleaceae			0.4		0.3	1.3				0.7							0.4
<i>Elaeagnus</i>	0.4	0.3	0.4	0.4	0.7			1	0.3	0.4		0.4					
<i>Parthenocissus</i>	0.4	0.3			0.7											0.4	0.4
<i>Ilex</i>		0.3	0.4		0.3				0.3	0.4	0.4			0.4		0.4	0.8
трёхборозднопоровые	0.4	0.7	0.8	0.4	0.7	0.6	0.7	0.7			0.4				1.5		
<i>Triatriopollenites</i>	0.4	0.3	0.8	0.4	1.1		0.7	0.7	0.7	1.4							
Голосеменные	64.1	56.1	61.4	54.7	58.5	80.2	73.6	76.5	62.2	68.8	42.9	51.1	39.2	46.1	40.6	37.4	39.6
Покрытосеменные	31.5	42.2	36.5	39.7	39.9	16.3	23.1	21.5	36.6	29.4	56.3	47.7	60	52.4	54.5	56.7	58.8
Споровые	4.6	1.7	2.3	5.5	1.7	3.5	3.3	2	1.2	1.8	0.8	1.2	0.8	1.6	5	5.8	1.6

О составе и возрасте аргиллитовой толщи



нием покрытосеменных (47.7–60%). В их составе обильно представлен *Fagus*, субдоминантны *Carya*, *Juglans*, *Ulmus*. В группу сопутствующих входят малочисленные, но разнообразные березовые (*Betula*, *Alnus*, *Carpinus*, *Corylus*), буковые (*Castanea*, *Quercus*, *Pasania*), ореховые (*Pterocarya*, *Platycarya*, *Cyclocarya*), *Tilia*, *Liquidambar*, *Comptonia*, *Ericales*, *Acer*, *Parthenocissus*, *Plex*, *Myrica*, *Trapa comitanti-boreales*. Среди голосеменных (37.4–46.1%) многочисленны различные *Picea* (*P. sect. Eupicea*, *P. sect. Omorica*, *P. sp.*), *Pinus s/g Haploxyton*, *P. s/g Diploxyton*, *Pinus sp.*, *Tsuga spp.* (в их числе единичные *T. parva*); малочисленны *Larix*, *Taxodiaceae*, *Glyptostrobus*. Споровые представлены единичными *Polypodiaceae*, *Osmunda*, *Leiostroites*.

Из приведенных характеристик видно, что при сходстве систематического состава первого и второго СПК изменились количественные показатели. В СПК-2 доминирующая роль принадлежит покрытосеменным, а в их составе – буковым, увеличилось количество ореховых (*Carya* преобладает) и ильма. Нет палеогеновых таксонов *Hamamelis*, *Corylopsis*, *Triatriopollenites*, встречающихся в первом комплексе. Установленные особенности позволяют сделать вывод, что СПК-2 отвечает более теплому климату неогена. Обилие бука, значительное количество *Carya*, ильма среди покрытосеменных и доминирование сосновых среди голосеменных позволяют сопоставить описанный СПК-2 с раннемиоценовым палинокомплексом (палинозона NP-1), установленным в отложениях, вскрытых скважиной 797 в Японском море [41].

Сходный таксономический состав и количественные характеристики имеют раннемиоценовые комплексы из отложений склонов Курильской котловины Охотского моря [12, 28] и березовский палинокомплекс палинозоны *Ceratopteris*, *Tsuga sauegae*, *Trapa comitanti-boreales* о-ва Сахалин [6, 17, 22]. Близким по составу является и раннемиоценовый палинокомплекс из отложений подводной возвышенности Ямато (Японское море), но в нем среди покрытосеменных доминирующее значение имеет род *Ulmus* [11, 26], а в описываемом СПК-2 доминируют буковые (*Fagaceae*) и ореховые (*Juglandaceae*). В раннемиоценовом комплексе, установленном Н.К. Вагиной в отложениях залива Петра Великого [29], среди буковых много *Quercus* и *Castanea*, а *Fagus* и *Juglandaceae*, обильно представленные в описанном нами комплексе, входят в группу сопутствующих. Таким образом, породы, содержащие СПК-2, имеют раннемиоценовый возраст, а состав палинофлоры свидетельствует о рас-

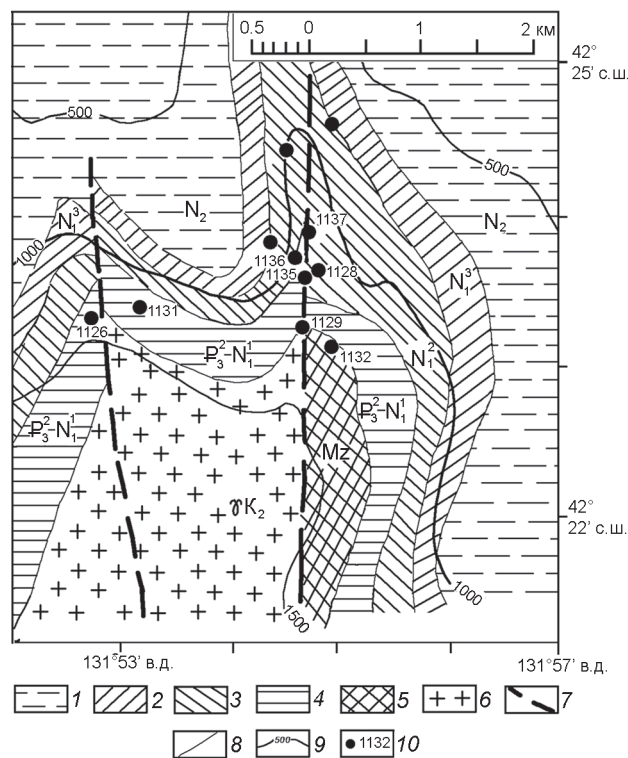


Рис. 2. Фрагмент геологической карты полигона 22 [32].

1 – плиоценовые отложения ( $N_2$ ); 2 – верхнемиоценовые отложения ( $N_1^3$ ); 3 – среднемиоценовые отложения ( $N_1^2$ ); 4 – верхнеолигоцен–нижнемиоценовые отложения ( $P_3-N_1^1$ , аргиллитовая толща); 5 – мезозойский складчатый комплекс; 6 – позднемиоценовые гранитоиды; 7 – разрывные нарушения; 8 – геологические границы; 9 – изобаты; 10 – станции драгирования.

члененном рельефе вблизи бассейна седиментации и умеренно теплом, влажном климате.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Аргиллитовая толща залегает в основании осадочного чехла материкового склона с резким угловым несогласием и размывом на докайнозойском фундаменте. Перекрывается аргиллитовая толща, с постепенным переходом, биогенно-терригенными отложениями среднемиоценового возраста (рис. 2). Из зоны контакта были подняты образцы пород, по составу и структуре переходные между типичными для среднего миоцена диатомово-глинистыми породами и аргиллитами. По всей вероятности, именно из переходных разновидностей пород С.В. Точиной были выделены радиолярии, отнесенные ею к слоям с *Spongodiscus craticulatus* раннего миоцена [25]. Нижняя граница среднемиоценовых отложений (нижняя подсвита валентиновской свиты [7]) прово-

дится по появлению в отложениях заметного количества панцирей диатомей. Возраст нижних слоев валентиновской свиты в районах развития аргиллитовой толщи (полигон 2 и 22) – начало среднего миоцена (зона *Denticulopsis praelauta*, 16.3–15.9 млн лет) [14, 27]. В породах аргиллитовой толщи был установлен палинокомплекс, который соответствовал раннемиоценовым спорово-пыльцевым спектрам Приморья, однако делалось предположение о его более широком возрастном диапазоне, и толща датировалась поздним олигоценом–ранним миоценом [32]. Таким образом, верхний возрастной предел аргиллитовой толщи – ранний миоцен – был достаточно обоснован [20, 32], нижний же – поздний олигоцен – оставался предположительным. Нами из пород аргиллитовой толщи выделены и описаны два спорово-пыльцевых комплекса: СПК-1, имеющий позднеолигоценый возраст, и СПК-2, имеющий раннемиоценовый возраст. Позднеолигоценый палинокомплекс установлен в отложениях материкового склона Японского моря впервые. Это позволяет обоснованно датировать аргиллитовую толщу поздним олигоценом–ранним миоценом.

СПК-1, характеризующий нижнюю часть аргиллитовой толщи, отражает похолодание, имевшее место в позднем олигоцене [8, 9, 42]. СПК-2, соответствующий нижнемиоценовой части аргиллитовой толщи, отражает потепление климата, которое началось в раннем миоцене и достигло оптимума на рубеже раннего и среднего миоцена [8, 9]. В это время имело место повышение уровня океана [33]. В сочетании с тектоническими процессами, происходившими в это время в Япономорском регионе, бассейны седиментации расширились и стали достаточно глубоководными [32]. ПротоЯпонское море получило надежную связь с океаном, что способствовало развитию диатомовой флоры, и терригенные осадки аргиллитовой толщи постепенно сменились диатомово-глинистыми отложениями среднемиоценового возраста. Таким образом, мы считаем, что аргиллитовая толща образовалась на начальном этапе формирования осадочного чехла Японского моря и имеет позднеолигоцен-раннемиоценовый возраст.

Аргиллиты и алевроаргиллиты изученной толщи не являются кремнистыми, по крайней мере, в ее нижней (олигоценовой) части. Микроскопическое изучение в шлифах хотя и не может достоверно определять состав пелитовых фракций, однако свидетельствует, что показатель преломления основной пелитовой массы отчетливо выше показателя преломления канадского бальзама, а это указывает на ее гли-

нистый (монтмориллонит-иллитовый) состав и отсутствие кремнезема. Рентгеноструктурным анализом лишь в нескольких образцах, содержащих раннемиоценовый СПК-2, в виде небольшой примеси обнаружен кристобалит, и в этих же образцах несколько увеличивается содержание аморфной фазы (табл. 2). Опоковидные (переходные) породы на материковом склоне встречены лишь в единичных образцах, кремней вообще нет, хотя стратиграфически выше отложений аргиллитовой толщи опаловые панцири диатомовых водорослей содержатся в породах в значительных количествах. Все это говорит в пользу терригенного состава нижней части осадочного чехла. То есть, первоначальный этап осадконакопления был здесь терригенным, и кремнистый планктон отсутствовал или присутствовал в небольшом количестве. По данным глубоководного бурения, граница опал-А/опал-СТ в Японском море находится на глубине 300–450 м [38]. Различия в составе первичного осадка влияют на скорость трансформации кремнезема. Присутствие большого количества глинистого вещества в осадке может замедлять преобразование опала [36]. Так, по данным японских исследователей [37], в чистых диатомитах опал-СТ появляется гораздо раньше, чем в диатомовых глинах. Повышенная степень литификации подтверждается рентгеноструктурным анализом алевроаргиллитов. Так, смектит, содержащийся в них, имеет очень хорошую степень окристаллизованности и структурной упорядоченности. В некоторых образцах можно предположить начальную ректоризацию, что свидетельствует о довольно высокой степени эпигенетических процессов преобразования пород. Наличие в отдельных образцах кристобалита говорит о том, что породы аргиллитовой толщи какое-то время находились на глубине более 400–500 м, а затем были выведены на поверхность дна.

Все станции драгирования, на которых подняты породы аргиллитовой толщи, расположены в нижней части бортов подводного каньона (рис. 2), поэтому можно предположить, что вывод пород на поверхность обусловлен размывом перекрывающих отложений при врезке каньона. Однако находки образцов пород неогенового возраста с признаками тектонических подвижек (зеркала скольжения, тектонические брекчии) позволяют говорить об активизации разломов в данном районе в конце позднего миоцена – плиоцене [3]. Мы считаем, что сочетание этих двух факторов (тектонические подвижки и размыв) привело к выводу отложений аргиллитовой толщи на поверхность дна в данном районе.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из пород аргиллитовой толщи выделены и описаны два спорово-пыльцевых комплекса: СПК-1, имеющий позднеолигоценовый возраст, и СПК-2, имеющий раннемиоценовый возраст. Олигоценовый СПК установлен в отложениях материкового склона Японского моря впервые. Таким образом, доказан позднеолигоцен-раннемиоценовый возраст аргиллитовой толщи.

Аргиллитовая толща, залегающая в основании осадочного чехла материкового склона, сложена терригенными алевроглинистыми осадками, которые накапливались при спокойном гидродинамическом режиме, низких скоростях осадконакопления, в условиях морского прибрежного мелководья. О мелководных условиях говорят хорошая сохранность спор и пыльцы, присутствие большого количества растительного детрита и наличие горизонта конгломератов в основании толщи. Тонкозернистость большей части осадков говорит об отсутствии волнений и течений в районе осадконакопления и об относительно слабом размыве суши.

Экологический состав СПК свидетельствует о расчлененном рельефе суши. Однако в олигоцене на побережье вероятно существовала обширная предгорная равнина, где имелись пресные, медленно текущие или почти стоячие водоемы, о чем говорит присутствие в СПК-1 водяного ореха. Нижняя часть аргиллитовой толщи, содержащая позднеолигоценовый СПК, накапливалась при умеренном климате, что, вероятно, соответствует похолоданию в конце олигоцена. Верхняя часть толщи, содержащая раннемиоценовый СПК, накапливалась в сходных условиях, но в период потепления, начавшегося в раннем миоцене.

В дальнейшем, в связи с расширением и углублением бассейна, отложения аргиллитовой толщи были перекрыты диатомово-глинистыми осадками среднемиоценового возраста и оказались погребены на глубину 400–500 м. Тектоническая активизация, в частности – поднятие Сихотэ-Алиня, начавшаяся в конце позднего миоцена, привела к вертикальным перемещениям по разломам и выводу на поверхность дна пород аргиллитовой толщи.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федеральной целевой программы “Мировой океан”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баскакова Л.А., Громова Н.С. Фитостратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Юго-Западного Приморья // Сов. геология. 1982. № 11. С. 68–78.
- Баскакова Л.А. Событийность и этапность геологического развития в кайнозойскую материковую часть Востока России // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 3. С. 3–18.
- Безверхний В.Л., Соловьян Н.А. Разрывные нарушения в кайнозойских отложениях на шельфе и материковом склоне Японского моря у берегов юго-восточного Приморья // Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 107–114.
- Бойцова Е.П. Основные критерии выделения и обоснования стратиграфических подразделений по палинологическим данным. М., 1977. С. 5–10. Тр. ВСЕГЕИ. Вып. 279.
- Брутман Н.Я. Палинотратиграфия кайнозойских отложений Сахалина // Палинология СССР. М.: Наука, 1976. С. 99–102.
- Брутман Н.Я. Палинотратиграфия палеоген-неогеновых отложений Сахалинской нефтегазоносной области: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Л.: ЛГУ, 1986. 18 с.
- Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
- Гладенков Ю.Б. Кайнозой Сахалина – современные стратиграфические схемы и корреляция геологических событий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 2. С. 77–91.
- Гладенков А.Ю. Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям). М.: ГЕОС, 2007. 296 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 571).
- Горбунова З.Н. Глинистые и другие тонкодисперсные минералы в осадках Тихого океана // Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 1. М.: Наука, 1970. С. 373–405.
- Горвая М.Т. Палинологическое обоснование отложений неогена Японского моря // Материалы по стратиграфии и палеогеографии Востока Азии и Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 42–50.
- Горвая М.Т. Палинологическая характеристика морского кайнозоя восточного склона вала Терпения (Охотское море) // Геология морей и океанов: Тез. докл. XIII Международ. школы морской геологии. М.: Ин-т океанологии им. П.П.Ширшова РАН, 1999. С. 45–46.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешаннослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с. (Тр. ГИН. Вып. 295).
- Карнаух В.Н., Карп Б.Я., Цой И.Б. Сеймостратиграфия осадочного чехла и процессы осадконакопления на шельфе и материковом склоне залива Петра Великого (Японское море) // Океанология. 2007. № 2. С. 282–293.
- Криштофович А.Н. Палеоботаника. Л.: Гостехиздат, 1957. 650 с.
- Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.
- Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений юго-восточного Сахалина (Макаровский разрез). СПб.: ВНИГРИ, 1992. 358 с.
- Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Чекрыжов И.Ю. Проблемы стратиграфии третичных отложений Павловского угольного поля (Приморье) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 59–76.
- Покровская Л.М. Методика палеонтологических исследований // Палеопалинология. Л.: Недра, 1966. С. 29–83.
- Пушин И.К., Болдырева В.П., Ващенко Н.Г. и др. Новые данные по стратиграфии неогеновых отложений материкового склона у побережья Приморья // Геологические ис-



- следования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 77–90.
21. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Магадан, 1982. 182 с.
  22. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объясн. зап. к стратиграфическим схемам. (Утверждено МСК 28 января 1994 г) / Отв. ред. Ю.Б. Гладенков. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
  23. Седова М.А. Олигоценовые спорово-пыльцевые комплексы Южного Приморья Дальнего Востока // Атлас олигоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР: Материалы ВСЕГЕИ. Вып. 16. М., 1956. С. 51–68.
  24. Структура осадков и фации Японского моря / Ф.П. Лихт, А.И. Боцул, А.С. Астахов и др. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 286 с.
  25. Точилина С.В. Миоценовые радиолярии Японского моря // Палеонтология и стратиграфия кайнозойских отложений Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 108–115.
  26. Цой И.Б., Ващенко Н.Г., Горовая М.Т., Терехов Е.П. О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато // Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С. 50–55.
  27. Цой И.Б., Шастина В.В. Кремнистый микропланктон неогена Японского моря (диатомеи и радиолярии). Владивосток: Дальнаука, 1999. 240 с.
  28. Цой И. Б., Терехов Е.П., Горовая М.Т. и др. Кайнозойское осадконакопление на западном склоне Южно-Охотской котловины Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 19–34.
  29. Цой И.Б., Вагина Н.К. Палеонтологическая характеристика верхнекайнозойских осадков и изменение среды в районе залива Петра Великого (Японское море) // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 3. С. 81–98.
  30. Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события / Ред. Ю.Б. Гладенков. М.: ГЕОС, 1999. 132 с.
  31. Burckle L.H., Brunner C.A., Alexandrovich J. et al. Biostratigraphic and biochronologic synthesis of Legs 127 and 128: Sea of Japan // Proc. ODP. Sci. Results. 127/128. Pt.1. 1992. P. 1219–1226.
  32. Geology and Geophysics of the Japan Sea. Japan-Russia Monograph Series, v. 1. / Eds: N. Isezaki, I.I. Bersenev, K. Tamaki et al. Tokyo: TERRAPUB, 1996. 500 p.
  33. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
  34. Ingle J.C. Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshore section // Proc. ODP. Sci. Results. 127/128/ Pt. 2, 1992. P. 1197–1218.
  35. Initial Reports DSDP, 31. Washington, 1975. V. 31. (Eds. Karig D.E., Ingle J.C.). 927 p.
  36. Kastner M., Gieskes J.M. Opal-A to opal-CT transformation: a kinetic study // Siliceous Deposits in the Pacific Region. 1983. P. 211–227.
  37. Murata K.J., Nakata J.K. Cristobalitic stage in the diagenesis of diatomaceous shale // Science, 1974. 184. P. 567–568.
  38. Nobes D.C., Murray R.W., Kuramoto S. et al. Impact of silica diagenesis on physical property variations // Proc. ODP. Sci. Results, 1992. V. 127/128. Pt.1. P. 3–19.
  39. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. V. 127. 1990. 844 p.
  40. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. V. 128. 1990. 652 p.
  41. Yamanoi T. Miocene pollen stratigraphy of Leg 127 in the Japan Sea and comparison with the standart Neogene pollen floras of Northeast Japan // Proc. ODP. Sci. Results. 1992. V. 127/128. Pt.1. P. 471–491.
  42. Zachos J., Paganl M., Sloan L. et al. Trends, rhythms and aberrations in global climate 65 Ma to Present // Science. 2001. V. 292. P. 686–693.

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

*N.G. Vashchenkova, M.T. Gorovaya, A.V. Mozherovsky*

### **Composition and age of the mudstone unit (sedimentary cover of the continental slope, Sea of Japan)**

Comprehensive (petrographical, spore-and-pollen, and X-ray diffraction analyses) study of the rocks of the mudstone unit was carried out. The derived data give evidence of the terrigenous silt-clay sediments of the mudstone unit, which accumulated in a tranquil hydrodynamic environment, low sedimentation rates, and in shallow-water conditions. Two spore-and-pollen assemblages are distinguished in the mudstone: the Late Oligocene assemblage indicating a colder climate, and the Early Miocene assemblage reflecting a warmer climate in the Miocene. The global rise of sea level at the boundary of the Early and Middle Miocene along with tectonic processes in the region resulted in the expansion and deepening of sea basins. As a result the mudstone unit was overlapped by thick diatom-clay deposits of Middle Miocene age. Tectonic motions along the already existed faults at the end of the Late Miocene exposed in places on the sea bottom rocks of the mudstone unit which earlier occurred at depths of  $\geq 400$ –500 m.

**Key words:** Oligocene, Miocene, pollen flora, mudstone, clay minerals, Sea of Japan.



## РЕКОНСТРУКЦИЯ СТРУКТУРЫ МЕЗОЗОИД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АМУРО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

*В.Ю. Забродин*

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

Поступила в редакцию 12 февраля 2008 г.

На основании сходства состава и общности структуры верхнепермских и мезозойских образований Янкано-Джагдинской и Ульбанской структурно-формационных зон Амуро-Охотской складчатой системы предложена реконструкция структуры Ульбанского синклинория для конца юрского периода. Предполагается, что Унья-Бомская подзона Янкано-Джагдинской СФЗ – сорванный и перемещенный в первой половине мелового периода на 400–600 км к западу фрагмент восточной части Ульбанского синклинория (включая восточное центриклинальное замыкание последнего).

**Ключевые слова:** мезозойды, палинспастические реконструкции, Амуро-Охотская складчатая система, Ульбанский синклинорий, Дальний Восток.

### ВВЕДЕНИЕ

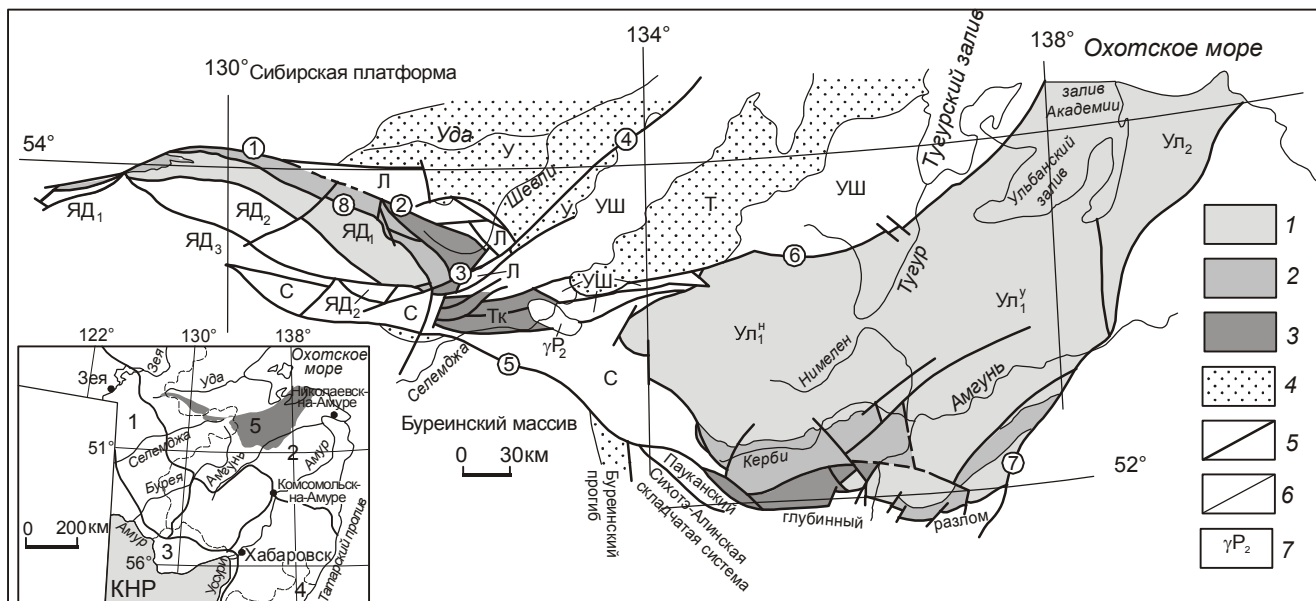
Расшифровка структуры Амуро-Охотской складчатой системы (восточной части Монголо-Охотской складчатой области) на основании материалов последних (90-е годы XX в. – начало XXI в.) региональных геологических исследований [1–4, 8, 19]\*, можно надеяться, позволит уточнить кинематические, палеогеографические и палеогеодинамические модели этой чрезвычайно сложно построенной области взаимодействия Сибирского континента с Буриинским микроконтинентом. Определенные выводы можно будет сделать и для характеристики границы между Центрально-Азиатским и Тихоокеанским складчатыми поясами. Мезозойды рассматриваемого района, относимые на современных схемах районирования к разным структурным единицам (рис. 1), в особенности их верхний – верхнепермско-юрский – структурный этаж, имеют несомненное формационное и структурное сходство между собой. Так, геологи, проводившие среднемасштабные геолого-съёмочные работы вначале в пределах хр. Джагды, а затем – аналогичные исследования в Ульбанской структурно-формационной зоне (В.И. Анойкин, А.А. Майборода, М.Т. Турбин), отмечали удивительное сходство разре-

зов юрских отложений этих достаточно удаленных друг от друга районов (насколько мне известно, в публикациях это никак не отражено). Между тем, в предлагаемых геодинамических моделях (включая последнюю по времени монографию [5]) они относятся к разным террейнам с различной геологической историей, хотя палеогеографический анализ [17, 18] показывает, что по крайней мере юрские отложения востока Амуро-Охотской складчатой системы формировались в едином бассейне.

Учитывая изложенное, представляется целесообразным ввести в обращение наиболее поздние материалы по геологии региона; на основании их можно предложить новые палеоструктурные и палеогеографические модели территории, что, видимо, позволит скорректировать и палеогеодинамические реконструкции.

В настоящей статье в качестве структурной основы используется “Схема геолого-структурного районирования...” [22], в которой основными единицами выступают традиционные для региональной геологии России “структурно-формационные зоны” (СФЗ). Это обусловлено двумя соображениями: 1) схема [22], как и более ранние аналогичные,

\*Указанные материалы – комплекты листов Государственных геологических карт Российской Федерации масштабов 1:200 000 (второе издание) и 1:1 000 000 (третье поколение) – утверждены к изданию Научно-редакционным советом Федерального агентства “Роснедра” в 2001–2005 гг. и находятся на картфабрике ВСЕГЕИ в очереди на полиграфическое воспроизведение. К сожалению, очередь продвигается медленно.



**Рис. 1.** Упрощенная схема геолого-структурного районирования восточной части Амуро-Охотской складчатой системы (по В.Ю. Забродину и др.[9], А.Н. Сержникову и др. [19], А.Ф. Васькину и др. [22], с небольшими изменениями).

1 – юрские отложения, 2 – верхнетриасовые и верхнетриасово-нижнеюрские отложения, 3 – верхнепермские и верхнепермско-среднетриасовые отложения, 4 – элементы структуры орогенного комплекса, 5 – дизъюнктивы, 6 – стратиграфические и интрузивные границы, 7 – Ингаглинский интрузивный массив. Элементы геолого-структурного районирования Амуро-Охотской складчатой системы: Янкано-Джагдинская СФЗ, подзоны ЯД<sub>1</sub> – Унья-Бомская, ЯД<sub>2</sub> – Туксинская, ЯД<sub>3</sub> – Долбырь-Тунгалинская; Л – Ланская СФЗ; С – Селемджинская СФЗ; Тк – Токурская СФЗ; УШ – Удско-Шантарская СФЗ; Ульбанская СФЗ, Нимеленская подзона, стратиграфические районы Ул<sub>1</sub><sup>н</sup> – Нимеленский, Ул<sub>1</sub><sup>у</sup> – Усалгинский, Мевачанская подзона – Ул<sub>2</sub>. Элементы структуры орогенного комплекса: У – Удский краевой, Желонский вулканический прогибы и Боконская впадина; Т – Торомский краевой и Селитканский вулканический прогибы. Дизъюнктивы: 1 – Северо-Тукурингрский, 2 – Ланский, 3 – Угоханский, 4 – Улигданский, 5 – Южно-Тукурингрский, 6 – Тугурский, 7 – Дукинский глубинные разломы, 8 – Унья-Бомская зона тектонического разлинзования. На врезке цифрами обозначены: 1 – Амурская область, 2 – Хабаровский край, 3 – Еврейская автономная область, 4 – Приморский край, 5 – рассматриваемая территория.

использована при составлении современных Государственных геологических карт; 2) при районировании на геодинамической основе выделяемые структурные единицы (террейны, субтеррейны) практически имеют те же границы и собственные названия, что и структурно-формационные зоны и подзоны [15]. Ниже кратко характеризуются те структурно-формационные единицы, которые имеют отношение к проводимым в работе реконструкциям.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

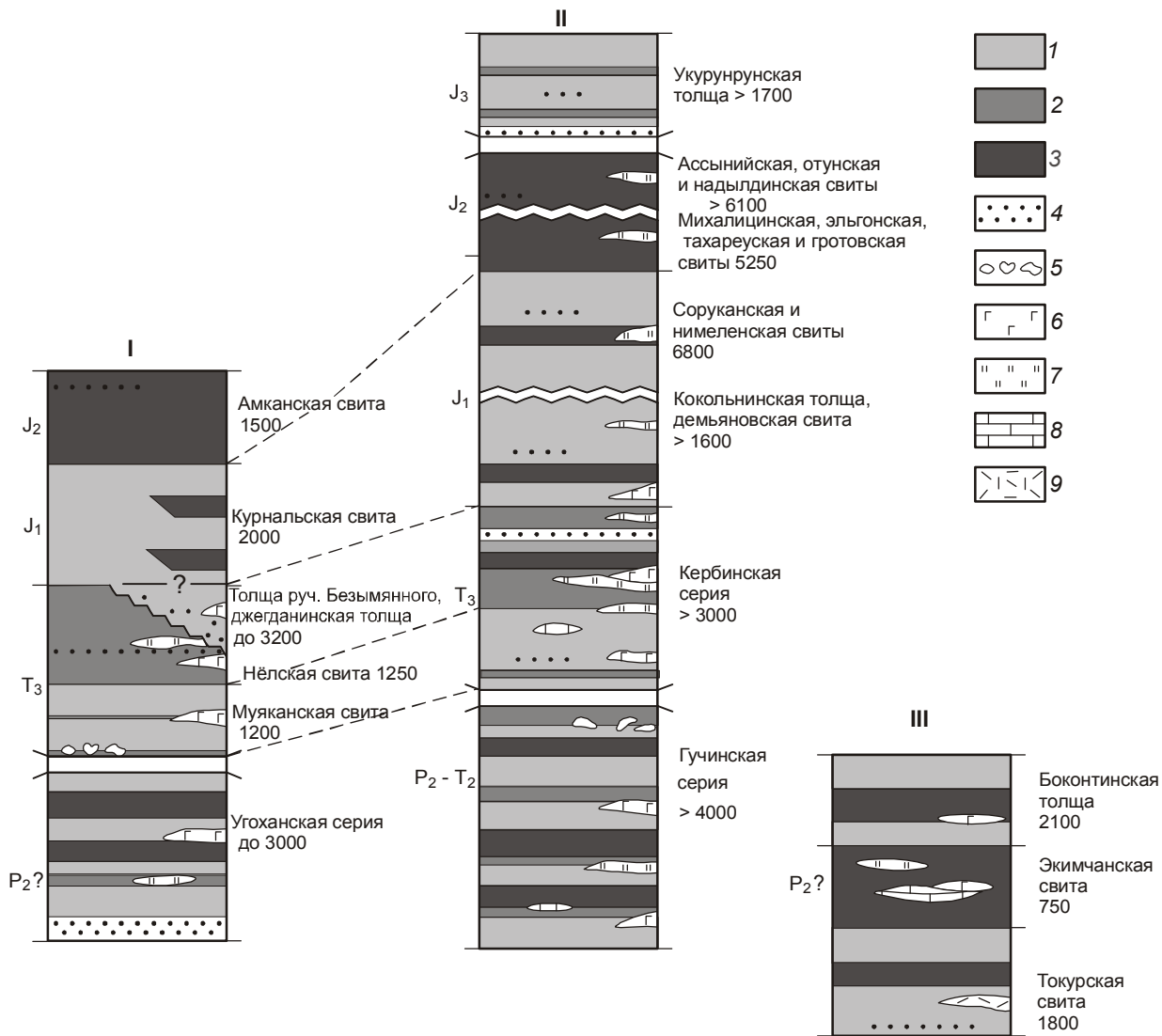
В общей структуре мезозойд Амуро-Охотской системы в качестве основных элементов выделены структурно-формационные зоны: Янкано-Джагдинская (с Унья-Бомской, Туксинской и Долбырь-Тунга-

линской подзонами), Токурская, Селемджинская и Ульбанская (рис. 1).

Селемджинская СФЗ, Долбырь-Тунгалинская и Туксинская подзоны Янкано-Джагдинской СФЗ выполнены формациями комплекса основания мезозойд и далее не рассматриваются. Обобщенные разрезы отложений остальных структурных единиц показаны на рис. 2 (в условных обозначениях к рисунку приведены названия только неметаморфизованных пород; их метаморфические производные – микрокристаллические сланцы зеленосланцевой фации – широко распространены в зонах дизъюнктивов разного масштаба). Дадим некоторые пояснения.

В границах *Унья-Бомской подзоны* распространены верхнепермские (?)\*, верхнетриасовые и нижне-среднеюрские образования суммарной мощнос-

\*Поскольку вышеуказанные картографические материалы были подготовлены до 2005 г., в них принято разделение пермской системы на 2 отдела. Переход к трехчленному делению перми требует пересмотра палеонтологических данных и нового обоснования возраста стратонов, что в настоящее время невозможно.



**Рис. 2.** Обобщенные разрезы отложений восточной части Амура-Охотской складчатой системы.

I – Унья-Бомской подзоны Янкано-Джагдинской СФЗ, II – Нимеленской подзоны (Нимеленский и Усалгинский стратиграфические районы) Ульбанской СФЗ, III – Токурской СФЗ. 1 – песчаники, 2 – алевролиты и глинистые сланцы, 3 – флиш, 4 – конгломераты, брекчии, гравелиты, 5 – микститы, 6 – базальты, 7 – кремнистые породы, 8 – известняки, 9 – дациты и их туфы.

тью более 11 000 м\*. В породах верхнепермской (?) угоханской серии (алевролиты, песчаники, глинистые сланцы, базальты, их туфы, кремнистые туффиты, брекчии, конгломераты) часто встречаются углефицированные растительные остатки, остатки скафопод, в желваках фосфоритов – радиоларий подотряда *Nassalaria* (по данным А.В. Махилина, Н.Н. Банатовой, 1983 г.); эти находки не позволяют делать сколько-нибудь обоснованных заключений о возрасте вмещающих образований. Од-

нако в среднем течении р. Бол. Артек в валунах конгломератов верхнетриасовой муяканской свиты в непосредственной близости от выходов угоханской серии установлены остатки мшанок *Maychella metaporata* Rom., *Timanodictya lucida* Rom. и др., которые по старому расчленению пермской системы относились к поздней перми.

Верхнетриасовые отложения (карнийская муяканская, карнийско-норийская нёлская свиты, норийские джегданинская толща и толща ручья Безымян-

\*Все нижеприводимые мощности определены графическим методом (по отстроенным разрезам) и требуют критического отношения к себе; в большинстве случаев они явно завышены.

ного) представлены метапесчаниками, филлитами, метаалевролитами, часто ритмично переслаивающимися, туфопесчаниками, брекчиями (в том числе подводно-оползневыми), туффитами, конгломератами, гравелитами, углисто-глинистыми сланцами, метабазальтами. Количество вулканитов увеличивается к востоку. В основании видимого разреза муяканской свиты в западных выходах в олистолитах окварцованных известняков выявлены рифейские онколиты и катаграфии. В большей части разрезов в нёлской свите преобладают алевролиты и глинистые сланцы, маломощные слои которых слагают ритмы тонкого двухкомпонентного флиша. В восточном направлении состав отложений становится более грубым и свита, видимо, фациально замещается джегданинской толщей и толщей ручья Безымянного существенно псаммито-псефитового состава (мощности толщ представляются сильно завышенными). Возраст нёлской свиты обоснован находками *Dentalina praeunda* Gerke, *Involuntaria triassica* Gerke, *Pennospiriferina costata* Dagys, толщи ручья Безымянного – *Monotis ochotica* (Keys.), *M. subcircularis* Gabb., джегданинской толщи – *Canadospira glabra* Dagys, *Spiriferinoides yeharai* Kob. et Tok., *Halobia aotii* Kob. et Jch., *Eomonotis scutiformis typica* Kipar., *Monotis ochotica* (Keys.), *M. cf. jakutica* Tell.

Юрские отложения разделены на согласно залегающие нижнеюрскую курнальскую и среднеюрскую амканскую свиты. Первая на 80 % сложена рассланцованными разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, иногда туфогенными. Филлитизированные алевролиты, гравелиты, брекчии и конгломераты слагают маломощные слои. Для свиты характерны пачки ритмичного переслаивания пород; с запада на восток в ней постепенно возрастает содержание алевролитов, увеличивается количество пирокластического материала в песчаниках и алевролитах. Возраст ее основывается на единичных находках остатков *Seirocrinus cf. subangularis* (Mill.). Вторая представлена типичным терригенным трехкомпонентным флишем (песчаники, алевролиты, аргиллиты). Конгломераты слагают редкие слои. Органические остатки в породах свиты не встречены, и нижняя часть ее может оказаться нижнеюрской.

В структурном плане Унья-Бомская подзона представляет собой пластину [13], ограниченную с севера Ланским и Северо-Тукурингским глубинными разломами (по которым она надвинута на Ланскую СФЗ и Верхнезейскую впадину) [8], с востока – Угоханским надвигом [20], с юга – Унья-Бомской зоной тектонического разлинования [6]. По последней на эту пластину, в свою очередь, надвинуты позднепалеозойские образования Туксинской подзоны. От

основной площади распространения Унья-Бомской подзоны дизъюнктивами отчленены 2 тектонических клина (рис. 1). Западный, субширотного простирания, приурочен к зоне Северо-Тукурингского глубинного разлома; он сложен нёлской и амканской свитами. Восточный, юго-западного простирания, слагает джегданинская толща. Как пликвативная структура, Унья-Бомская подзона представляет собой фрагмент (северную половину) крупного синклинального сооружения – Туксинской синклинали – с очень четко выраженным восточным центриклинальным замыканием [9, 13, 24].

В Токурской СФЗ распространены практически только верхнепермские (?) отложения (токурская и экимчанская свиты и боконтинская толща), по набору пород аналогичные угоханской серии – песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, нередко тонко переслаивающиеся, кремнистые породы, микрокварциты, туфопесчаники, туффиты, конгломераты, брекчии, базальты, яшмы, известняки. В терригенных породах, также как в отложениях угоханской серии, широко распространен растительный детрит (возраст растительных остатков, по устному заключению Г.П. Радченко, не древнее позднего палеозоя); в гальке конгломератов встречены органические остатки плохой сохранности, в частности, мшанки, не позволяющие точно датировать вмещающие отложения. На северо-западе Токурской СФЗ различные горизонты верхнепермских (?) стратонов несогласно перекрываются норийской мортыдякской толщей (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты, гравелиты мощностью около 400 м с остатками *Monotis ochotica* (Keys.), *Eomonotis cf. scutiformis typica* Kipar.). Верхнепермские (?) отложения, также как и соприкасающиеся с ними девонские образования Удско-Шантарской СФЗ и среднекаменноугольные (?) образования Селемджинской СФЗ, вмещают крупный Ингаглинский массив гранитоидов позднепермского ингаглинского комплекса (U-Pb методом для пород массива получены значения возраста  $251 \pm 3$  и  $254 \pm 4$  млн лет [21]).

Традиционно (практически до конца XX в.) в Ульбанскую СФЗ включались только юрские отложения. Более древние образования южной части зоны (в современном понимании) бассейна р. Керби объединялись с восточной частью Селемджинской зоны и Токурской зоной под названиями “Ниланская СФЗ”, “Селемджино-Кербинская СФЗ” и др. [24]. Лишь региональные геолого-съёмочные работы последних лет позволили доказать структурное единство верхнепермско-триасовых отложений с юрскими и выработать современную схему районирования [9, 22]. Нижняя часть разреза Ульбанской



СФЗ объединена в верхнепермско-среднетриасовую гучинскую серию, сложенную алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами, пачками тонкого ритмичного переслаивания этих пород, кремнистыми (яшмовидными) и кремнисто-глинистыми породами, metabазальтами, известняками. В восточном направлении в разрезе серии возрастает количество вулканитов и кремнистых пород, а в верхней (триасовой) части появляются маломощные горизонты микститов. Из-за сложной складчато-надвиговой структуры рассматриваемых образований расчленение их и последовательность стратификации не могут считаться надежно установленными. С этим же связан и приписываемый им широкий возрастной диапазон: в породах серии встречены позднепермские, ранне- и среднетриасовые конодонты *Gondolella* ex gr. *idahoensis* (Young. et al.), *Gondolella* ex gr. *bitteri* Koz., *Neogondolella* cf. *aegaea* Belder, *Neospathodus timorensis* (Nodami), *Neogondolella* cf. *carinata* (Clark) и др., остатки позднепермских (по заключению Л.И. Попеко) мшанок и радиолярий мезозойского облика, причем пермские и триасовые конодонты обнаруживаются, по принятой схеме расчленения отложений, на одном стратиграфическом уровне.

Вышележащий комплекс отложений объединен в кербинскую серию, близкую по составу к гучинской. В отличие от последней, в кербинской серии присутствуют брекчии и гравелиты, но отсутствуют микститы. Характерно тонкое и очень тонкое ритмичное переслаивание алевролитов и глинистых сланцев в верхних толщах серии (муналинской и токоланской), очень похожее на нёльскую свиту Западного Джагды. Количество вулканитов в восточном направлении в разрезе несколько возрастает. Поздним триасом серия датируется в значительной мере условно, т.к. надежной палеонтологической характеристики она не имеет. В породах изредка встречаются остатки радиолярий *Conoptum* sp., *Triassocampe* sp. (средний триас–ранняя юра), триасово-юрские спорово-пыльцевые комплексы. Возможно, нижняя часть отложений является среднетриасовой, а верхняя, согласно перекрытая нижней юрой, – раннеюрской.

Юрские отложения в разных местах Ульбанской СФЗ расчленяются по-разному, в связи с чем выделены Нимеленская и Мевачанская подзоны, а в границах первой – Нимеленский и Усалгинский стратиграфические районы. Если выделение подзон достаточно обосновано различиями в разрезах разновозрастных отложений, то существование стратиграфических районов в пределах единой подзоны объясняется только историческими причинами; впрочем, прямая корреляция стратонов только по материалам геолого-

съемочных работ затруднительна, а специализированные стратиграфические исследования здесь не проводились. В Нимеленском районе разрез юрских отложений начинается соруканской свитой, согласно перекрывающей муналинскую толщу кербинской серии. Свита, распространенная практически только на юге и западе Ульбанской СФЗ, на 60–80 % сложена песчаниками; остальное приходится на алевролиты, аргиллиты, переслаивание терригенных пород, гравелиты, брекчии, кремнисто-глинистые породы и базальты. Возраст ее принят геттанг-синемюрским, хотя собранные в ее породах остатки криноидей имеют возрастной диапазон норий–плинсбах [9]. В Усалгинском районе разрез начинается кокольнинской толщей, сложенной алевролитами, аргиллитами, песчаниками, яшмами, кремнисто-глинистыми породами и базальтами; местами она очень похожа на нёльскую свиту Западного Джагды, токоланскую и муналинскую толщи кербинской серии. Из яшм выделены позднепермские конодонты *Norigondolella* ex gr. *navicula* (Huckl.) и остатки геттангских радиолярий *Archecyrtum* cf. *modicum* Tikh.. Вышележащие, в различной степени охарактеризованные сборами органических остатков, ниже-среднеюрские отложения в Нимеленском районе расчленены на нимеленскую, ассиинскую, отунскую и надылдинскую, а в Усалгинском – на демьяновскую, михалицынскую, эльгонскую, тохареускую и гротовскую свиты. В целом это существенно терригенные отложения – песчаники, алевролиты, аргиллиты, пачки их ритмичного (терригенный флиш) и контрастного переслаивания, относительные количества которых в разных стратонах колеблются. Кроме того, присутствуют туфогенные разновидности указанных пород (преимущественно в южной части Ульбанской СФЗ), кремнистые, кремнисто-глинистые и туфогенно-кремнистые породы, глинистые сланцы, гравелиты, брекчии, конгломераты, базальты и их туфы. Количество вулканитов и кремнистых пород увеличивается в северо-восточном направлении. Характерна существенно песчаниковая верхняя часть плинсбах-тоарской демьяновской свиты. Верхнеюрские отложения, взаимоотношения которых с подстилающими образованиями дизъюнктивные, представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с линзами гравелитов и мелкообломочных брекчий, кремнисто-глинистыми породами, силицифицированными туфами. Возраст основывается на находке рostrа позднеюрского белемнита *Cylindroteuthis* (*Arctoteuthis*) *septentrionalis* Bodyl. Из алевролитов средней части разреза выделен спорово-пыльцевой комплекс, датирующий вмещающие отложения второй половиной юры. В Мевачанской подзоне нижеюрские отложе-

ния отсутствуют. Здесь выделяются среднеюрская мевачанская (алевролиты, аргиллиты, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, базальты), средне-верхнеюрская мухгельская (песчаники, гравелиты, конгломераты, пачки переслаивания песчаников и алевролитов) свиты и верхнеюрская неваглинская толща (алевролиты, аргиллиты, кремнисто-глинистые породы, линзы песчаников, кремнистых пород, базальтов).

В структурном плане Ульбанская СФЗ в целом представляет собой крупный синклиорий (Ульбанский, или Амгунский [9]) с частично срезанным северным крылом. Западное центриклинальное замыкание его достаточно хорошо выражено, восточное, если и сохранилось в пределах Охотоморского шельфа, наблюдениям недоступно.

### МОДЕЛИ

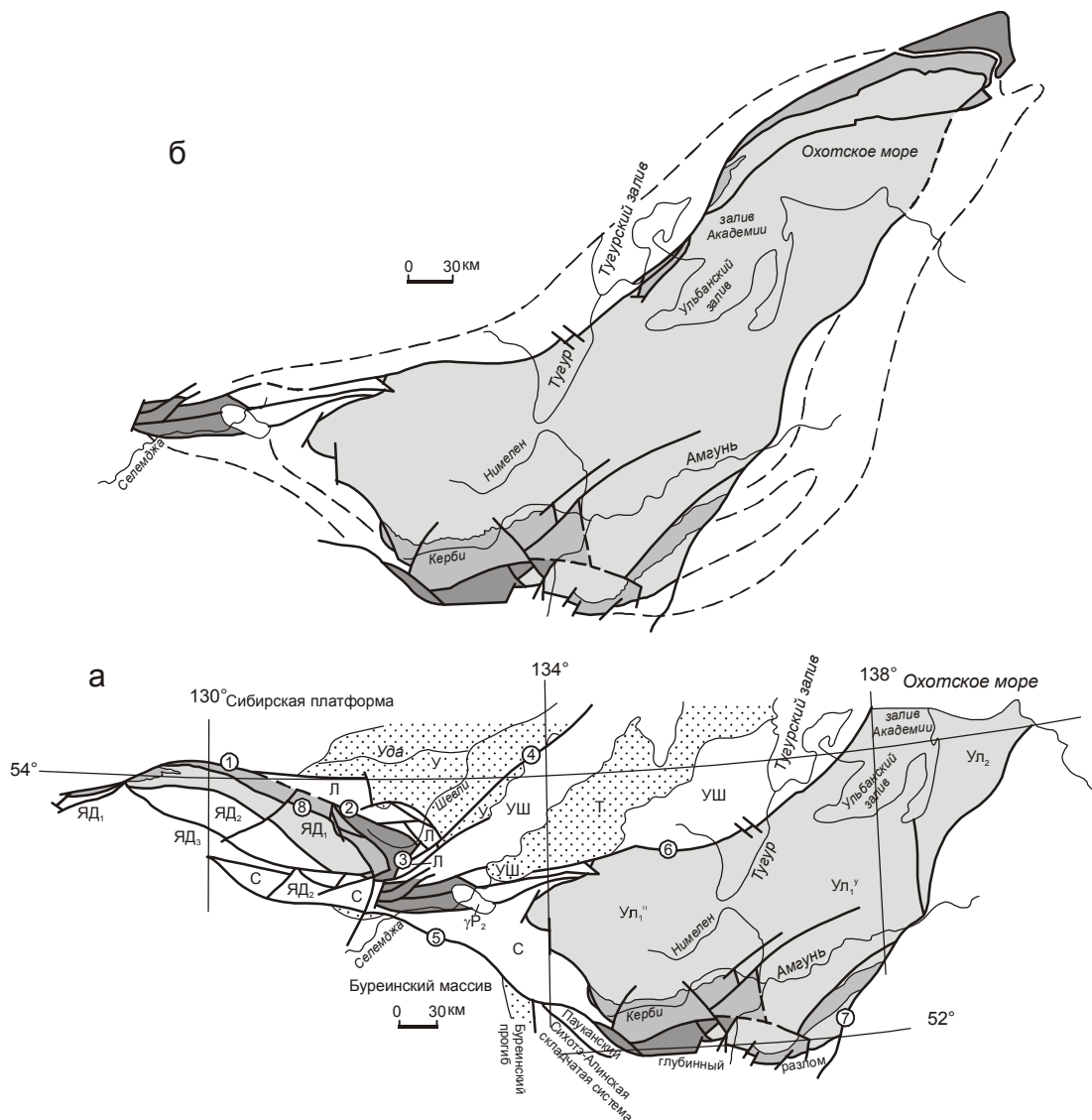
Изложенные выше сведения могут служить основанием для палинспастических реконструкций и построения палеотектонической и палеогеографической моделей рассматриваемой части Амуро-Охотской складчатой системы.

а) *Палеотектоническая модель* (рис. 3). Основная идея, реализованная в этой модели, состоит в том, что Унья-Бомская подзона Янкано-Джагдинской СФЗ является сорванным и смещенным далеко к западу фрагментом восточной части Ульбанской СФЗ (включая восточное центриклинальное замыкание Ульбанского синклиория). Основанием для этого утверждения служит, прежде всего, большое сходство одновозрастных отложений. Так, отложения, относимые ныне к поздней перми (угоханская серия, выполнение Токурской СФЗ, часть гучинской серии) относились к одним и тем же стратонам (токурская, экимчанская, амнусская свиты, датировавшиеся поздним докембрием–кембрием) еще в 60-х гг. прошлого века на листах Госгеолкарты СССР первого поколения [7, 10, 20, 23, 25, 26]. Удивительно сходны верхнетриасовые нёлская свита, токоланская и муналинская толщи кербинской серии, в значительной мере и кокольнинская толща: тонкое и очень тонкое переслаивание алевролитов и глинистых сланцев. Только в триасовых стратонах различных зон присутствуют хаотические образования. Наконец, то, на что обратили внимание уже давно: сходство, если не полное тождество, ниже-среднеюрских отложений Янкано-Джагдинской и Ульбанской СФЗ (нижнеюрских существенно песчаниковых курнальской, соруканской и демьяновской свит, терригенный трехкомпонентный флиш среднеюрских частей разрезов). Добавим к этому общий характер изменений составов по всему разрезу в обеих структурно-формационных зонах – возрастание доли кремнисто-вулкано-

генных образований в восточном направлении. Сходен общий структурный рисунок Унья-Бомской подзоны Янкано-Джагдинской СФЗ и Ульбанской зоны. В пределах Ульбанской СФЗ отсутствуют домеловые интрузивные образования (за исключением субвулканических метадолеритов, комагматичных покровным базальтоидам), а в Унья-Бомской подзоне интрузивных образований нет совсем.

Остановимся на ограничениях, налагаемых на модель. Соблазнительно было бы поместить на восточном замыкании реконструируемого Ульбанского синклиория девонские и каменноугольные образования Ланской СФЗ, однако формационно они, скорее всего, связаны с Удско-Шантарской СФЗ. Обломочный материал олистостромовых комплексов девона и нижнего карбона, видимо, происходит из отложений Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба Сибирской платформы, в непосредственной близости от которого и располагается Ланская СФЗ. Кроме того, поскольку последняя перекрывается триасовыми и юрскими формациями Удского краевого прогиба (рис. 1), сколько-нибудь заметные смещения ее невозможны позднее нория, в то время как предполагаемые перемещения фрагмента Ульбанского синклиория должны были бы происходить значительно позже (об этом ниже). Последнее соображение делает невозможным и предположение о перемещениях позже поздней перми Токурской СФЗ, т.к. она “сшита” в единое целое с Селемджинской и Удско-Шантарской СФЗ позднепермским Ингаглинским интрузивом. Таким образом, в качестве перемещенной можно считать только Унья-Бомскую подзону Янкано-Джагдинской СФЗ.

Предполагаемые перемещения, очевидно, могли произойти только после полного формирования складчатой структуры Ульбанского синклиория (многие датируют это событие средней [5 и др.] или поздней [14 и др.] юрой). Однако, если основываться на прямых геологических данных, то возраст главной складчатости мезозойд Амуро-Охотской складчатой системы приходится на интервал поздний титон (возраст наиболее молодых морских отложений не выходит за пределы этого века)—апт (внедрение гранит-гранодиоритовых интрузивов харгинского комплекса – начало формирования главного орогенного комплекса мезозойд). Следовательно, разрушение Ульбанского синклиория и смещение далеко на запад его восточной части должно было происходить в первую половину раннего мела. Видимо, его можно ограничить барремом, т.к., согласно исследованиям Б.А. Натальина с коллегами [13], в послебарремский этап мезозойские образования Унья-Бомской подзоны дислоцированы совместно с палеозойскими, т.е. уже находились там, где мы их видим сейчас.



**Рис. 3.** Реконструкция структуры Ульбанского синклинория для конца юрского периода (б).  
а – современная структура района (условные обозначения см. на рис. 1).

Восстанавливая юрскую структуру Ульбанской СФЗ, приходится иметь в виду заведомую неопределенность палинспастических реконструкций. Во-первых, невозможно послойное сопоставление разрезов одновозрастных отложений разных структурно-формационных зон, т.к. нет никакой возможности оценить величину эрозионного среза за более чем 100 млн лет. Во-вторых, реконструируя первоначальное положение смещенных фрагментов, мы вынуждены оперировать геологическими телами в современных дизъюнктивных границах. Не существует сколько-нибудь убедительных предположений о положении и конфигурации крупнейших дизъюнктивов, являющихся ныне границами структурно-формационных зон и их под-

зон (Северо-Турурингского, Ланского, Тугурского, Пауканского и других глубинных разломов); нет, на мой взгляд, и обоснованных предположений о кинематике этих дизъюнктивов в начале мелового периода. Учитывая сказанное, предложенная модель (рис. 3б) основывается на наибольшем совпадении современных границ структурных элементов. Величина горизонтального перемещения при этом составляет (по прямой) около 600 км. Солидная величина! Ее можно несколько уменьшить (до 400–450 км), отказавшись от полного совпадения современных границ и полагая исходное положение Унья-Бомской подзоны несколько южнее показанного на рис. 3а; еще большее уменьшение амплитуды перемещения приведет к усложнению реконструируемого структурно-

го рисунка Ульбанского синклиория, для чего нет достаточных оснований.

Рассматривая кинематику процесса, приведшего к распаду Ульбанского синклиория на два разобщенных фрагмента, можно полагать, что шарьирование столь крупных масс на столь значительное (400–600 км) расстояние вряд ли является следствием чистого надвига. Видимо, оно должно было осуществляться в комбинации со сдвигами – правым по Тугурскому глубинному разлому и левым по Пауканскому. Л.М. Парфенов с соавторами [14] предполагают, что все сдвиги были левыми, но океаническая литосферная плита перемещалась с большей скоростью, чем Сибирский континент (хотя и в том же направлении). На каком-то этапе произошел срыв крупной пластины, продолжившей движение к западу и превратившейся в современную Унья-Бомскую подзону, причем большая западная часть пластины в процессе перемещения была разрушена. Позднее на нее с юга были надвинуты образования Туксинской подзоны. Отмечу, что в кайнозой Унья-Бомская подзона (и хр. Джагды в целом), видимо, движется в обратном направлении [8, 13].

б) *Палеогеографическая модель* для юрского периода (рис. 4) является производной от палеотектонической. Она является уточненным вариантом схемы, предложенной Г.В. Рогановым с соавторами [17] и существенно отличается от представлений, сформулированных Г.Л. Кирилловой [11]. Реконструкция позволяет считать, что граница шельфа и континентального склона Амуро-Охотского морского бассейна располагалась немного западнее современной границы распространения юрских отложений Ульбанской СФЗ. Единство триасово-юрских отложений Удского и Торомского краевых прогибов, сходство их фаунистических комплексов с комплексами Буреинского краевого прогиба показано Г.В. Рогановым и др. [17] и И.И. Сей с соавторами [18]. По-видимому, эти прогибы формировались на едином шельфе. Последний протягивался далеко к западу: фрагменты юрских отложений шельфовых фаций известны вдоль северной окраины Буреинского массива (среднеюрская (?) моринская толща, ниже-среднеюрская саганская толща).

Вдоль южной окраины Сибирской платформы (у подножий хр. Янкан и Тукурингра) также протягивается краевой прогиб (Малотындинская и др. впадины [19, 24]), выполненный верхнетриасовыми и юрскими осадками шельфовых фаций. И.И. Сей и др. [18] показали, что юрские фауны Востока России принадлежат единой палеобиогеографической провинции и, видимо, существовали в едином морском

бассейне. Обращает на себя внимание синхронность смены морского режима осадконакопления на континентальный на рассматриваемой территории (конец юры–начало мела). Относительно ширины Монголо-Охотского моря в юре существуют разные точки зрения (см. [14]), однако в любом случае она, конечно, превышала нынешнее расстояние между Сибирской платформой и Буреинским массивом. Следовательно, внутри той области, которая на рис. 4 показана как шельф, могли существовать как более глубокие участки моря, так и сравнительно крупные массивы суши.

Проведенная реконструкция справедлива для среднеюрской эпохи и более раннего времени, но не для более позднего: предполагаемый перерыв между средне- и верхнеюрскими отложениями Ульбанской СФЗ свидетельствует о начавшейся перестройке морского бассейна и возможных изменениях в соотношениях шельфа и континентального склона, изменениях конфигурации границ различных участков морского дна. Данных для реконструкций этих событий недостаточно.

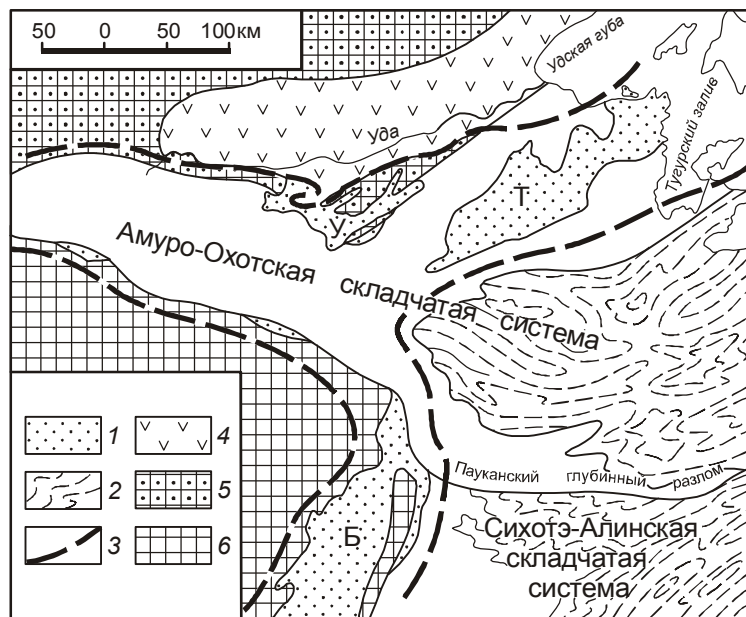
Особого рассмотрения заслуживает граница между Ульбанским и Сихотэ-Алинским морскими бассейнами (она в современной структуре проводится по Пауканскому, Дукинскому и Лимурчанскому глубинным разломам): при том, что бассейн явно был единым, фоновое осадочное выполнение его различно: преимущественно турбидитовое – в Ульбанской части, турбидитовое с олистостромами – в Сихотэ-Алинской. Эта проблема, однако, выходит за рамки настоящей работы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая работа фактически представляет собой только постановку задач для дальнейших исследований. Я четко сознаю, что построенные в работе ретроспективные модели, очевидно, далеко не для всех будут представляться достаточно убедительными (не говорю «достаточно обоснованными», т.к. и другие реконструкции обоснованы не лучше). Так, поверхность предполагаемого покрова никем не изучалась. В предполагаемых автохтоне и аллохтоне должны были бы наблюдаться деформационные структуры. Не обсуждая вопрос о степени сохранности таких структур, замечу, что соответствующая задача специально никогда не ставилась, а при обычных исследованиях – как региональных, так и специализированных – такие структуры могли не вызывать особого интереса.

В историческом анализе (впрочем, как и в любом теоретическом исследовании), как показал





**Рис. 4.** Палеогеографическая схема зон морской седиментации (середина юрского периода) для восточной части Амуро-Охотской складчатой системы и смежных территорий.

1 – шельфовые фации, 2 – фации континентального склона, его подножия и глубоководных котловин, 3 – предполагаемые границы палеошельфа, 4 – Джелонский вулканический прогиб и Боконская континентальная впадина, 5 – Сибирская платформа, 6 – Буреинский массив. Краевые прогибы: У – Ульбанский, Т – Торомский, Б – Буреинский.

С.В. Мейен [12], важная роль принадлежит методологическому регулятиву – принципу Чемберлина (“принцип множественных рабочих гипотез”). В соответствии с ним, на начальных этапах реконструкций прошлого следует рассматривать несколько рабочих гипотез (моделей) в качестве равноправных. Пока же в анализе мезозойской истории Амуро-Охотской складчатой системы рассматривалась [5, 14–18 и др.] лишь модель, предусматривавшая *постоянное* существование самостоятельных юрских бассейнов, на месте которых сформировались Унья-Бомская подзона Янкано-Джагдинской СФЗ и Ульбанская СФЗ. Нужно исследовать и другие варианты, один из которых предлагается.

Очевидно, определенную верификацию или фальсификацию предложенные реконструкции могли бы получить по материалам палеомагнитных исследований. К сожалению, такие работы в пределах мезозойских образований рассматриваемых структурных единиц не проводились.

Принятие предложенных мной реконструкций, очевидно, потребует уточнения существующих палеогеодинамических моделей [14, 15] для восточной части Амуро-Охотской складчатой системы, а возможно, и для всего восточного окончания Центрально-Азиатского складчатого пояса. Например, в качестве альтернативы стандартным моделям тектоники плит и террейнового анализа можно использовать развиваемую Ю.М. Пушаровским [16 и др.] гипотезу тектонического течения. Не являясь специалистом в области геодинамики, я не рискую взяться за такую работу и предлагаю заняться ею заинтересованным исследователям.

Я признателен за обсуждение работы и критические замечания А.Н. Диденко, Б.А. Натальину, Г.Л. Кирилловой, Л.И. Попеко и Г.В. Роганову.

Работа выполнена в рамках программы 06-И-ОНЗ-110 и проекта 506 МПГК ЮНЕСКО и МСГН, при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 07-05-00726-а).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафоненко С.Г., Сережников А.Н., Усов И.О. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. (Изд-е 2-ое. Серия Тугурская. Лист N-53-XXV: Объясн. зап. 3 осн. карты. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ (в печати).
2. Агафоненко С.Г., Усов И.О., Сережников А.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. (Изд-е 2-ое. Серия Тугурская. Лист N-53-XXVI: Объясн. зап. 3 осн. карты. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ (в печати).
3. Буханченко А.И., Григорьев В.Б., Иванов А.П., Романов Б.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. (Изд-е 2-ое. Комсомольская серия. Лист M-53-IV: Объясн. зап. 3 осн. карты. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ (в печати).
4. Буханченко А.И., Григорьев В.Б., Иванов А.П., Романов Б.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. (Изд-е 2-ое). Комсомольская серия. Лист N-53-XXXIV: Объясн. зап. 3 осн. карты. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ (в печати).
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.+цветные карты.
6. Громаковский И.Ю. Унья-Бомская зона тектонического разлинзования Монголо-Охотского складчатого пояса // Геотектоника. 2000. № 3. С. 33–40.
7. Егоров А.К. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия

- Удская. Лист N-53-XXV. Геологическая карта. М.: ГУГК, 1966.
8. Забродин В.Ю., Турбин М.Т. Крупнейшие разломы западной части хр. Джагды (Дальний Восток) // Геотектоника. 1970. № 3. С. 107–117.
  9. Забродин В.Ю., Бородин А.М., Гурьянов В.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Дальневосточная серия. 1:1 000 000. Лист N-53 (Шантарские острова): Объясн. зап. СПб: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2008. (в печати). 3 осн. + доп. карты.
  10. Зубков В.Ф. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Удская серия. Лист N-53-XXVI (Златоустовск). Геологическая карта. М.: Аэрогеология, 1975.
  11. Кириллова Г.Л. Удский осадочный бассейн. Торомский осадочный бассейн // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 501–515.
  12. Мейен С.В. О наиболее общих принципах исторических реконструкций в геологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 11. С. 79–91.
  13. Натальин Б.А., Попеко Л.И., Чеботов С.А. Тектоника Западно-Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 49–64.
  14. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
  15. Попеко Л.И. Монголо-Охотский орогенный пояс // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 128–131.
  16. Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю. О тектоно-геодинамической модели Земли нового поколения – обзор проблемы // Геотектоника. 2006. № 3. С. 3–8.
  17. Роганов Г.В., Брудницкая Е.П., Кисляков С.Г., Махинин А.В. Стратиграфия и условия формирования отложений Торомского и Удского прогибов // Геология и полезные ископаемые Приамурья: К 50-летию ФГУГГП “Хабаровскгеология”. Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 80–94.
  18. Сей И.И., Окунева Т.М., Зонова Т.Д. и др. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России. СПб: ВСЕГЕИ, 2004. 234 с.
  19. Сerezников А.Н., Волкова Ю.Р., Яшнов А.Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. (Третье поколение). Лист N-52 (Зея): Объясн. зап. 3 осн. карты. СПб: Картофабрика ВСЕГЕИ. (В печати).
  20. Сигов В.Ф. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Удская. Лист N-53-XIX. Геологическая карта. М.: ВАГТ, 1971.
  21. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. и др. Геохронология, геохимия и геодинамическая позиция палеозойских гранитоидов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Докл. РАН. 2002. Т. 392, № 6. С. 807–812.
  22. Схема геолого-структурного районирования Хабаровского края, Еврейской автономной области и сопредельных территорий. 1:2 500 000 / А.Ф. Васькин, В.А. Гурьянов, В.А. Дымович, В.Ю. Забродин, В.А. Кайдалов, С.Г. Кисляков, М.В. Мартынюк, А.В. Махинин, Г.В. Роганов, М.Т. Турбин, Ф.С. Фролов. Хабаровск: Дальгеофизика, 2006.
  23. Тоноян Р.М. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист N-53-XXXII. Геологическая карта. М.: ГУГК, 1964.
  24. Турбин М.Т., Вольский А.С., Старченко В.В. Монголо-Охотская геосинклинально-складчатая система. Т. 1: Геологическое строение // Геология зоны БАМ. Л.: Недра, 1988. С. 265–290.
  25. Хохлов Э.П. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист N-53-XXXIII. Геологическая карта. М.: ВАГТ, 1969.
  26. Эйриш Л.В. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист N-53-XXXIV. Геологическая карта. М.: ГУГК, 1967.

*Рекомендована к печати Л.И. Попеко*

### *V.Yu. Zabrodin*

#### **Reconstruction of the mesozoides structure of the eastern Amur-Okhotsk fold system (Far East)**

Based on the compositional similarity of the structure of the Upper Permian and Mesozoic assemblages in the Yankan-Dzhagdy and the Ulban structural and formational zone (SFZ) (Amur-Okhotsk fold system), reconstruction of the structure of the Ulban synclinorium is suggested for the end of the Jurassic period. It is presumed that the Unya-Bom subzone of the Yankan-Dzhagdy SFZ is a sheared and W-displaced for 400-600km fragment of the eastern Ulban synclinorium (the eastern centroclinal closing of the latter, inclusive).

**Key words:** mesozoides, Ulban synclinorium, palinspastic reconstruction, Amur-Okhotsk fold system, Far East.

ТЕКТОНИКА КАЙНОЗОЙСКОЙ НИЖНЕБИКИНСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ВПАДИНЫ  
(СЕВЕРНОЕ ПРИМОРЬЕ)

В.В. Голозубов<sup>1</sup>, Донг У Ли<sup>2</sup>, С.А. Касаткин<sup>1</sup>, Б.И. Павлюткин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

<sup>2</sup>Национальный университет г. Конджу (Республика Корея)

Поступила в редакцию 9 февраля 2008 г.

Нижнебикинская впадина располагается на севере Приморья и выполнена эоцен-нижнеолигоценными терригенными континентальными угленосными отложениями мощностью до 1500 м. Впадина представляет собой результат синсдвигового растяжения в процессе правосторонних перемещений вдоль Алчанского (Мишань-Фушунского на СВ Китая) разлома системы Тан-Лу. Смена господствовавших в мелу левосторонних перемещений вдоль разломов этой системы на правосторонние в кайнозойское время связана, по-видимому, с Индо-Евразийской коллизией.

**Ключевые слова:** кайнозой, стратиграфия, фация, сброс, сдвиг, бассейновый анализ, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Нижнебикинская впадина располагается в бассейне нижнего течения р. Бикин и ее левых притоков – рек Бурлитовка и Контровод. В плане она имеет форму овала, длинная ось которого вытянута в северо-восточном направлении на расстояние около 44 км при ширине до 18 км (рис. 1, 2). С поверхности впадина представляет собой слабо всхолмленную заболоченную равнину с абсолютными отметками 60–100 м, окруженную низкими горами. Впадина выполнена слабо литифицированными палеогеновыми континентальными терригенными отложениями с пластами бурого угля общей мощностью до 1500 м, несогласно перекрывающими более древние образования. На гравиметрической карте впадине отвечает отрицательная аномалия силы тяжести интенсивностью до 16 мГал.

Наличие промышленных залежей бурых углей в этом районе установлено Ю.М. Логвиновым в 1953 г. Разведочные работы, проведенные в 50-е и 60-е годы прошлого столетия, выявили здесь их значительные запасы, пригодные для открытой разработки и располагающиеся в благоприятных транспортных условиях. С начала 70-х годов на базе этих углей работает Лучегорская ГРЭС (ныне – ЗАО “ЛУТЕКС”) – главная энергетическая компания Приморья.

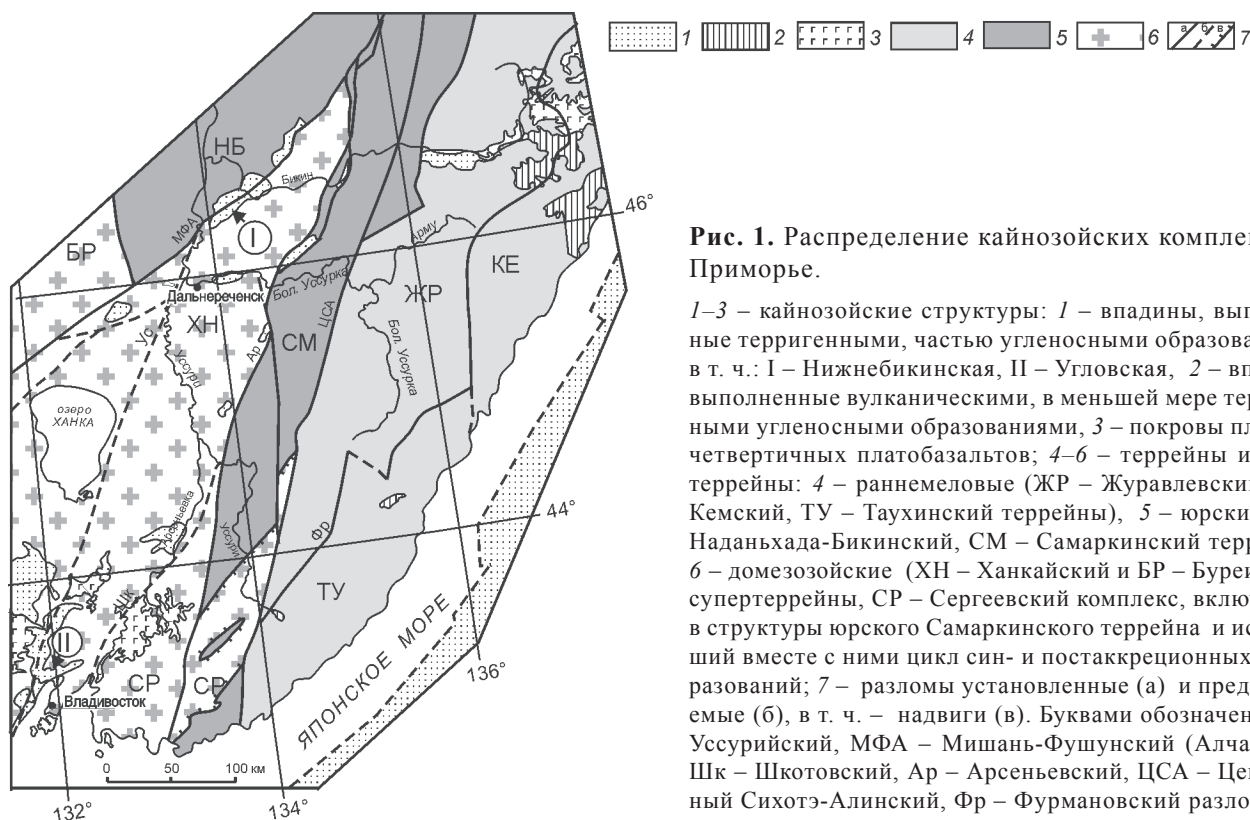
Фундамент северо-западной части впадины составляет краевая часть Наданьхада-Бикинского тер-

рейна – фрагмента аккреционной призмы – и образован юрским турбидитово-меланжевым матриксом с глыбами и пластинами триасово-юрских кремней, базальтов, редко – каменноугольных и пермских известняков и базальтов [16]. Эти образования сложно дислоцированы и прорваны интрузиями меловых гранитоидов.

Юго-восточная часть впадины подстилается докембрийскими (?) и нижнекембрийскими большей частью метаморфическими образованиями Ханкайского супертеррейна, перекрытыми чехлом прибрежно-морских терригенных отложений перми, триаса и юры [16].

Наданьхада-Бикинский террейн и Ханкайский супертеррейн разграничены зоной Алчанского (в Китае – Мишань-Фушунского) разлома северо-восточного простирания – одной из главных ветвей системы Тан-Лу. Нижнебикинская впадина приурочена к этой зоне, в том числе к его осевому разлому – Култухинскому надвигу, который хорошо изучен в приустьевой части р. Алчан и имеет относительно пологое падение на северо-запад [4].

К докайнозойским постаккреционным образованиям (с размывом перекрывающим комплексы как Наданьхада-Бикинского террейна, так и Ханкайского супертеррейна) относятся нижнемеловые терригенные и вулканические толщи (ассикаевская и алчанская свиты), а также сеноманская красноцветная стол-



**Рис. 1.** Распределение кайнозойских комплексов в Приморье.

1–3 – кайнозойские структуры: 1 – впадины, выполненные терригенными, частью угленосными образованиями, в т. ч.: I – Нижнебикинская, II – Угловская, 2 – впадины, выполненные вулканическими, в меньшей мере терригенными угленосными образованиями, 3 – покровы плиоцен-четвертичных платобазальтов; 4–6 – террейны и супертеррейны: 4 – раннемеловые (ЖР – Журавлевский, КЕ – Кемский, ТУ – Таухинский террейны), 5 – юрские (НБ – Наданьхада-Бикинский, СМ – Самаркинский террейны), 6 – домезозойские (ХН – Ханкайский и БР – Буреинский) супертеррейны, СР – Сергеевский комплекс, включенный в структуры юрского Самаркинского террейна и испытавший вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований; 7 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б), в т. ч. – надвиги (в). Буквами обозначены: Ус – Уссурийский, МФА – Мишань-Фушунский (Алчанский), Шк – Шкотовский, Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, Фр – Фурмановский разломы.

бовская толща. Перечисленные образования обнажены в пределах Алчанского бассейна, располагающегося, главным образом, на клиновидном выступе Ханкайского супертеррейна. Формирование этого бассейна связано с меловыми крупномасштабными левосторонними движениями вдоль Арсеньевского и Алчанского (Мишань-Фушунского) разломов на фоне субмеридионального регионального сжатия [3, 4].

Целью исследования, результаты которого излагаются в предлагаемой статье, являлось выявление особенностей тектонического развития региона в течение последующего, кайнозойского времени. Нижнебикинская впадина в этом отношении является весьма благоприятным объектом. Во-первых, она лучше других кайнозойских впадин изучена в связи с ее угленосностью и здесь имеется редкая возможность наблюдать непосредственно в обнажениях, каковыми являются стенки угольных разрезов, строение палеогеновых толщ и особенности их дислокаций. Во-вторых, впадина приурочена к зоне Алчанского (Мишань-Фушунского) разлома, обнаруживающего активность как в мезозое, так и в кайнозое.

Фактической основой работы явились результаты полевых наблюдений, выполненных нами на действующих угольных разрезах “Лучегорск-1” и “Лучегорск-2”. Широко привлекались также рабочие материалы Лучегорского разрезуправления ЗАО ЛУ-

ТЕКС, а также материалы геологической съемки масштаба 1:50 000, выполненной под руководством Б.Я. Черныша (1962 г., северо-западная часть впадины) и В.Б. Сергеева (1993 г., ее центральная и юго-восточная части). Кроме того, учтены материалы обобщений по стратиграфии, фациям и особенностям дислокаций впадины, выполненных в разное время В.Г. Варнавским и А.К. Седых.

#### СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ

Первая схема расчленения третичных отложений Нижнебикинской впадины была составлена Е.М. Петренко и В.Г. Варнавским в 1959 г. по результатам предварительной разведки бурогольного месторождения. Были выделены нижняя угленосная, непродуктивная и верхняя угленосная толщи. Такое расчленение, по сути, сохранилось до настоящего времени. В решениях последнего стратиграфического совещания нижняя угленосная толща не получила местного названия, она сопоставляется с угловской свитой Южного Приморья эоцен-олигоценного возраста [10]. Учитывая удаленность от стратотипа этой свиты, следует, по-видимому, согласиться с А.К. Седых, предложившим выделить нижнюю угленосную толщу в самостоятельную контроводскую свиту [13]. Вышележащие непродуктивная и верхняя угленосная толщи, в соответствии с решениями этого же сове-



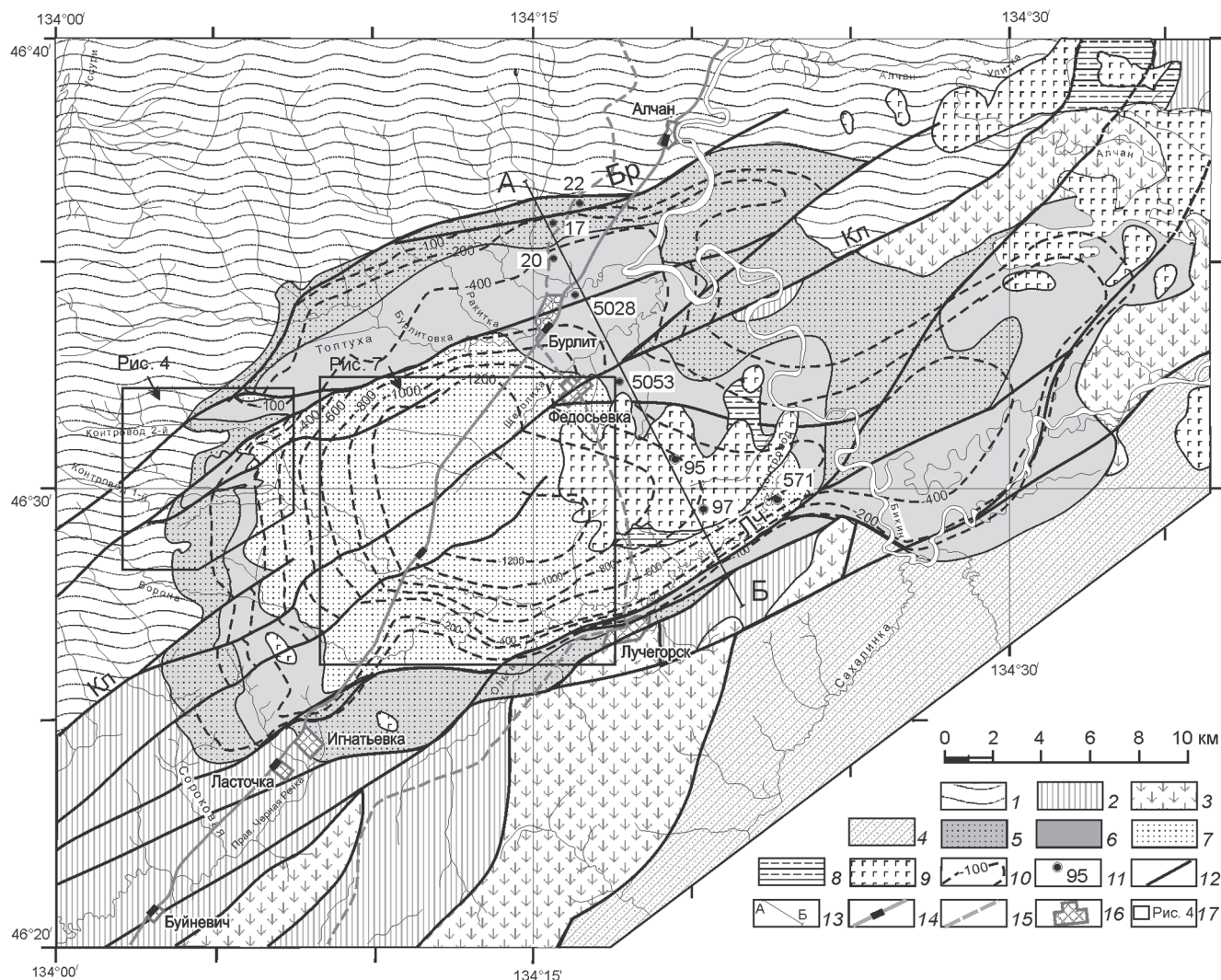


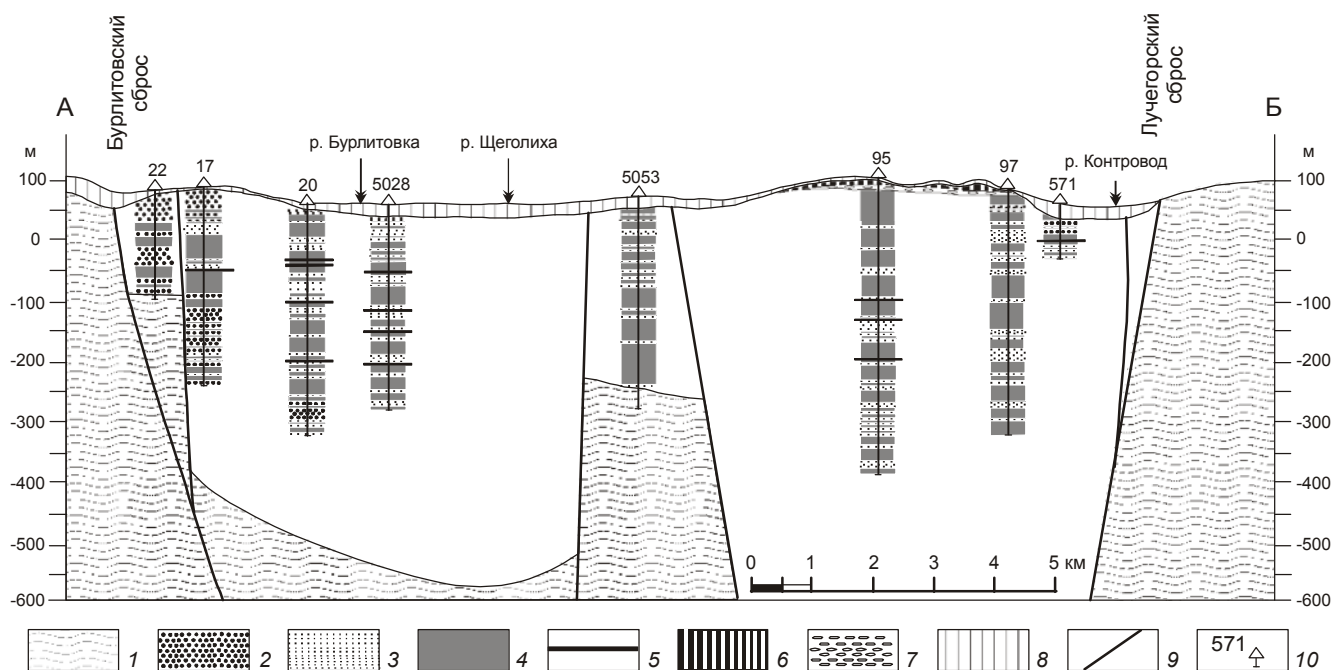
Рис. 2. Геологическая карта Нижнебикинской впадины.

1–4 – докайнозойские комплексы: 1 – Наданьхада-Бикинского террейна, 2 – Ханкайского супертеррейна, перекрытого чехлом прибрежно-морских терригенных отложений перми, триаса и юры, 3 – нижнемеловые вулканиты алчанской свиты, 4 – верхнемеловые красноцветные терригенные образования столбовской толщи, 5–7 – эоцен-нижнеолигоценые континентальные отложения: 5 – контроводская, 6 – лучегорская, 7 – бикинская свиты; 8 – плиоценовые галечники; 9 – плиоцен-четвертичные платобазальты; 10 – изоглубины подошвы кайнозойских образований (м); 11 – расположение скважин, показанных на рис. 3; 12 – разломы, в том числе Бр – Бурлитовский, Лч – Лучегорский; 13 – линия разреза, показанного на рис. 3; 14 – железная дорога и станции; 15 – автомобильная дорога, 16 – населенные пункты; 17 – районы угольных разрезов “Лучегорск-1” (рис. 7), “Лучегорск-2” (рис. 4).

щения, выделены в лучегорскую (олигоцен) и бикинскую (олигоцен–нижний миоцен) свиты, соответственно [10]. В целом же разрез представлен достаточно монотонной толщей переслаивания слабо литифицированных песчаников, алевролитов и глинистых пород с пластами бурых углей, в меньшей мере – гравелитов и конгломератов (рис. 2, 3).

*Контроводская свита* выходит на дневную поверхность в обрамлении депрессии, где перекрывается лишь чехлом четвертичных отложений. Вдоль се-

веро-западного борта она сложена преимущественно грубообломочными породами – конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками, в значительно меньшей степени – мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Гальки и гравий плохо окатаны, испытали незначительную транспортировку. Эти породы накапливались, по-видимому, в процессе эродирования низкопорядковыми постоянными и временными водотоками горного обрамления депрессии. Местами отмечаются глини-



**Рис. 3.** Геологический разрез через центральную часть Нижнебикинской впадины. Положение разреза см. на рис. 2.

1 – докайнозойский фундамент; 2–5 – эоцен-нижеолигоценовые континентальные отложения: 2 – конгломераты и гравелиты, 3 – песчаники, 4 – алевролиты и аргиллиты, 5 – пласты бурого угля; 6 – плиоценовые галечники; 7 – плиоцен-четвертичные платобазальты; 8 – четвертичные элювиальные, делювиальные и аллювиальные отложения; 9 – разломы; 10 – скважины и их номера (расположение см. на рис. 2).

то-щепнистые склоновые образования, приуроченные к базальным слоям. Ближе к центру впадины эти породы быстро замещаются более тонкообломочными – песчаниками и алевролитами с пластами бурых углей, принадлежащими к фациям проточных и слабо проточных озер и болот, одновременно со значительным увеличением общей мощности свиты [13].

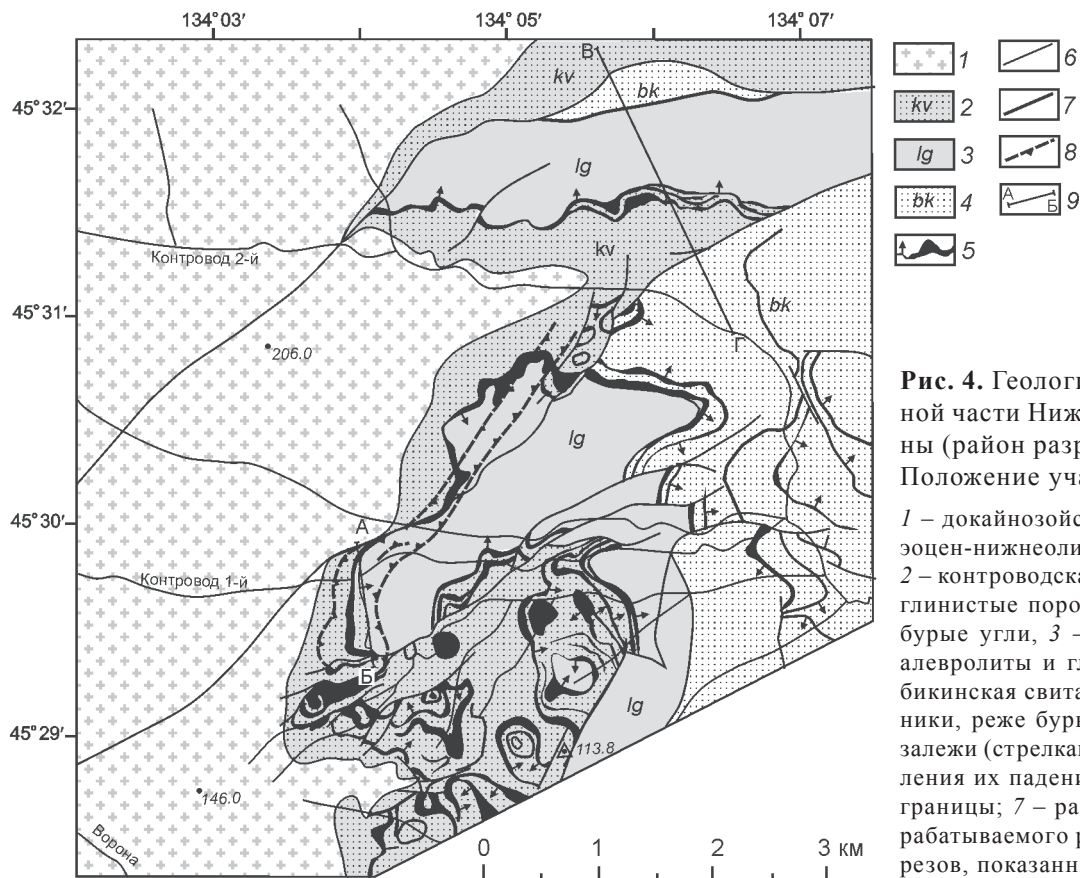
Для разреза характерна ясно выраженная ритмичность. Ритмослой мощностью от нескольких до первых десятков метров состоит из 2–3 элементов, слагающих трансгрессивные циклы от конгломератов (или песчаников) до алевролитов и аргиллитов. Такая ритмичность является, по-видимому, результатом блуждания водотоков по широкой долине при интенсивном погружении зоны седиментации. Завершающие некоторые из ритмов пласты углей отражают, по-видимому, этапы зарастания старичных озер. По мере приближения к краевым частям впадины мощности ритмов уменьшаются.

В юго-восточном борту впадины в районе пос. Лучегорск свита значительно (не менее, чем на 600 м) погружена вдоль краевого сброса. В центральной части впадины свита не изучена на полную мощность – вскрытая скважинами ее мощность не

превышает 350 м (скв. 20). С учетом гравиметрических данных и данных электроразведки, максимальная мощность свиты может достигать 850 м. Изученная часть разреза содержит четыре группы (номера 16–19) угольных пластов (нумерация групп угольных пластов сквозная сверху вниз для всех разрезов бассейна). Группы образованы сближенными угольными пластами, разделенными прослоями алевролитов и углистых аргиллитов. Иногда пласты углей сливаются, образуя залежи мощностью до 36 м, в плане не совпадающие друг с другом.

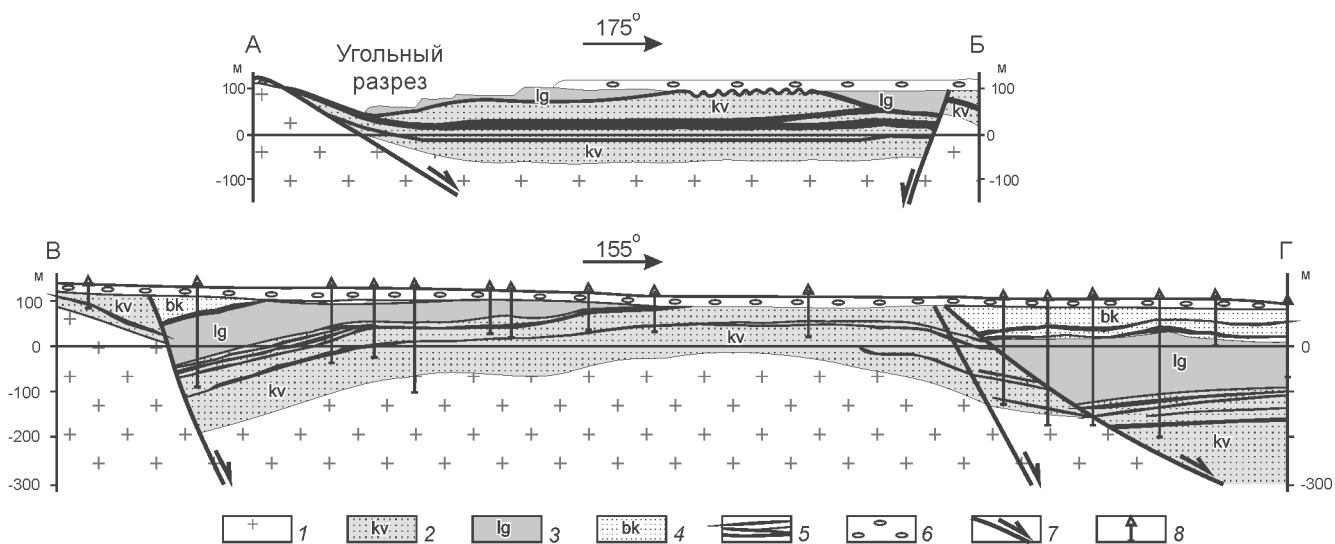
В западной краевой части впадины в районе действующего разреза “Лучегорск-2” мощность свиты значительно сокращена (до 160 м), разрез представлен преимущественно тонкообломочными породами – алевролитами с редкими линзами песчаников и пластами бурого угля (рис. 4, 5). Глинистые породы и угли нередко залегают здесь непосредственно на дотретичном фундаменте. В настоящее время отрабатывается 16-я группа угольных пластов, в частности – залежь мощностью 15–24 м, полого (до 5°) погружающаяся в восточном направлении (рис. 6А).

*Лучегорская свита* согласно перекрывает контроводскую, выходит на поверхность также в кра-



**Рис. 4.** Геологическая карта западной части Нижнебикинской впадины (район разреза “Лучегорск-2”). Положение участка см. на рис. 2.

1 – докайнозойский фундамент; 2–5 – эоцен-нижеолигоценовые отложения: 2 – контроводская свита – алевролиты, глинистые породы, реже песчаники и бурые угли, 3 – лучегорская свита – алевролиты и глинистые породы, 4 – бикинская свита – алевролиты, песчаники, реже бурые угли, 5 – угольные залежи (стрелками обозначены направления их падения); 6 – геологические границы; 7 – разломы; 8 – уступы обрабатываемого разреза; 9 – линии разрезов, показанных на рис. 5.



**Рис. 5.** Геологические разрезы западной части Нижнебикинской впадины. Положение разрезов см. на рис. 4.

1 – докайнозойский фундамент; 2–5 – эоцен-нижеолигоценовые отложения: 2 – контроводская свита – алевролиты, глинистые породы, реже песчаники и бурые угли, 3 – лучегорская свита – алевролиты и глинистые породы, 4 – бикинская свита – алевролиты, песчаники, реже бурые угли, 5 – угольные залежи; 6 – четвертичные отложения; 7 – сбросы; 8 – буровые скважины.



евых частях впадины. Мощность ее 160–180 м, сложена она монотонными алевролитами и аргиллитами, в краевых частях впадины содержащими прослой песчаников и, редко, конгломератов. Формирование свиты происходило в обстановке крупного проточного озера [13].

*Бикинская свита* распространена, главным образом, в центральной и юго-восточной частях депрессии, где ее мощность достигает 500 м. Нижняя граница свиты проводится по подошве нижнего угольного пласта 15-й группы. В восточном и северном направлениях угольные пласты выклиниваются, здесь подошва свиты проводится условно. В строении свиты принимают участие алевролиты, аргиллиты, песчаники, угли, туфопесчаники и туфоалевролиты, редко гравелиты и конгломераты аллювиальных (руслowych и пойменных) и озерно-болотных групп фаций. Русловые фации доминируют в южной и юго-восточной приразломных частях впадины, здесь проявлена отчетливая ритмичность отложений (подобная описанной для контроводской свиты) с конгломератами, гравелитами и песчаниками в основаниях ритмов. По мере перемещения в северном направлении нижние элементы ритмов выклиниваются и разрез приобретает более монотонное строение.

В составе бикинской свиты установлено 15 групп угольных пластов сложного строения, из которых верхние, иногда сливаясь, образуют угольные залежи мощностью до 34 м.

### Возраст отложений впадины

Выводы о возрасте отложений впадины базируются на палеоботанических данных, полученных рядом исследователей в разные годы изучения и отработки угольных разрезов. К настоящему времени достигнут консенсус по поводу нижней возрастной границы комплекса – это эоцен. В частности, в нашей коллекции растительных остатков из мелкозернистых песчаников в верхней части нижней угленосной толщи (кровля угольного пласта № 16) преобладает *Populus eowightiana* (Endo) Tanai et Uemura. Кроме того, встречены *Equisetum arcticum* Heer, *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Gliptostrobus europaeus* (Brong) Heer, *Cercidiphyllum palaeojaponicum* Endo, *Platanus* sp., *Protophyllum* sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Alnus subezoensis* Tanai, *Zelkova kushiroensis* Oishi et Huz., “*Acer*” *arcticum* Heer (определения Б.И.Павлюткина). Кроме “транзитных” *Metasequoia* и *Gliptostrobus*, остальные виды характерны для эоцена различных районов Дальнего Востока; в Приморье они известны в составе угловской и (частично) усть-давыдовской флор. Лишь немногие из них переходят границу верхнего эоцена.

Разрез нижней части нижней угленосной толщи (по материалам бурения) характеризуется спорово-пыльцевым комплексом, который Т.И. Петренко относит к эоцену. Наибольшее сходство намечается со спектрами угловской свиты Шкотовской впадины юга Приморья. Это позволяет датировать возраст нижней угленосной толщи эоценом, более вероятно, ранним.

Безугольная, лучегорская, свита по результатам спорово-пыльцевого анализа [2] сопоставляется с надеждинской свитой Южного Приморья, возраст которой, согласно палеоботаническим данным, соответствует среднему эоцену [7].

Верхняя угленосная толща (бикинская свита) датируется, [10], ранним–средним миоценом. Однако официально принятая точка зрения противоречит имеющимся палеоботаническим данным. Во-первых, палинокомплекс из нижней части верхней угленосной толщи обнаруживает четко выраженное сходство с палинофлорой усть-давыдовской свиты в ее стратотипическом разрезе [2]. Возраст последней отвечает уровню позднего эоцена [7]. Во-вторых, комплекс макрофитофоссилий (коллекция А.К. Седых, собранная в интервале 3-й группы угольных пластов), согласно определениям Р.С. Климовой, соответствует олигоцену [2]. К аналогичному выводу пришел А.С. Кундышев на основании анализа коллекции макрофоссилий, собранной им из того же интервала [6].

А.Г. Аблаев, датирует все три свиты Нижнебикинской впадины эоценом [1]. Согласно палинологическим данным [9], смена эоценового типа палинофлоры на олигоценовый фиксируется на уровне основания 3-ей группы угольных пластов.

Таким образом, возраст нижней угленосной толщи – ранний эоцен; средней, непродуктивной (лучегорской свиты) – средний эоцен; верхней угленосной (бикинской свиты) – поздний эоцен, кроме интервала выше 4-ой группы угольных пластов, датируемого олигоценом.

### ДИСЛОКАЦИИ

#### Сбросы северо-восточного простирания и сопровождающие их пликвативные дислокации

Нижнебикинская впадина представляет собой вытянутую в северо-восточном направлении грабен-синклиналь с более погруженным юго-восточным крылом. С северо-запада и юго-востока она ограничена Бурлитовским и Лучегорским сбросами (рис. 2, 3). Эти разломы, хотя и не изучены с поверхности, установлены достаточно уверенно по уступообразному погружению подошвы палеогеновых отложений,



а также по геофизическим данным – им отвечают аномалии типа гравитационных ступеней. Кроме того, система ветвящихся сбросов прослежена вдоль осевой части впадины. В ее северо-восточной части между двумя такими ответвлениями по данным бурения установлен выступ фундамента, поднятый относительно окружающего ложа бассейна не менее, чем на 500 м (рис. 3). Слои падают преимущественно в направлении погруженных частей впадины под углами 0–10°. В прибортовых частях наклон слоев нередко увеличивается до 20–30°, а в зонах тектонических нарушений – до 40–50°.

Некоторые из приведенных выше данных указывают на то, что разломы северо-восточного простирания, в первую очередь контролирующие северо-западную и юго-восточную границы впадины, были активными в процессе седиментации. Об этом свидетельствует наличие грубообломочных фаций контроводской свиты вдоль Бурлитовского разлома (рис. 3) – развивавшегося сбросового уступа –, быстро сменяющихся тонкообломочными породами по мере удаления от него в направлении к центру впадины. Русловые более грубообломочные отложения характерны и для бикинской свиты вблизи Лучегорского разлома. По мере перемещения в северо-западном направлении эти фации сменяются достаточно монотонными, преимущественно глинистыми образованиями и углями озерно-болотных фаций.

Как показали результаты детального бурения в юго-западной краевой части впадины, выступы фундамента контролируют распределение фаций. Особенно убедительны данные о поведении 18-й группы угольных пластов, залегающих в непосредственной близости от фундамента. Промышленная угленосность этих пластов приурочена в основном к понижениям фундамента, а на выступах мощность пластов угля уменьшается при ухудшении качества.

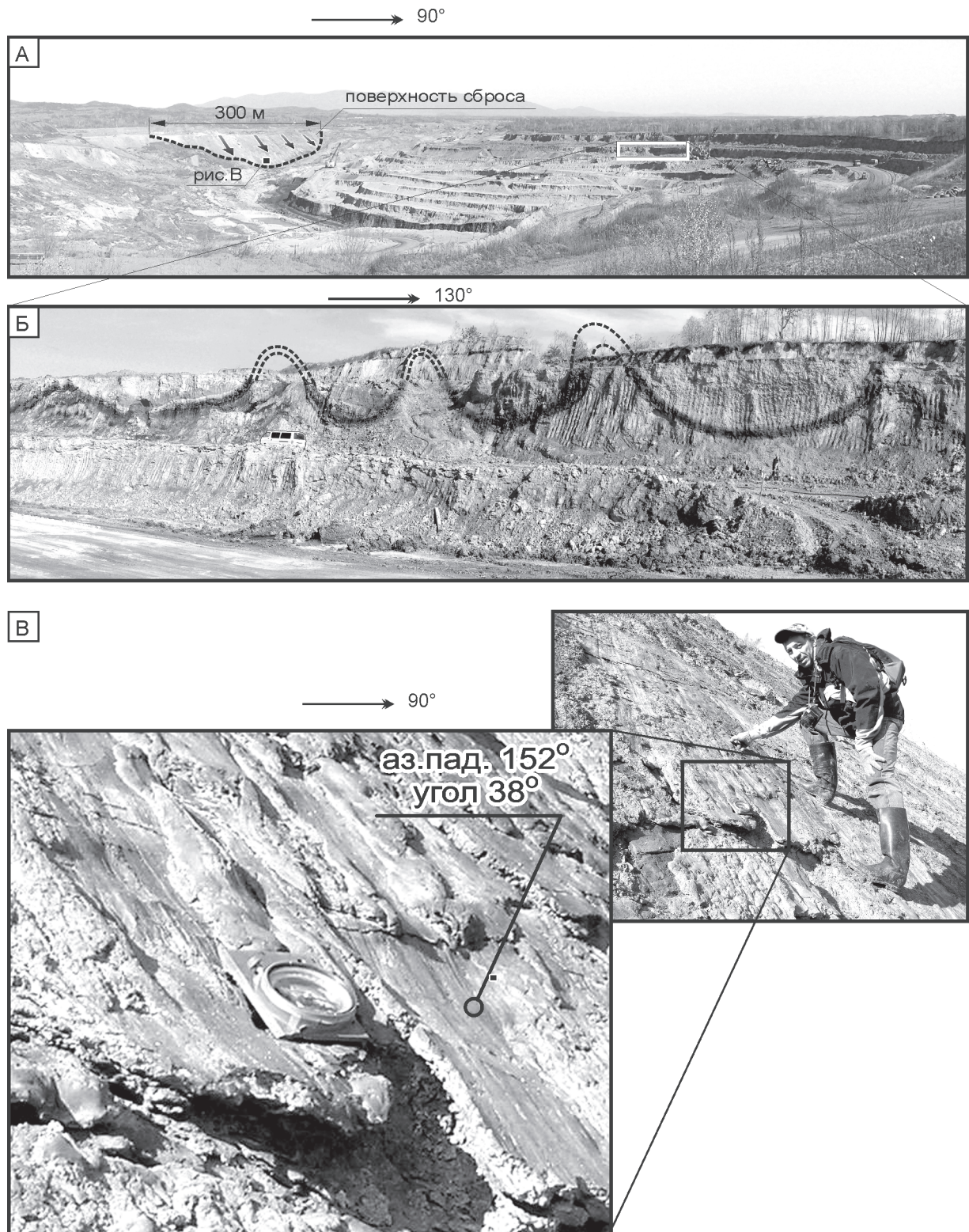
На рис. 7 показаны разломы и угольные пласты, выявленные и прослеженные поверхностными выработками и по данным бурения скважин в районе разреза “Лучегорск-1”. Разломы имеют северо-восточное (45–70°, среднее – около 60°) простирание, падение на северо-запад и юго-восток под углами 30–60°. Амплитуда сбросовых перемещений составляет от первых до первых сотен метров. Для этих разломов А.Н. Седых предполагает сдвиговую компоненту перемещений [13], однако каких-либо подтверждений этому мы не обнаружили. На поверхностях сместителей относительно малоамплитудных разрывов, которые мы наблюдали в стенках карьеров, отмечены только сбросовые штриховки скольжения.

Гигантское зеркало скольжения отпрепарировано вдоль северо-западной стенки разреза “Луче-

горск-2” при отработке 16-й группы угольных пластов (рис. 6 А, В). Плоскость сместителя ориентирована со средним азимутом падения 150°, углом падения 35°. Штриховки скольжения погружаются строго в том же направлении, уступы скольжения определенно указывают на чисто сбросовые перемещения (рис. 6В). В лежащем боку обнажены породы домелового фундамента (интенсивно дислоцированные кремни, песчаники и алевролиты), в то время как в висячем боку – палеогеновые слабо литифицированные глинистые породы и угли. Зона сброса имеет мощность более полуметра и образована перетертым до состояния милонитов материалом пород фундамента. Совершенно очевидно, что данное зеркало скольжения не могло сформироваться путем трения соприкасающихся в настоящее время кремней и песчаников фундамента и пластичных углей и глинистых пород палеогена – в процессе перемещений с обоих боков перетерлись породы фундамента. Соответственно, минимальная вертикальная амплитуда перемещения включает глубину погружения фундамента в висячем боку, что составляет на данном участке около 100 м (рис. 5, разрез А-Б). На разрезе В-Г (рис. 5), составленном для более северо-восточного участка впадины, видно, что вертикальная амплитуда перемещений вдоль этого же разлома составляет около 200 м.

Во многих случаях (но не всегда) наблюдаются флексуобразные изгибы слоев, прилегающих к разломам (например, западная часть разреза А-Б на рис. 5). Иногда при погружении висячих боков пласты приобретают наклон (до 15°) в сторону разлома (западная часть разреза В-Г на рис. 5). Показанные на рис. 7 наклоны угольных пластов также являются, по-видимому, результатом погружений вдоль систем сбросов. В осевых, удаленных от разломов частях впадины первичное практически горизонтальное залегание слоев полностью сохраняется. В целом же можно говорить о том, что пликвативные дислокации палеогеновых пород впадины в большинстве случаев обязаны перемещениям вдоль описываемых сбросов.

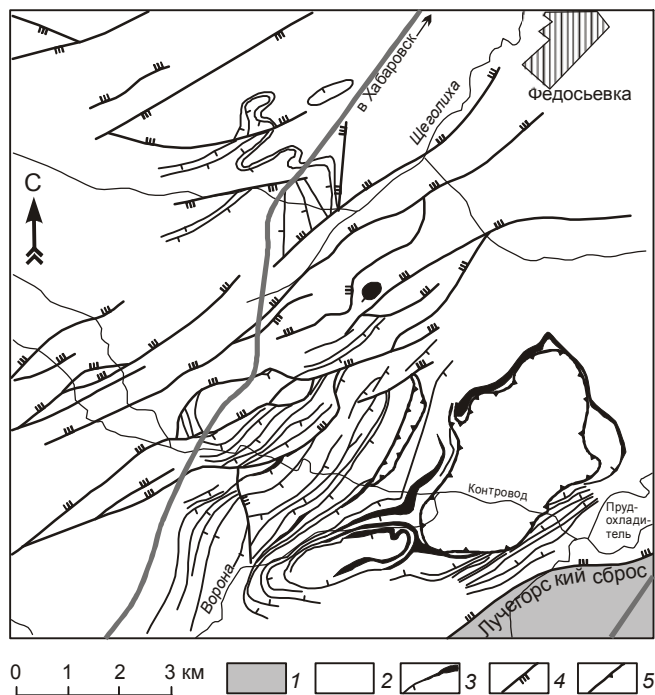
В этой связи представляется интересной структура юго-западной части впадины, вскрытая разрезом “Лучегорск-2” (разрез А-Б на рис. 5). Здесь нижняя часть разреза, включающая главную залежь угля, залегает в виде мульды с плоским дном и падающими навстречу друг другу под углами 20–25° приразломными бортами. Залегающая выше кровля угленосной толщи, образованная либо одним пластом угля, либо горизонтом часто чередующихся пропластков угля и глинистых пород (от 10 до 50 см каждый, общая мощность 5–10 м), образует анало-



**Рис. 6.** Дислокации угленосной толщи на разрезе “Лучегорск-2”.

А – общий вид разреза. На нижнем его уступе обрабатывается залегающий на данном участке близгоризонтально пласт угля мощностью 15–24 м. В левом верхнем углу снимка – отпрепарированная плоскость сместителя сброса, в лежачем боку которого – породы докайнозойского фундамента; Б – поверхностные гребневидные складки вдоль восточного уступа разреза, образованные маломощными пропластками черных углей среди светло-серых глинистых пород; В – Штриховки и борозды скольжения на поверхности сброса, обозначенного на рисунке А.

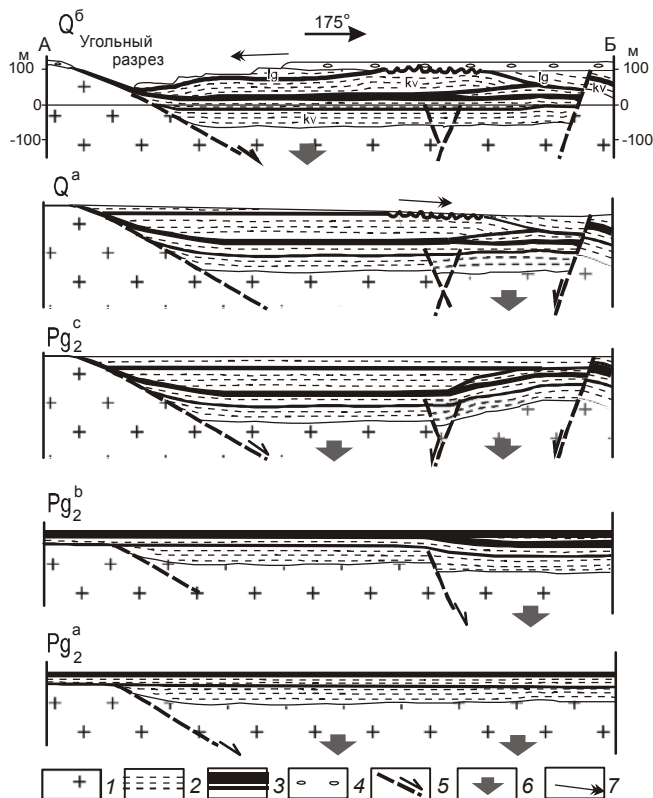




**Рис. 7.** Структура центральной части Нижнебикинской впадины (район разреза “Лучегорск-1”). Положение участка см. на рис. 2.

1 – докайнозойский фундамент; 2 – эоценовые терригенные отложения; 3 – залежи бурого угля (штрихами показаны направления их погружения); 4 – сбросы (тройными штрихами показаны направления их падения); 5 – контур действующего разреза.

гичную, но уже антиклинальную структуру, причем этот горизонт на крыльях складки сливается с нижней, главной угольной залежью. Зажатое между угольными залежами линзовидное тело мощностью до 70 м, образующее ядро как положительной, так и отрицательной структур, представлено преимущественно глинистыми породами, содержащими остатки флоры и рыб, в южной части переходящими в кослоистые песчаники с остатками стволов деревьев. Ориентировки слоистости в этих породах субпараллельны слоистости верхнего угольного пласта и, соответственно, у кровли главной угольной залежи разреза слои встречаются под углами до 30°. Представляется очевидным, что такое соотношение ориентировок слоев возможно только в результате прилегания продолжавшего накапливаться терригенного материала к уже наклоненному нижележащему угольному пласту (рис. 8). Сходная ситуация возможна и при сползании пород с крыльев к центру мульды, но каких-либо следов скольжения вдоль кровли главной угольной залежи мы здесь не обнаружили. Получается, что, с одной стороны, сбросо-



**Рис. 8.** Предполагаемый сценарий формирования западной части Нижнебикинской впадины (пояснения в тексте).

1 – докайнозойский фундамент; 2 – эоценовые терригенные отложения; 3 – пласты бурого угля; 4 – четвертичные отложения; 5 – сбросы; 6 – участки погружения впадины; 7 – направления гравитационного скольжения при формировании поверхностных складок.

вые перемещения происходили в процессе седиментации, а с другой – что близкое к горизонтальному залегание главной угольной залежи разреза в его южной части является вторичным.

Разломы северо-западного простирания в рамках впадины крайне редки. Примером является разлом, осложняющий строение обрабатываемой на разрезе “Лучегорск-1” угольной залежи мощностью около 20 м, принадлежащей 4-й группе угольных пластов в верхней угленосной (бикинской) свите. Разлом имеет близкое к вертикальному падению на СВ 45°. С юго-запада к нему причленяется ядро антиклинали с крутыми (до 80°) падениями крыльев в приосевой части и близгоризонтальным шарниром. Северо-восточнее пласты плавно выполаживаются и уже в 30 м от разлома угольная залежь имеет “фоновое” близгоризонтальное залегание (рис. 9). Юго-западнее крутые падения пластов также быстро сменяются близгоризонтальными залеганиями. В зоне раз-

лома и прилегающих участках угли и глинистые породы интенсивно расланцованы, осложнены микроскладками течения, что указывает на его формирование в обстановке сжатия.

### Поверхностные складки

Складки с крутыми падениями на крыльях, порою опрокинутые и лежащие, прослеживающиеся на поверхности и исчезающие на более глубоких горизонтах, известны с начала отработки третичных бурогольных месторождений Приморья, где они широко распространены. Такие складки установлены как в толще плейстоценовых “бурых суглинков”, так и в подстилающих третичных угленосных образованиях. Приуроченность к поверхности (обычно до глубины 30 м) послужила основанием для отнесения этих складок к нетектоническим структурам [8].

Прекрасное обнажение таких складок мы наблюдали в южной части восточной стенки разреза “Лучегорск-2” (рис. 6Б, 8). На протяжении более чем 300 м в меридиональном направлении выше кровли пачки практически горизонтально залегающих глинистых пород наблюдается серия складок, образо-

ванных часто чередующимися глинистыми породами и бурыми углями (последние в пропластках мощностью до 0.5 м, обычно 0.1–0.3 м). Общая мощность пачки переслаивания – около 10 м, ею завершается разрез нижней угленосной (контроводской) свиты. Эта пачка в целом полого погружается на север и перекрывается монотонными глинистыми породами, включаемыми в лучегорскую свиту.

Полоса распространения складок имеет высоту 12–15 м, выше с размывом залегает толща плейстоценовых бурых суглинков с окатанными гальками и валунами в основании, мощность которой в среднем около 15 м. Простираения складок от северо-восточных до широтных (рис. 10). Осевые плоскости антиклиналей располагаются достаточно равномерно на расстояниях 15–35 м друг от друга. Углы падения слоев на крыльях антиклиналей резко увеличиваются по мере приближения к их осям от 20–30 до 90°. Антиклинали разделены мульдообразными синклиналями, в осевых частях которых нередки участки с практически горизонтальными залеганиями пород. Ясно выраженная вергентность складок на этом уча-

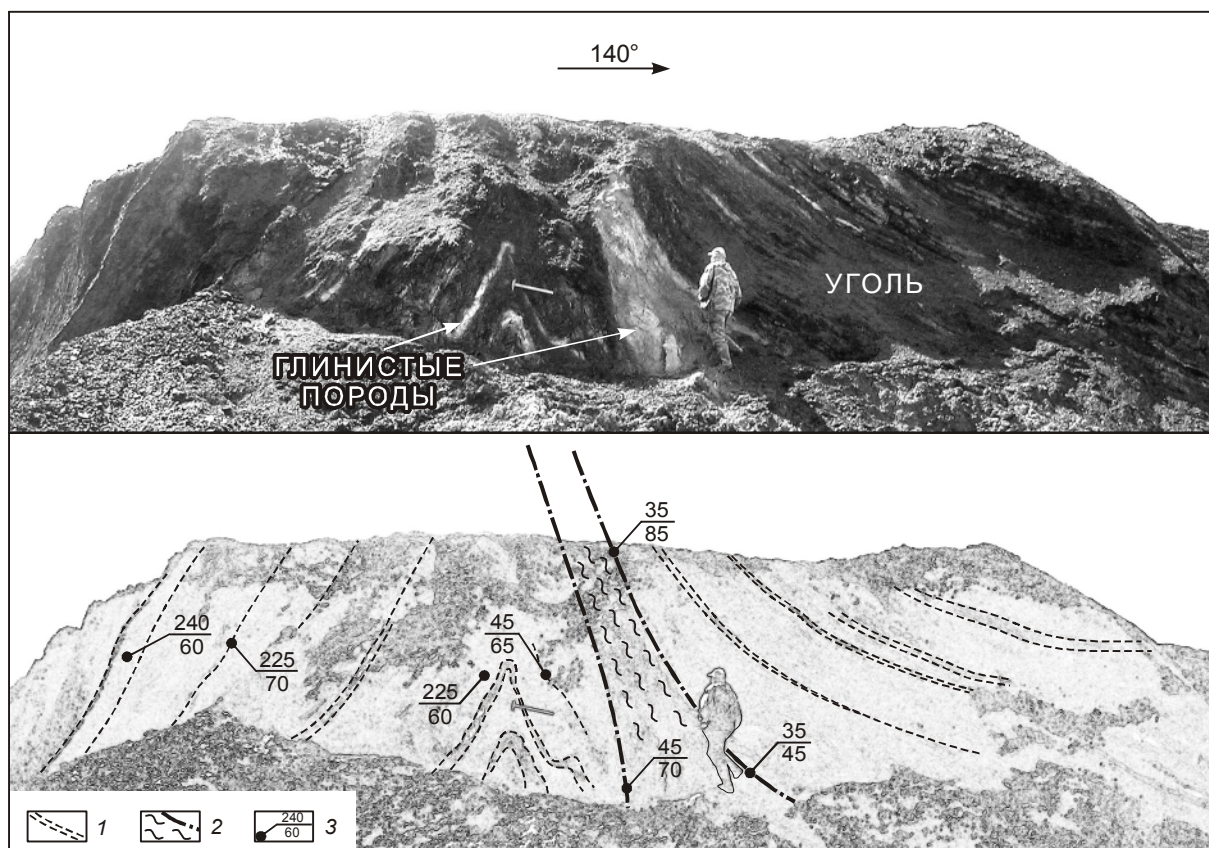


Рис. 9. Дислокации угленосной толщи вблизи разлома северо-западного простирания. Разрез “Лучегорск-1”.

1 – слоистость; 2 – границы зоны разлома, выполненной расланцованными глинистыми породами; 3 – ориентировки слоистости и сместителей разрывов: в числителе – азимут, в знаменателе – угол падения.



стке не обнаруживается. Севернее описываемой полосы, там, где к поверхности подходят перекрывающие угленосную пачку монотонные глинистые породы лучегорской свиты, складки исчезают и сменяются полого падающей на ССЗ моноклиналию. Эта моноклираль лишь на локальных участках осложнена единичными микроскладками, осевые плоскости которых наклонены на ЮЮВ.

Б.И. Павлюткин и А.Д. Боровский [8] предполагали, что поверхностные складки являются криогенными, то есть их формирование является результатом разрядки локальных напряжений при вспучивании, сопровождавшем формирование ледяных лакколлитов в одну из холодных эпох позднего антропогена, а также позднее, в процессе деградации многолетней мерзлоты. Не исключая возможности реализации такого способа формирования поверхностных складок на конкретных участках, отметим, что ледяные лакколлиты являются очаговыми (в плане изометричными) структурами и для объяснения формирования наблюдаемой на разрезе “Лучегорск-2” закономерной, практически линейной микроскладчатости этот механизм явно не подходит. В.К. Седых считал, что деформации поверхностных слоев связаны с процесса-

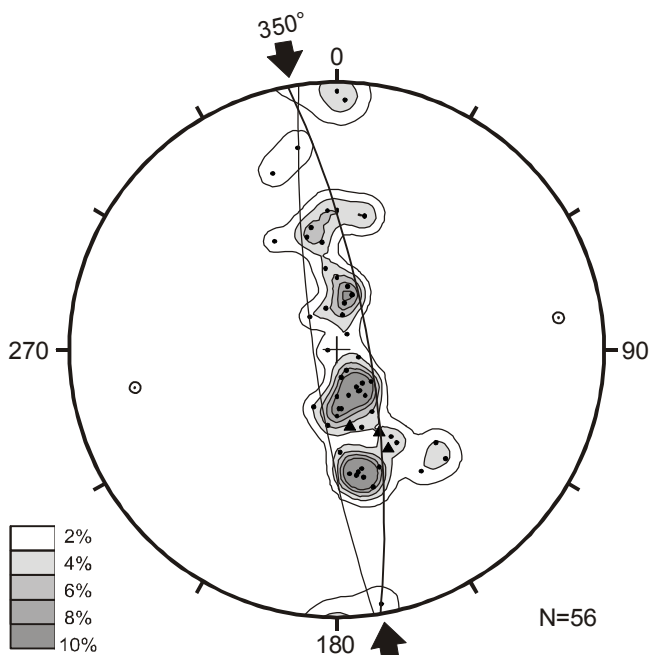
ми солифлюкции – гравитационного оползания вниз по склону вдоль поверхности мерзлых пород слоя сильно обводненных (а от этого чрезвычайно пластичных), обычно глинистых образований [13]. Эти представления, по-видимому, справедливы в части, касающейся определяющей роли гравитации при формировании рассматриваемых складок, то есть они действительно могли формироваться только в процессе скольжения поверхностных слоев вниз по склону. Вместе с тем, мы считаем, что подключение мерзлотных процессов в данном случае совершенно не обязательно – роль сильно обводненной, пластичной подошвы каскада микроскладок могли выполнять обычные водоупоры – например, как в описываемом случае, пласты глинистых пород.

Учитывая, что простирания крыльев и осей рассматриваемых микроскладок достаточно выдержанны и совпадают с простираниями сбросов (рис. 10), можно предполагать, что их формирование происходило в процессе гравитационного скольжения вниз по склону, образованному при погружении присбросового участка бассейна (рис. 11). Вполне вероятно также, что спусковым механизмом для такого скольжения являлись сейсмические толчки, сопровождающие движения вдоль сбросов. Таким образом, формирование описываемых поверхностных складок было, по-видимому, тесно связано со сбросовыми перемещениями, то есть эти складки можно считать тектоно-гравитационными образованиями.

Важно отметить, что линейные валы и впадины, характеризующие микрорельеф поверхности после формирования микроскладок, не были полностью уничтожены в процессе денудации – понижения, приуроченные к осям синклиналей, достаточно быстро были захоронены четвертичными аллювиальными отложениями. Соответственно, можно полагать, что формирование поверхностных складок и накопление перекрывающего аллювия происходили близко-одновременно. Появляется, таким образом, возможность датировки послезоценовых сбросовых перемещений по возрасту перекрывающих образований. На одном из участков разреза “Лучегорск-1” (рис. 12) спорово-пыльцевые спектры из двух опробованных нами прослоев темно-серых песков среди галечников датируют вмещающие отложения ранним плейстоценом (заключение Н.И. Беляниной, ТИГ ДВО РАН).

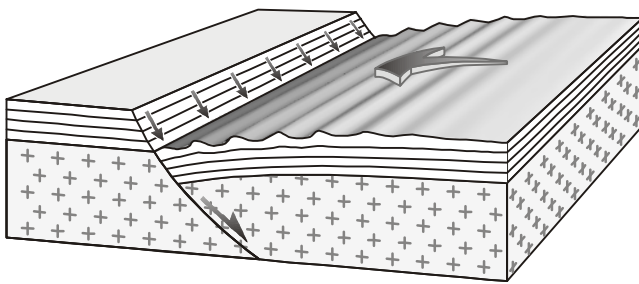
#### МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И ПОСЛЕДУЮЩЕГО РАЗВИТИЯ ВПАДИНЫ

Приведенные выше данные о составе заполняющих впадину отложений, особенностях распределения фаций в плане и в разрезе и характере постсе-

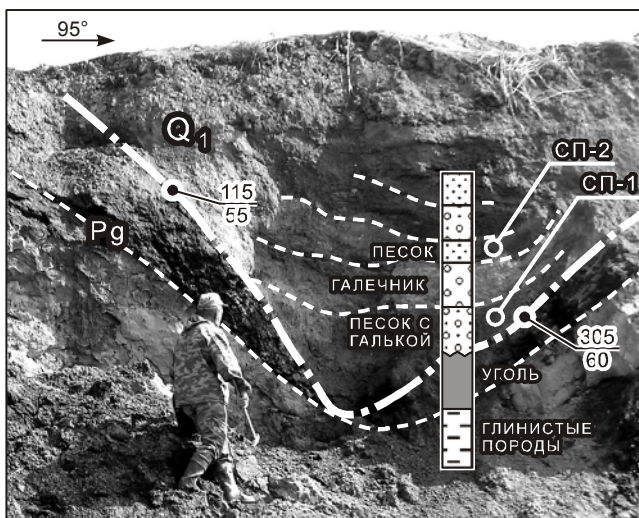


**Рис. 10.** Диаграмма ориентировок слоистости на разрезе “Лучегорск-2” и ограничивающего бассейн сброса. Сетка Вульфа, верхняя полусфера.

На диаграмме изображены: изолинии полюсов и полюсы поверхностей напластования (точки) и полюсы сброса (треугольники), пояса слоистости (дуги больших кругов) и их осей (точки в кружках). Стрелками показано основное направление сжатия при формировании складок.

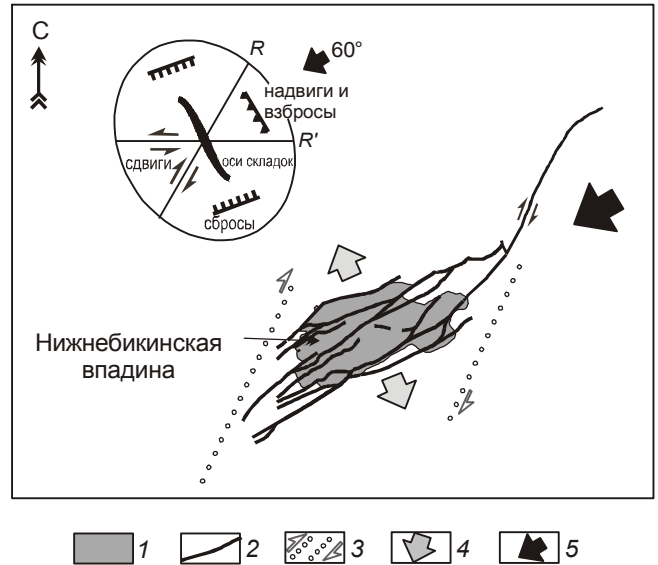


**Рис. 11.** Формирование поверхностных складок путем гравитационного оползания вниз по склону, образованному в процессе сбросовых перемещений по разлому.



**Рис. 12.** Обнажение сероцветных четвертичных образований, заполняющих ядро поверхностной синклинали. Показаны точки отбора проб на спорово-пыльцевой анализ. Разрез “Лучегорск-1”.

диментационных дислокаций свидетельствуют о том, что определяющую роль при формировании и последующем развитии впадины играли сбросовые перемещения вдоль разломов ВСВ (в среднем около  $60^\circ$ ) простирания – в первую очередь, вдоль граничных Бурлитовского и Лучегорского разломов. В частности, развитие грубообломочных пород вблизи этих разломов и их исчезновение (с увеличением общей мощности отложений) по мере перемещения к осевой части впадины является прямым указанием на активность граничных разломов в процессе седиментации, то есть в эоценовое время. Перемещения вдоль конседиментационных сбросов ВСВ простирания контролировали, как указывалось выше, детали распределения в плане и в разрезе состава и мощностей угленосных пачек. В более позднее время деформации, в том числе и четвертичных отложений,



**Рис. 13.** Модель формирования Нижнебикинской впадины в зоне растяжения, формировавшейся при правосторонних перемещениях на участке двойного излома зоны Алчанского разлома.

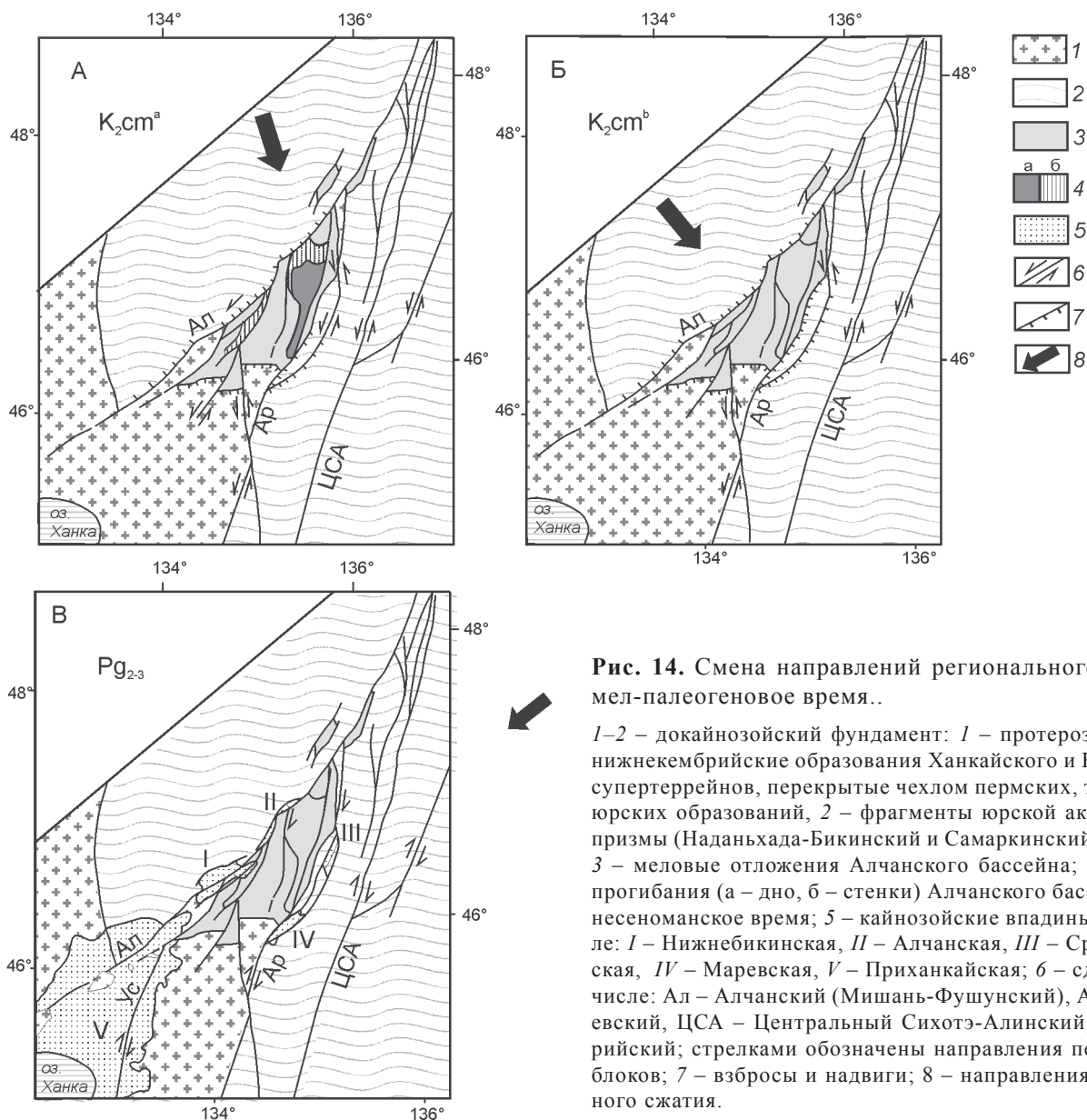
1 – участки прогибания и заполнения впадины; 2 – разломы; стрелками обозначены направления сдвиговой компоненты перемещений; 3 – ограничения зоны синдвигового растяжения; 4 – направления синдвигового растяжения; 5 – ориентировка регионального сжатия.

В левом верхнем углу показаны геометрические взаимоотношения в плане ориентировок разрывов и складок, являющихся результатом ВСВ  $60^\circ$  регионального сжатия.

имели такой же характер и отличались лишь значительно меньшей интенсивностью.

Формирование структур растяжения, каковыми являются описываемые сбросы, происходило в поле сжатия, ориентированного вдоль этих структур, то есть в направлении ВСВ  $60^\circ$  (рис. 13). Присбросовые пликативные дислокации формировались, соответственно, также в условиях растяжения. Разломы СЗ простирания, в пределах впадины развитые локально, являются, как это показано выше (рис. 9), структурами сжатия.

Причиной формирования структур растяжения именно на рассматриваемом отрезке Алчанского разлома является, по-видимому, то, что наблюдаемое здесь ВСВ (около  $60^\circ$ ) его простирание является аномальным на фоне простираний  $25-45^\circ$  северо-восточнее и юго-западнее впадины (рис. 13). Примечательно, что юго-западнее, на территории Северо-Восточного Китая, вдоль продолжения Алчанского (Мишань-Фушунского) разлома на протяженном участке ВСВ  $60^\circ$  простирания вдоль северного обрамления Приханкайской низменности так-



**Рис. 14.** Смена направлений регионального сжатия в мел-палеогеновое время..

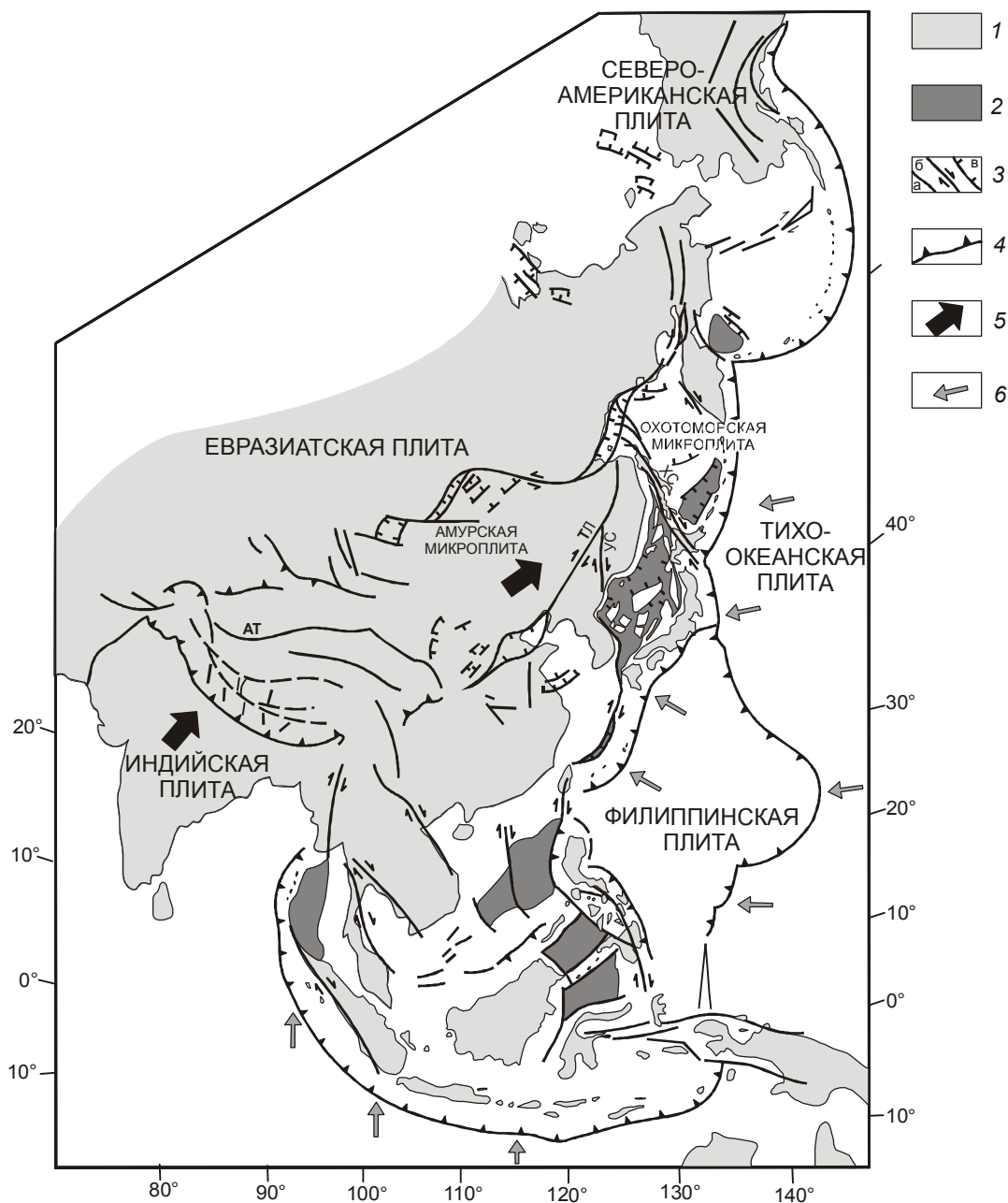
1–2 – докайнозойский фундамент: 1 – протерозойские (?)–нижнекембрийские образования Ханкайского и Буреинского супертеррейнов, перекрытые чехлом пермских, триасовых и юрских образований, 2 – фрагменты юрской аккреционной призмы (Наданьхада-Бикинский и Самаркинский террейны); 3 – меловые отложения Алчанского бассейна; 4 – участки прогибания (а – дно, б – стенки) Алчанского бассейна в ранненеоманское время; 5 – кайнозойские впадины, в том числе: I – Нижнебикинская, II – Алчанская, III – Среднебикинская, IV – Маревская, V – Приханкайская; б – свдиги, в том числе: Ал – Алчанский (Мишань-Фушунский), Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, Ус – Уссурийский; стрелками обозначены направления перемещений блоков; 7 – взбросы и надвиги; 8 – направления регионального сжатия.

же наблюдается почти непрерывная цепочка кайнозойских впадин (рис. 1, 14В). При упомянутом направлении сжатия ВСВ  $60^\circ$  вдоль отклоняющихся к северу от этого направления участков разлома можно ожидать правосдвиговую компоненту перемещений, которая должна полностью доминировать на участках разлома ССВ  $25^\circ$  простирания. Соответственно, обстановка растяжения в районе Нижнебикинской впадины по мере удаления от нее вдоль Мишань-Фушунского (Алчанского) разлома сменяется обстановкой косоугольного сжатия. В целом же Нижнебикинскую впадину (как и описанную нами ранее Угловскую впадину на юге Приморья [5]) можно считать полным аналогом бассейнов синдвигового

растяжения (pull-apart basins) на участках искривлений (или сочленений) свдиговых зон [19].

#### О СМЕНЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ВОДОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ В МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОЕ ВРЕМЯ

К настоящему времени можно считать установленным, что формирование юрских и меловых структур восточного обрамления Евразии происходило в результате динамического взаимодействия относительно мало подвижного континента и активно двигающейся в северном (с отклонениями на СЗ и ССВ) направлении океанической плиты Изаанаги [4]. Результатом косоугольного сжатия явилось формирование



**Рис. 15.** Кайнозойские разломы и структуры растяжения, формирование которых связано с Индо-Евразийской коллизией (по [19] с небольшими изменениями и дополнениями).

1 – континентальная суша; 2 – фрагменты окраинных бассейнов с океаническим типом коры; 3 – разломы (а), в том числе – сдвиги с указанием направлений перемещений блоков (б) и сбросы (в); 4 – зоны субдукции. 5 – направления перемещений континентальных плит и их фрагментов; 6 – направления перемещений океанических плит.

Восточно-Азиатской [15] (в Китае – Тан-Лу [21]) системы окраинно-континентальных левых сдвигов северо-восточного простирания, распространяющихся вглубь континента на расстояние до 800 км, а также ориентированной в северо-восточном и восток-северо-восточном направлениях меловой складчатости в пределах, например, Сихотэ-Алинского орогенного

пояса [4, 15]. Перемещения вдоль этих сдвигов составляли сотни и первые тысячи километров [4]. На участках разветвлений, сближений и искривлений сдвиговых зон происходило формирование достаточно многочисленных бассейнов синсдвигового растяжения (pull-apart basins), нередко угленосных и нефтегазоносных (яркий пример – бассейн Сунляо на



северо-востоке Китая) [3]. В пределах рассматриваемого в данной статье района структурами мелового времени являются Алчанский (Мишань-Фушунский) разлом – главная ветвь системы Тан-Лу – и одноименный бассейн синсдвигового растяжения, расположенный на участке сочленения этого разлома с Арсеньевским разломом (рис. 14А) [3, 4].

Для кайнозойского времени (начиная, по крайней мере, с эоцена) региональное сжатие ориентировано совершенно иначе, а именно – в северо-восточном направлении. Соответственно, вдоль разломов северо-восточного простирания, в меловое время являвшихся структурами сжатия, в кайнозое доминируют процессы растяжения (с формированием седиментационных бассейнов), наиболее интенсивные на участках разломов, ориентированных параллельно ориентировкам сжимающих напряжений в отдельные отрезки времени на конкретных участках окраины. Вдоль разломов ССВ и меридионального простирания (например, вдоль Хоккайдо-Сахалинской системы разломов) в это время происходят уже правосторонние перемещения [12]. Ярким свидетельством того, что эти движения продолжаются по настоящее время, является простирающийся на ССВ  $30^\circ$  сейсморазрыв на поверхности земли, образовавшийся при разрушительном Нефтегорском землетрясении на Сахалине в 1995 году с одноактной амплитудой правых перемещений до 8 м [11].

Кайнозойские тектонические перемещения вдоль разломов ВСВ и меридионального простирания происходили в рассматриваемом регионе преимущественно вдоль запад-северо-западной и восток-юго-восточной границ Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогенного пояса – западнее Арсеньевского разлома и восточнее морского побережья вдоль разломов, ограничивающих кайнозойские бассейны Татарского пролива (рис. 1). Центральная часть этого пояса, также испытывавшая в меловое время весьма интенсивные левосторонние перемещения вдоль разломов ССВ простирания (в первую очередь – вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома), в кайнозое практически сохранила свою целостность, представляя собой относительно монолитный блок. Таковым этот блок стал, по-видимому, в результате внедрений больших объемов гранитоидов в конце раннего мела, на завершающем этапе формирования пояса.

Что же послужило причиной столь резкой смены ориентировок сжимающих напряжений на границе мела и палеогена? Вполне очевидно, что ВСВ  $60^\circ$  направление сжатия не могло быть результатом взаимодействия Евразийской континентальной и Тихоокеанской океанической плит – последняя в течение

всего кайнозоя продолжала перемещаться в З и ЗСЗ направлениях с формированием соответствующей активной окраины [17]. Предположению о том, что ВСВ  $60^\circ$  направление сжатия связано с перемещениями на юг и юго-запад Охотоморской (и Северо-Американской) плит [14] относительно Евразии противоречит отсутствие в тылу этих плит соответствующих структур растяжения. Остается вариант, предложенный Л. Жоливе и др. [18], а несколько позднее развитый в статье Д. Уоррелла с соавторами [20], что кайнозойские правосдвиговые деформации вдоль восточной окраины Азии являются удаленным эффектом Индо-Евразийской коллизии. В соответствии с этой идеей, в результате столкновения Индийской и Евразийской плит крупные фрагменты Евразии перемещались на северо-восток относительно прилегающих Северо-Американской, Охотоморской, Тихоокеанской и Филиппинской плит (рис. 15). Движения последних двух происходили в это же время в поперечном, З и ЗСЗ направлениях [17] и, по-видимому, мало влияли на процесс структурообразования на рассматриваемом участке восточноазиатской окраины.

#### ВЫВОДЫ

1. Нижнебикинская впадина представляет собой бассейн синсдвигового растяжения (pull-apart basin), сформировавшийся в эоцен-раннеолигоценую стадию правосторонних перемещений по окраинно-континентальным сдвигам СВ простирания.

2. Формирование кайнозойских впадин Сихотэ-Алинского участка восточной окраины Азии происходило под действием сжатия, ориентированного в ВСВ направлении, и являлось, по-видимому, удаленным эффектом Индо-Евразийской коллизии.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны И.В. Калинину – директору Лучегорского разрезуправления ЗАО ЛУТЕКС, разрешившему свободный доступ на действующие разрезы, а также Н.Д. Николайчуку – главному геологу и И.Н. Лифанову – геологу разрезуправления за консультации и представление текущих геологических материалов. Авторы благодарят также Т.М. Михайлик за помощь в оформлении рукописи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 08-05-90300) и фонда ДВО РАН (проекты 09-III-A-08-406, 09-1-ОНЗ-01 и 09-3-A-08-399).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аблаев А.Г., Чен-Сен Ли, Ю-Фей Ван. Палеоген Бикино-Уссурийского бассейна седиментации. Владивосток: Дальнаука, 2006. 74 с.

2. Болотникова М.Д., Седых А.К. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений Нижнебикинской впадины // Палинология Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 41–52.
3. Голозубов В.В., Амелеченко Г.Л., Ли, Донг-У и др. История формирования Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Северо-Западное Приморье) // Геотектоника. 2002. № 3. С. 53–65.
4. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
5. Голозубов В.В., Микловда С.В., Ли Донг-У и др. Динамика формирования кайнозойской Угловской впадины (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 4. С. 22–33.
6. Кундышев А.С., Верховская Н.Б. О возрасте угленосных отложений Нижнебикинской впадины // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 121–127.
7. Павлюткин Б.И. Усть-давыдовская свита – ключевой палеогеновый стратон Приморья // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 6. С. 78–92.
8. Павлюткин Б.И., Боровский А.Д. О масштабах и природе дислокаций в кайнозойских толщах Западного Приморья // Вопросы стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 82–88.
9. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. Стратиграфия пограничных отложений олигоцена и миоцена в Приморье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 119–127.
10. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР (Хабаровск, 1990): Объясн. зап. к стратиграфическим схемам. Хабаровск: ХГГГП, 1994. 124 с. (Препринт).
11. Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45–53.
12. Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 80–109.
13. Седых А.К. Формирование кайнозойских угленосных впадин Приморья: Дис... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2005. 300 с.
14. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов и М.И. Кузьмин. М.: Майк “Наука”, 2001. 390 с.
15. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.
16. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Бялобжеский С.Г. и др. Кратоны и орогенные пояса Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 93–229.
17. Engebretson D, Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 206. 1985. P. 1–59.
18. Jolivet L., Davy Ph., Cobbold P. Right-lateral shear along the Northwest Pacific margin and the India-Eurasia collision // Tectonics. 1990. V. 9, N 6. P. 1409–1419.
19. Twiss R.J., Moores E.M. Structural geology. W.H. Freeman and Company. New York. 1992. 532 p.
20. Worrall D.M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision // Tectonics. 1996. V. 15, N 4. P. 813–826.
21. Xu J. Basic characteristics and tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang Fault Zone // Xu J. (ed.) Tancheng-Lujiang Wrench Fault System. John Wiley & Sons, 1993. P. 17–51.

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

### *V.V. Golozoubov, Dong Woo Lee, S.A. Kasatkin, B.I. Pavlyutkin*

#### **Tectonics of the Cenozoic Nizhnebikinsky coal-bearing basin (Northern Primorye)**

The Nizhnebikinsky basin located in the northern part of Primorye is infilled with Eocene-Lower Oligocene terrigenous continental coal-bearing deposits with a total thickness of  $\leq 1500$  m. The basin is the result of syn-strike-slip extension that occurred in the process of right-lateral displacements along the Alchan (Mishan-Fushung in NE China) fault of the Tan-Lu wrench fault system. The change of the left-lateral displacements along this system which dominated in the Cretaceous by the right-lateral ones in Cenozoic time is probably connected with Indo-Eurasian collision.

**Key words:** Cenozoic, stratigraphy, facies, normal faults, strike-slip faults, basin analysis, Primorye.

## ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРЫ И МЕЛА В БУРЕЙНСКОМ БАССЕЙНЕ (РОССИЙСКИЙ ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

В.С. Маркевич, Е.В. Бугдаева

Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 10 августа 2007 г.

Изучены палинологические комплексы из угленосных отложений талынджанской и дубликанской свит Буреинского бассейна. Для палинокомплекса верхней части талынджанской свиты характерно доминирование голосеменных, в основном близких к сосновым, а также *Ginkgocycadophytus*. Количество папоротникообразных невелико при довольно высоком их таксономическом разнообразии. Отмечается последнее появление спор *Staplinisporites pocockii*, *Camptotriletes cerebriformis*, *C. nitida*, *Cingulatisporites sanguinolentus*, типичных для позднеюрских палинофлор. В палинокомплексе дубликанской свиты преобладают папоротникообразные. Это главным образом *Cyathidites* и *Duplexisporites*. В составе голосеменных наряду с хвойными также возрастает участие *Classopollis*. Впервые появляются *Stereisporites bujargiensis*, *Neoraistrickia rotundiformis*, *Contignisporites dorsostratus*, *Duplexisporites pseudotuberculatus*, *D. rotundatus*, *Appendicisporites tricostatus*, *Concavissimisporites asper*. Эти спороморфы характерны для берриасских палинофлор. Таким образом, граница между юрой и мелом, по всей вероятности, проходит между талынджанской и дубликанской свитами.

**Ключевые слова:** палинология, стратиграфия, поздняя юра, ранний мел, талынджанская свита, дубликанская свита, Буреинский бассейн, Российский Дальний Восток.

## ВВЕДЕНИЕ

Международная геохронологическая шкала основывается на этапах развития морских беспозвоночных. Подразделения мезозоя устанавливаются, в основном, по аммонитам и двустворкам. В континентальных толщах выделение стратонов юрского и мелового возраста, а также обоснование границ этих систем всегда представляли собой сложную проблему. Еще в 1962 г. академиком В.В. Меннером была высказана мысль, что единственным методом, позволяющим проводить корреляцию морских, лагунных и неморских отложений, является палинологический [21]. Преимущество метода состоит в том, что палиноморфы обильны и переносятся на значительные расстояния. Считается, что обычно пыльца распространяется на 50–100 км, но пределы дальности транспортировки могут измеряться тысячами километров [14]. Споры и пыльца зачастую аккумулируются в разновозрастных слоях различного генезиса.

В морских отложениях юго-восточной части России граница юры и мела определяется довольно уверенно [10, 20, 26, 29]. Берриасская палинофлора изучена из отложений как морского (таухинская свита,

содержащая аммониты, двустворки, гастроподы, брахиоподы и морские ежи), так и континентального (устиновская толща с обильными растительными остатками) генезиса. Установлены ее характерные черты, не зависящие от фациальных особенностей [18, 19]. Это позволяет считать ее эталонной для востока Азии и использовать при межрегиональной корреляции.

Разрезы верхней юры и нижнего мела ввиду их угленосности интенсивно изучались в Буреинском бассейне [2, 3, 5, 7, 11, 15, 23, 27, 31, 33 и др.]. Во время геолого-разведочных и поисковых работ были пройдены многочисленные скважины и горные выработки, вскрывшие эти отложения.

Основываясь на палинокомплексах, содержащих обильные палиноморфы хорошей сохранности, были получены характеристики палинокомплексов каждой свиты, проведена корреляция с разновозрастными комплексами сопредельных регионов с целью определения возраста, реконструированы климатические особенности и палеообстановки. При этом приоритетными задачами было установление положения юрско-меловой границы и времени углеобразования в бассейне.

## ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

С позднего триаса по среднюю юру Буреинский бассейн представлял собой краевой прогиб, сформировавшийся на восточной окраине одноименного срединного массива в зоне его сочленения с областью мезозойд. Его длина составляет около 300 км и ширина 60–80 км (рис. 1). Эта структура сложена морскими и прибрежно-морскими отложениями. В поздней юре в результате рифтогенеза образовались две впадины: Кындальская ( $J_3-K_2$ ) и Тырминская ( $J_3-K_1$ ), выполненные пресноводно-континентальными отложениями. Разрез начинается дешской, синкальтинской, свитами; выше следуют эпиканская, эльгинская и чаганыйская свиты морского генезиса ранне- и среднеюрского возраста [26, 28, 29, 31]. Общая мощность – около 5000 м. Их перекрывает талынджанская свита. Она сложена песчаниками, алевролитами, туфами и содержит около 10 пластов угля, из которых два имеют промышленное значение. Ее мощность варьирует от 200 до 800 м [31]. В основании талынджанской свиты (обнажение на правом берегу р. Бурея ниже устья р. Умальта) найдены остатки лимулид, что свидетельствует о связи бассейна в это время с морем [5, 15]. В этом же обнажении вскрыта почти вся талынджанская свита (кроме ее самой верхней части), содержащая обильные растительные остатки, среди которых доминируют хвойные, чекановские и гинговые (*Pseudotorellia angustifolia* Dolud., *P. pulchella* (Heer) Vassil.). Большая роль принадлежит папоротникам и цикадофитам при значительном участии хвощей [2, 15].

Ископаемую флору в разное время изучали многие палеоботаники. Из них наибольший вклад внесли В.Д. Принада [23, 24], В.А. Вахрамеев [2, 4], М.П. Долуденко [2], Е.Л. Лебедев [4], В.А. Красилов [13, 15, 37, 38]. Согласно мнению этих исследователей, возраст талынджанской свиты считается позднеюрским. Отметим однако, что В.Д. Принада [23, 24] рассматривал флору Буреинского бассейна как единую средне- и позднеюрскую, не расчленяя ее на отдельные комплексы.

С местным несогласием на породах талынджанской свиты залегает ургальская свита, которая ранее подразделялась на две подсвиты: дубликанскую и солонийскую [2]. Позже они были переведены в ранг свит [26].

Нами принято подразделение на свиты [26].

Дубликанская свита представлена переслаиванием конгломератов, песчаников, а также алевролитов, туфитов, углей и углистых пород и отнесена к волжскому ярусу верхней юры. Общая мощность – от 250 до 600 м [26].

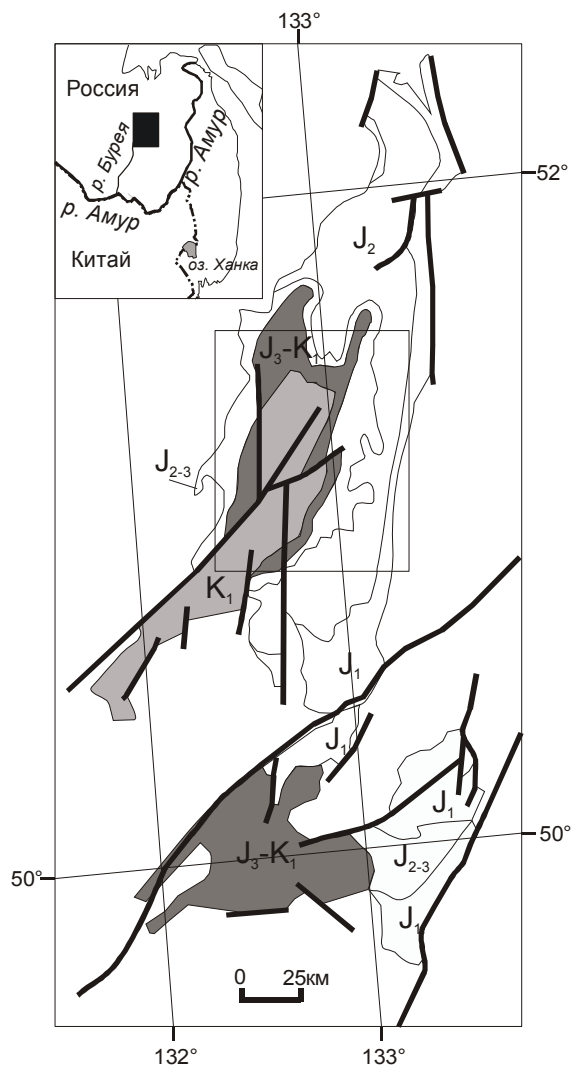


Рис. 1. Схема геологического строения Буреинского бассейна. Квадратом обозначена площадь исследований, детально приведенная на рис. 2.

По мнению В.А. Красилова [15], дубликанская флора сходна с описанной Е.Л. Лебедевым флорой р. Тыль, заключенной между слоями с оксфорд-ранневолжской фауной внизу и валанжинской вверху. Поэтому он пришел к выводу о возможно поздневолжском – берриасском возрасте дубликанской свиты.

Солонийская свита включает гравелиты, песчаники различной степени сортированности, алевролиты, аргиллиты, пепловые туфы, угли. Мощность – 380 м [26]. Для обеих свит характерна высокая угленосность – количество угольных пластов достигает 42, из них промышленных – 11–22.

По всему разрезу обильны остатки растений. Для флоры дубликанской свиты характерно преобладание узколистной формы *Pseudotorellia angustifolia*, образующей моновидовые тафоценозы или ассоции-



рующей с *Pityophyllum*. Цикадофиты и папоротники многочисленны и разнообразны [15].

Во флоре солонийской свиты преобладают хвойные со значительной примесью гинкговых и чекановские. Высоко разнообразие цикадофитов [15]. Типична также *Raphaelia diamensis* Sew.

Выше с несогласием залегают чагдамынская свита, представленная преимущественно песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями (до 10 пластов углей рабочей мощности). Очень редки пепловые туфы. Мощность – от 100 до 580 м [26, 33]. В тафоценозах преобладают гинкговые *Ginkgoites* с крупными листьями и *Eretmophyllum glandulosum* (Samyl.) Krassil. Резко сокращается участие цикадофитов – найден единичный *Neozamites*.

Эти отложения согласно перекрыты полимиктовыми песчаниками и алевролитами чемчукинской свиты. В ней также встречаются угли. Мощность свиты 400–500 м [26]. Во флоре преобладают гинкговые, им сопутствуют чекановские, таксодиевые и цикадофиты. Относительно часто встречаются мохообразные [15].

Чагдамынско-чемчукинский флористический комплекс сопоставлялся В.А. Красиловым с эксеняхским Ленского бассейна и комплексами из угленосных отложений Южного Приморья [12, 15]. Такого же мнения придерживался и В.А. Вахрамеев, считая возраст этих комплексов баррем-аптским [2]. На IV Стратиграфическом совещании принят готерив-раннеаптский возраст этого комплекса [26].

Угленосные отложения перекрываются безугольными терригенными породами иорекской и кындальской свит. Первая представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами мощностью до 650 м. Вторая же – конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками и мергелями. Ее мощность достигает 880 м. В этих слоях найдены остатки морской фауны и растений [26, 33]. Примечательно, что среди последних встречены редкие цветковые. Возраст иорекской свиты определен как поздний апт-ранний альб, кындальской – альб-ранний сеноман [26].

Палинологически изучены все неморские стратиграфические подразделения Буреинского бассейна [35]. В результате был установлен следующий возраст стратиграфических подразделений: талынджанской свиты – позднеюрский, дубликанской – валанжинский, солонийской и чагдамынской – готерив-барремский, чемчукинской (нижняя часть) – аптский, чемчукинской (верхняя часть) – раннеальбский, надугленосной толщи (иорекской и кындальской) – альб-сеноман-туронский (?).

Позднее В.С. Маркевич, проанализировав еще раз данные спорово-пыльцевого анализа, установила возраст талынджанской свиты в пределах поздней юры, ургальской – берриас-готерив (дубликанской – берриас, солонийской – валанжин-готерив), чагдамынской – баррем, чемчукинской – апт, иорекской и кындальской – альб [18]. Эти результаты входят в некоторое противоречие с Решениями IV РМСК [26]. Ниже приводится обоснование нашей точки зрения.

#### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Были опробованы 16 скважин и 14 обнажений в Буреинском бассейне. Из них в пяти скважинах (№№ 4, 68, 89, 109, 495) и одном обнажении (У-3) вскрыт контакт верхнеюрских и нижнемеловых отложений (рис. 2).

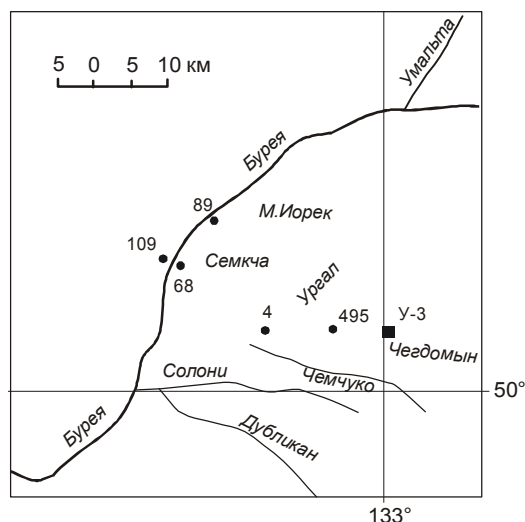
Для спорово-пыльцевого анализа обработано около 1500 палинологических проб. Большинство из них содержали обильные палиноморфы хорошей сохранности.

Обработка проб осуществлялась по стандартной методике И.Э. Вальц [1]. При мацерации углей использовалась смесь Любер [22]. Туфогенные породы дополнительно подвергались воздействию плавиковой кислоты.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

Из керн скважин и образцов из естественных обнажений и горных выработок получена детальная палинологическая характеристика всех стратиграфических подразделений Буреинского бассейна; прослежено изменение таксономического состава палиноморф по всему разрезу (рис. 3); выявлены ключевые и коррелятивные таксоны; проведена корреляция с одновозрастными палинофлорами сопредельных территорий.

Следует отметить, что при всей общности таксономического состава талынджанской палинофлоры, в ней фиксируются некоторые изменения соотношения основных групп растений, по-видимому, связанные со сменой фаций. Для палинокомплекса из средней части талынджанской свиты характерно преобладание папоротникообразных, главным образом, чистоустовых и циатейных (до 90 %), значительное участие разнообразных мохообразных. Среди голосеменных доминируют близкие к сосновым и *Ginkgocycadophytus*. В палинокомплексах из верхней части талынджанской свиты количественное участие папоротникообразных сокращается (при увеличении их таксономического разнообразия), в то время как голосеменных – возрастает. Последние представлены в основном близкими к сосновым (до 70 %), а также *Ginkgocycadophytus* (до 40 %).



**Рис. 2.** Местонахождение скважин (кружки) и обнажения (квадрат) в Буреинском бассейне, вскрывших контакт верхнеюрских и нижнемеловых слоев.

Особенностью палинокомплекса из дубликанской свиты является довольно значительное участие папоротникообразных (до 84 %). В составе голосеменных наряду с хвойными также преобладают и *Classopollis* (около 20 %). Для берриасских палинофлор Востока Азии также характерен “хейролепидиевый пик”, в них содержание пыльцы *Classopollis* достигает 45 % [16–19].

В палинокомплексе солонийской свиты доминируют хвойные (до 60 %) со значительным участием *Ginkgocycadophytus*. Папоротникообразные сокращаются до 50 %. В их составе довольно большой вес приобретают глейхениевые и схизейные.

Для палинокомплекса чагдамынской свиты характерно доминирование спор, главным образом, *Cyathidites*. Среди голосеменных преобладают *Ginkgocycadophytus* и хвойные.

В палинокомплексе чемчукинской свиты высоко разнообразие и участие папоротникообразных (циатейных, глейхениевых и осмундовых), среди голосеменных доминируют сосновые и таксодиевые, остается довольно высоким участие *Ginkgocycadophytus*.

В палинокомплексе иорекской свиты доминируют голосеменные, в основном близкие к Pinaceae и Taxodiaceae. Среди папоротников преобладают представители Schizaeaceae.

Для палинокомплекса кындальской свиты характерно высокое таксономическое разнообразие. Велико участие спор печеночных мхов *Rouseisporites*, уховниковых *Foraminisporites*, *Foveosporites* и др. Преобладают папоротники циатейных, кочедыжниковых и глейхениевых (*Cyathidites*, *Laevigatosporites* и *Gleicheniidites*) и голосеменные. Среди последних

высока роль Pinaceae и Taxodiaceae. Покрытосеменные представлены примитивной трехбороздной пыльцой *Tricolpites* spp. (до 5 %).

Цветковые являются важной группой, широко используемой для целей стратиграфии. Они с момента своего появления в геологической летописи демонстрируют быстрые темпы эволюции и высокие скорости расселения, что позволяет довольно уверенно проводить межрегиональную корреляцию.

Для сеноманских палинофлор характерно более высокое разнообразие и количественное участие покрытосеменных (до 17 %). Их пыльца, начиная с позднего мела, представлена более эволюционно продвинутыми морфотипами, которые не встречаются в палинокомплексе кындальской свиты [18]. На этом основании мы считаем возраст этого стратиграфического подразделения альбским.

Основной целью наших исследований было выявление распределения палиноморф вблизи юрско-меловой границы в континентальных отложениях Буреинского бассейна. Его можно проследить в обнажении У-3, находящемся в дорожной выемке по правому борту р. Чегдомын (рис. 4). Здесь вскрывается контакт песчаников талынжанской свиты с конгломератами дубликанской свиты, включающими прослой и линзы песчаников. Пробы на палинологический анализ отобраны из песчаных разновидностей разреза.

Палинокомплекс из верхней части талынжанской свиты характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных, главным образом за счет двумешковой, близкой к сосновым, и моносулькатной *Ginkgocycadophytus*. Редка пыльца *Classopollis classoides* Pfl. emend. Poc. et Jans.. Таксономическое разнообразие папоротникообразных довольно велико при небольшом их участии. Среди них определены трилетные гладкие *Cyathidites*, шиповатые *Osmundacidites*, сетчатые *Klukisporites*, стриятные *Duplexisporites*. Характерны споры *Staplinisporites pocockii* Jans. et Sah., *Camptotriletes cerebriiformis* Naum et Jar., *C. nitida* (K.-M.) Schug., *Cingulatisporites sanguinolentus* (Sah. et Il.) Markev.

В палинокомплексе из песчаников нижней части дубликанской свиты возрастает количество спор *Cyathidites*, *Duplexisporites* (видовое разнообразие этого таксона увеличивается появлением *D. pseudo-tuberculatus* Shug. и *D. rotundatus* Shug.), а также *Classopollis classoides*. Резко сокращается участие двумешковой пыльцы и моносулькатной *Ginkgocycadophytus*. Появляются споры *Stereisporites bujargiensis* (Bolch.) Schug., *Neoraistrickia rotundiformis* (K.-M.) Taras., *Contignisporites dorsostratus* (Bolch.) Fok., *Appendicisporites tricostatus* (Bolch.) Poc., *Concavissimisporites asper* Poc. Следует отметить, что



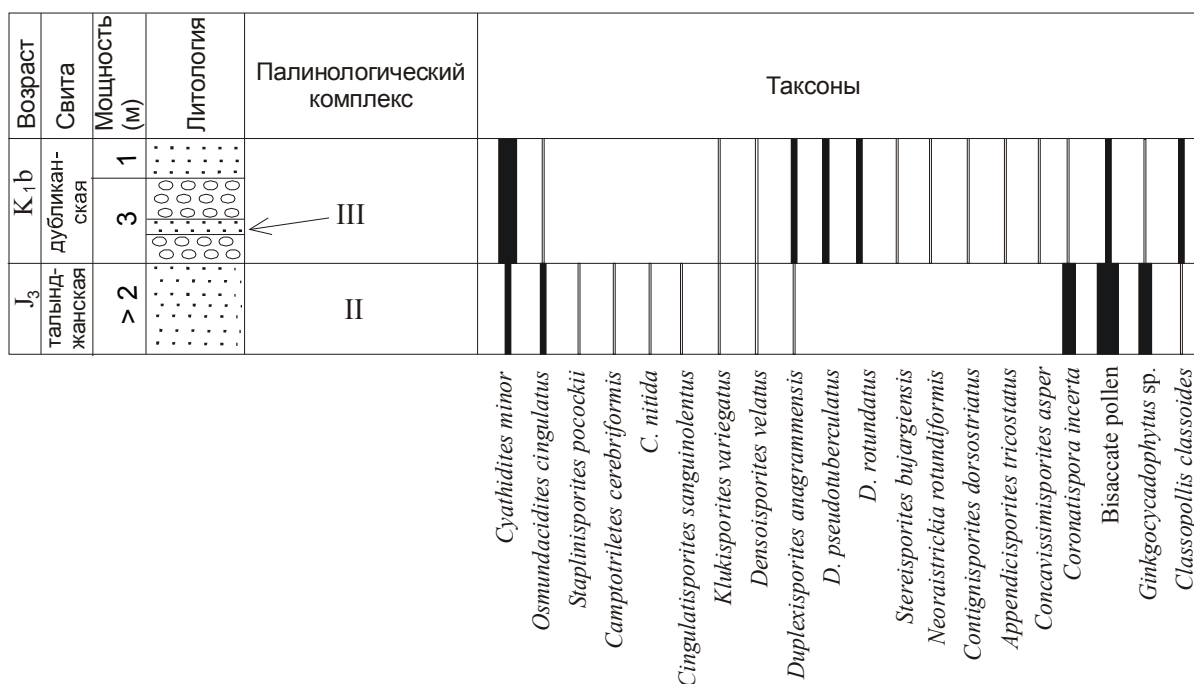


Рис. 4. Распределение некоторых палиноморф на контакте талынджанской и дубликанской свит в обнажении У-3.

среди *Duplexisporites* принимают участие *D. pseudotuberculatus* Shug. и *D. rotundatus* Shug., встречающиеся только в берриасских палинофлорах.

Палинологические данные по скважинам 4, 68, 89, 109, 495 подтверждают выявленные закономерности. Например, на рис. 5 и 6 представлены схематичная колонка скв. 89 с интервалами отбора проб и график изменения по разрезу соотношений основных групп спор и пыльцы. Наиболее существенные изменения в палиноспектрах происходят в интервале между 207 и 197 м, вскрывающем пепловые туфы и грубозернистые песчаники. По нашему мнению, слои, вскрытые с глубины 252 м и по 207 м, позднеюрские по возрасту. В палинокомплексе из этого интервала преобладают близкие к сосновым, довольно велико участие *Ginkgocycadophytus*. Выше по разрезу в палинокомплексе наблюдается резкий спад хвойных и *Ginkgocycadophytus* при явном доминировании папоротников, что характерно для раннемеловых палинокомплексов этого бассейна.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

С поздней юры по ранний мел соотношения основных групп спор и пыльцы во всех стратиграфических подразделениях угленосных отложений Буринского бассейна остаются в некоторой степени примерно одинаковыми (рис. 7). По-видимому, это обусловлено седиментацией в одних и тех же усло-

виях заболоченной равнины. Как известно, формирование углей происходит при балансе таких факторов, как тектонический режим, геологические условия, климатические параметры (из которых наиболее существенен показатель влажности) и состояние экосистем, продуцирующих биомассу, далее преобразующуюся в мортмассу. Тем не менее, мезофитные климаксные сообщества, для которых характерна жесткая сформировавшаяся структура, реагируют на какие-то абиотические события, возможно, воздымание краевых областей бассейна, воздействие вулканизма и некоторую аридизацию климата. Это отражается в палинофлоре рубежа юры и мела нарастанием разнообразия папоротников и усилением роли хейролепидиевых – растений, которые, возможно, могли существовать в самых неблагоприятных условиях [16, 17]. В терминальных слоях юры высоко значение двумешковой пыльцы, что может говорить об увеличении роли склоновых сообществ, обычно слагаемых хвойными (рис. 4). Доминирование двумешковой пыльцы, по-видимому, отражает этапы затухания или прекращения углеобразования (например, в конце талынджанского и в иорекское время).

Юрские болотные сообщества были в основном сложены циатейными и чистоустовыми папоротниками и хвойными, а также мохообразными. Следует отметить, что значительных различий в таксономическом составе палиноспектров из юрских угольных



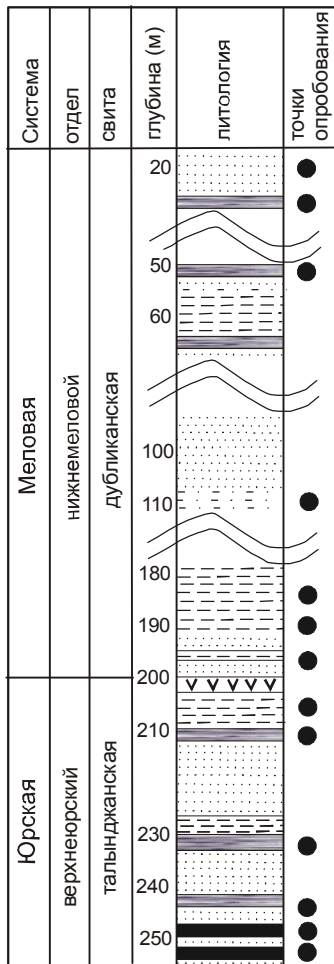


Рис. 5. Схематичный разрез скв. 89 с точками опробованиями.

1 – песчаник, 2 – песчанистый алевролит, 3 – алевролит, 4 – туф, 5 – углистый алевролит, 6 – уголь, 7 – точки опробования.

слоев и междупластий не выявлено, что может говорить о сходном типе растительности, занимавшей как низины, так и плакоры. Заметим, что в нижнемеловых отложениях палиноспектры из углей, осадочных пород кровли и подошвы в значительной степени разнятся. Вероятно, в меловое время стала формироваться дифференциация низинных и склоновых растительных сообществ, обусловленная нарастающей контрастности климатических условий.

Верхнеюрские отложения Буреинского бассейна формировались в условиях солоноватоводных прибрежных водоемов и дельт [7, 15, 33], а фитоценозы были сформированы хвощами, плауновидными, папоротниками, гинкговыми и хвойными [2, 13, 15]. В захоронениях преобладают, иногда монодоминантно, листья гинкговых и чекановские, часто встречаются остатки папоротников и цикадофитов.

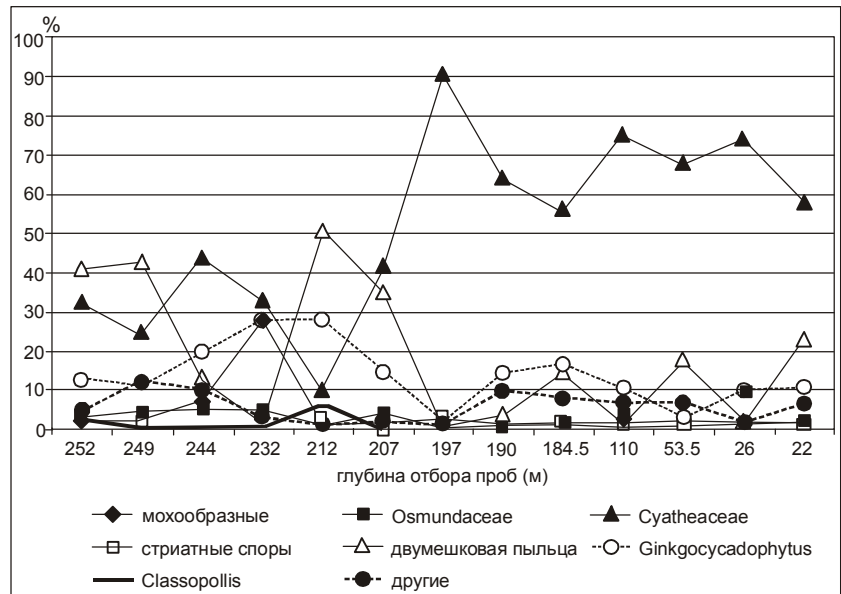


Рис. 6. Изменение соотношения основных групп спор и пыльцы по разрезу скв. 89.

В палинокомплексах из верхнеюрско-нижнемеловых угленосных отложений доминируют споры *Cyatheaceae* и *Leiotriletes* и, в меньшей степени, двумешковая пыльца близких к сосновым (рис. 3, 6, 7). Растения, их продуцировавшие, по всей видимости, являлись углеобразователями. На отдельных этапах развития болотных сообществ в них большую роль начинают играть хейролепидиевые (дубликанское время) и глейхениевые (чемчукинское время). Утрата доминантами своего прежнего значения, возможно, была связана с изменениями климата в сторону потепления.

Седиментация нижнемеловых отложений проходила в обстановке внутриконтинентальной впадины. Раннемеловые болотные сообщества слагали циатейные папоротники, гинкговые и цикадофиты, а также хейролепидиевые и хвойные. Чистоустовые теряют свое значение и замещаются глейхениевыми и схизейными. Эти фитоценозы демонстрируют несомненную преемственность позднеюрским и некоторый консерватизм таксономического состава, обусловленные сходными обстановками, в которых они существовали.

Но, тем не менее, даже в таких сообществах в период ухудшения условий (неблагоприятных изменений температуры и влажности, местообитаний вследствие тектонической и вулканической активизации и пр.) ослабевает ценоценозический контроль, и в них внедряются прежде чуждые им элементы или получают развитие формы, прежде пребывавшие в тени. Например, в основании нижнемеловых углей

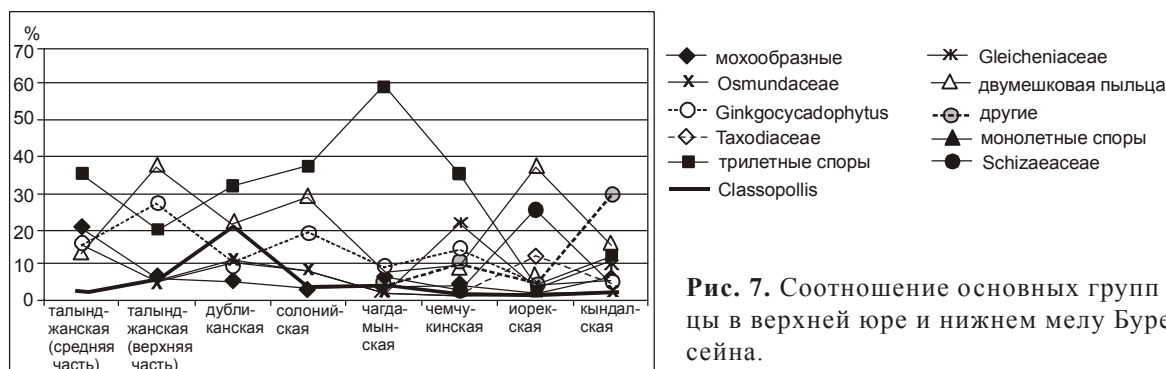


Рис. 7. Соотношение основных групп спор и пыльцы в верхней юре и нижнем мелу Буреинского бассейна.

палиноспектры содержат повышенное количество спор *Duplexisporites*. Начало мела в этом регионе знаменуется появлением таких спор, как *Stereisporites bujargiensis*, *Neoraistrickia rotundiformis*, *Contignisporites dorsostriatus*, *Duplexisporites pseudotuberculatus*, *D. rotundatus*, *Appendicisporites tricostatus* и *Concavissimisporites asper* (рис. 4). Последние два таксона относятся к схизейным папоротникам.

Следует отметить, что при некотором сходстве таксономического состава палинологических комплексов талынджанской и дубликанской свит, заметно и различие. Нами, среди множества транзитных форм, выявлены те, которые характерны только для комплекса каждого из этих стратиграфических подразделений. Ниже приводятся сведения об их временном и географическом распространении.

#### Палиноморфы, в последний раз появляющиеся в талынджанской свите:

*Staplinisporites pocockii* – юра–ранний мел Западной Канады, Южного Приморья [18, 35, 39].

*Camptotriletes cerebriformis* – юра–ранний мел Западной и Восточной Сибири, Забайкалья, Северного Кавказа [8, 11, 18, 25, 35].

*C. nitida* – поздняя юра Хатангской впадины [8, 9, 18, 35].

*Cingulatisporites sanguinolentus* – юра Забайкалья, Западной и Восточной Сибири [18, 35].

#### Споры *Duplexisporites*, чья диверсификация совпадает с переходным позднеюрско-раннемеловым временным интервалом, представлены:

*D. anomalus* Shug. – распространен в юре–раннем мелу Приохотья (бассейн р. Герби́кан), Приамурья (Буреинская впадина, талынджанская и ургальская свиты) [35].

*D. anagrammensis* (К.-М. ex Volch.) Shug. распространен в юре–раннем мелу Русской платформы, Донбасса, Северного Кавказа, Западной Сибири, Приохотья, Приамурья (Буреинская впадина, талынджанская и ургальская свиты, редко в чагдамынской,

чемчукинской свитах; Тырминская впадина, угленосная толща) [6, 11, 34, 35].

*D. gyratus* Playford et Dettmann – триас, юра, ранний мел. Австралия, Приохотье, Приамурье (Буреинская впадина, талынджанская и ургальская свиты; Тырминская впадина, угленосная толща) [34, 35].

#### Палиноморфы, в первый раз появляющиеся в дубликанской свите:

*Duplexisporites pseudotuberculatus* – ранний мел Приохотья (р. Герби́кан), Приамурья (Буреинская впадина, дубликанская и солонийская свиты) [35].

*Duplexisporites rotundatus* – ранний мел Приамурья (Буреинская впадина, дубликанская свита) [35].

*Stereisporites bujargiensis* – ранняя юра–поздний мел. Географически распространен очень широко: Якутия, Анабаро-Хатангская впадина, Кузбасс, Канско-Ачинский бассейн, Русская платформа, Германия, Западная Канада, Австралия [32]. В Приморье был найден в берриасе [18, 35].

*Neoraistrickia rotundiformis* встречается в ранней юре Казахстана; средней юре Сев. Кавказа, Донбасса, восточной части Западно-Сибирской низменности, Южного Урала, Эмбенского бассейна; юре–раннем мелу Закавказья (Ткварчели); мелу Западно-Сибирской низменности [30, 36]. Расцвет этого вида приходился на байос–бат [8]. В Приморье был найден в берриасе [18, 35].

*Contignisporites dorsostriatus* – поздняя юра–ранний мел Европы, Северного Кавказа, Австралии, Якутии; ранний мел Приморья и Приамурья (Буреинская и Тырминская впадины, дубликанская, солонийская, чагдамынская, чемчукинская свиты) [35, 36].

*Appendicisporites tricostatus* – берриас–турон Европы, Казахстана, Сибири, Якутии, Приморья, нижний мел Буреинской впадины (ургальская, чагдамынская, чемчукинская свиты) [25, 35]. По мнению В.А. Вахрамеева, “споры *Appendicisporites* не были никем найдены в отложениях древнее берриаса” [3]. Появление этой палиноморфы в основа-

нии дубликанской свиты может свидетельствовать о берриасском возрасте.

*Concavissimisorites asper* – мел Западной Европы, Англии; юга Дальнего Востока, Буреинской впадины (ургальская, чагдамынская, чемчукинская свиты); Тымринской впадины (песчаниковая толща) [35].

Следует отметить, что в [26] был принят келловей-оксфордский возраст талынджанской свиты, волжский возраст дубликанской свиты и берриас-валланжинский возраст солонийской свиты. При этом мнения палинологов не учитывались. На следующем V совещании МСК по стратиграфии верхнего мезозоя Забайкалья и РДВ, состоявшемся в 2000 г. в Чите, авторами выдвигались предложения и обоснования по пересмотру возраста вышеназванных стратиграфических подразделений, которые были приняты во внимание.

### ВЫВОДЫ

Таким образом, установлено, что в палинокомплексах граничных слоев юры и мела Буреинского бассейна происходят следующие изменения.

В палинокомплексах поздней юры (верхняя часть талынджанской свиты) доминируют голосеменные, в основном близкие к сосновым (до 70 %), а также *Ginkgocycadophytus* (до 40 %). Количество папоротникообразных невелико при довольно высоком их таксономическом разнообразии. Вполне вероятно, что в это время сложились неблагоприятные условия для существования болотных сообществ, обусловленные краевым воздыманием впадины, нарастанием сухости климата и снижением гумидности, что вызвало изменения состава растительности. В палинокомплексах этого времени в последний раз появляются споры *Staplinisporites pocockii*, *Camptotriletes cerebriiformis*, *C. nitida*, *Cingulatisporites sanguinolentus* (рис. 4).

В палинокомплексе раннего мела (дубликанская свита) преобладают папоротникообразные (до 84 %). Это главным образом *Cyathidites* и *Duplexisporites*. В составе голосеменных наряду с хвойными также возрастает участие *Classopollis* (около 20 %). Впервые появляются *Stereisporites bujargiensis*, *Neoraistrickia rotundiformis*, *Contignisporites dorsostriatus*, *Duplexisporites pseudotuberculatus*, *D. rotundatus*, *Appendicisporites tricostatus*, *Concavissimisorites asper* (рис. 4). Эти палиноморфы однозначно свидетельствуют о меловом возрасте вмещающих отложений. Таким образом, граница между юрой и мелом, по всей вероятности, проходит между талынджанской и дубликанской свитами.

Формирование дубликанской свиты приходится на берриас. Это время наибольшего расцвета болот-

ных сообществ, растения которых поставляли обильный материал для образования угля.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны лидерам проекта № 506 “Морская и неморская юра” МПГК Цзиньген Ша, Юндун Вану и У. Уимблдуноу. Наши исследования поддержаны Дальневосточным отделением РАН (гранты №№ 06-П-А-06-141, 06-П-П11-022, 06-П-П18-081).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вальц И.Э. Методика спорового анализа для целей синхронизации угольных пластов. М.-Л.: Гостоптехиздат, 1941. С. 48.
2. Вахрамеев В.А., Долуденко М.П. Верхнеюрская и нижнемеловая флора Буреинского бассейна и ее значение для стратиграфии. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 136 с. (Тр. Геологического института АН СССР. Вып. 54).
3. Вахрамеев В.А., Котова И.З. Граница юры и мела в свете палинологических данных // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 2. С. 62–69.
4. Вахрамеев В.А., Лебедев Е.Л. Палеоботаническая характеристика и возраст угленосных верхнемезозойских отложений Дальнего Востока (междуречье Амура и Уды) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 2. С. 120–134.
5. Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. Литологические исследования в Буреинском бассейне. М.: Госгеолгиздат, 1949. 306 с.
6. Добруцкая Н.А. Споры-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений районов Русской платформы и их значение для стратиграфии и палеофлористики // Палинология мезофита. М.: Наука, 1973. С. 108–112.
7. Забродин В.Ю. Палеогеография Буреинского краевого прогиба в юрском периоде (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 5. С. 77–87.
8. Ильина В.И. Палинология юры Сибири. М.: Наука, 1985. 237 с.
9. Кара-Мурза Э.Н. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения мезозойских отложений Хатангской впадины. М., 1960. Т. 109. 134 с. (Тр. НИИГ).
10. Коновалов В.П., Коновалова И.В. К вопросу о юрско-меловой границе на Сихотэ-Алине // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 125–134.
11. Котова И.З. О границе юры и мела внутри угленосной толщи Буреинского бассейна по данным спорово-пыльцевого анализа // Докл. АН СССР. 1961. Т. 141, № 3. С. 694–697.
12. Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 364 с.
13. Красилов В.А. Мезозойская флора реки Буреи (*Ginkgoales* и *Czekanowskiales*). М.: Наука, 1972. 150 с.
14. Красилов В.А. Палеоэкология наземных растений. Основные принципы и методы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972б. 208 с.
15. Красилов В.А. Материалы по стратиграфии и палеофлористике угленосной толщи Буреинского бассейна // Ископаемые флоры и фитостратиграфия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 28–51.
16. Маркевич В.С. Палинофлора берриаса и его место в естественной стратиграфической классификации // Эко-

- системы в стратиграфии / Ред. В.А. Красилов, Н.И. Блохина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 175–181.
17. Маркевич В.С. Новый вид *Classopollis* из меловых отложений дна Японского моря // Палеонтол. журн. 1981. № 1. С. 129–133.
  18. Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.
  19. Маркевич В.С., Парняков В.П. О возрасте олистостромовых толщ Дальнегорского района // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 47–52.
  20. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 310 с.
  21. Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 375 с.
  22. Палеопалинология. Т. I. Методика палеопалинологических исследований и морфология некоторых ископаемых спор, пыльцы и других растительных микрофоссилий. / Под ред. И.М. Покровской. Л.: Недра, 1966. 351 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер. Вып. 141).
  23. Принада В.Д. О возрасте флоры угленосных отложений р. Буреи // Сов. геология. 1940. № 10. С. 37–44.
  24. Принада В.Д. Род *Bureja* gen. nov. Материалы по палеонтологии. Новые семейства и роды // Труды ВНИГ. Нов. сер. Вып. 12. М., 1956. С. 235–238.
  25. Пыльца и споры западной Сибири. Юра-палеоцен // Тр. ВНИГРИ. Вып. 177. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 657 с.
  26. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990): Объясн. зап. к стратиграфическим схемам. Хабаровск: ХГГП, 1994. 124 с.
  27. Роганов Г.В., Кириллова Г.Л., Кирьянова В.В., Литвиненко Н.Д. Состав и биота переходных юрско-меловых отложений в эпиконтинентальных бассейнах Приамурья // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 4. С. 3–23.
  28. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Тр. Всесоюз. геол. ин-та. Т. 285. Л.: Недра, 1980. 187 с.
  29. Сей И.И., Калачева Е.Д. Граница юрской и меловой систем в Бореальной области (биостратиграфия, бореально-тетическая корреляция) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 1. С. 42–59.
  30. Семенова Е.В. Споры и пыльца юрских отложений и пограничных слоев триаса Донбасса. Киев: Наук. Думка, 1970. 143 с.
  31. Угольная база России. Т.V. Кн. 1. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока (Под ред. В.Ф. Череповского). М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1997. 371 с.
  32. Фрадкина А.Ф. Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Западной Якутии. Л.: Недра, 1967. 151 с.
  33. Шарудо И.И. История позднемезозойского угленакопления на территории Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1972. 239 с. (Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып.108).
  34. Шугаевская О.В. Споры *Duplexisporites* в верхнемезозойских отложениях левобережья реки Гербикан (Удский прогиб) // Ископаемая фауна и флора Дальнего Востока. Вып. I. Владивосток, 1969. С. 153–160.
  35. Шугаевская О.В., Маркевич В.С., Битюцкая П.И. Споры и пыльца Буреинской и Тырминской впадин и их стратиграфическое значение. М., 1975. 147 с. (Деп. ВИНТИ. 5.09.75, № 3071).
  36. Ярошенко О.П. Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1965. 108 с.
  37. Krassilov V.A. Mesozoic bryophytes from the Bureja basin, Far East of the USSR // Palaeontographica. B. 1973. Bd. 143 (5-6). P. 95–105.
  38. Krassilov V.A. Mesozoic lycopods and ferns from the Bureja basin // Palaeontographica. B. 1978. Bd. 166 (1-3). P. 16–29.
  39. Pocock S.A. Microfloral analysis and age determination of strata at the Jurassic-Cretaceous boundary in the Western Canada plains // Palaeontographica. 1982. Abt. B. Bd. 111. P. 1–95.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

V.S. Markevich, Ye. V. Bugdaeva

### Pollen analysis basis for J/K age of the boundary deposits (in the Bureya basin (Russian Far East))

Pollen assemblages in the coal-bearing deposits of the Talyndzhan and the Dublikan Formation, Bureya basin, were studied. The pollen assemblages from the upper part of the Talyndzhan Formation are dominated by gymnosperms, mainly those close to Pinaceae, and also *Ginkgocycadophytus*. Ferns are in small amounts; however, their taxonomical diversity is rather high. The last appearance of the spores *Staplinisporites pocockii*, *Camptotriletes cerebriiformis*, *C. nitida*, and *Cingulatisporites sanguinolentus*, typical of the Late Jurassic palynofloras, is noted. Ferns prevail in the palynological assemblage of the Dublikan Formation. They are chiefly represented by *Cyathidites* and *Duplexisporites*. Among gymnosperms the role of *Classopollis* along with conifers rises. The first appearance of *Stereisporites bujargiensis*, *Neoraistrickia rotundiformis*, *Contignisporites dorsostratus*, *Duplexisporites pseudotuberculatus*, *D. rotundatus*, *Appendicisporites tricostatus*, and *Concavissimisporites asper* is observed. These sporomorphs are characteristic of the Berriasian pollen floras. Thus, the boundary between the Jurassic and the Cretaceous most probably runs between the Talyndzhan and the Dublikan Formation.

**Key words:** palynology, stratigraphy, Late Jurassic, Early Cretaceous, Talyndzhan Formation, Dublikan Formation, Bureya Basin, Russian Far East.



**ТАУСОНИТ И ФТОР-ГЛИНОЗЕМИСТЫЙ ТИТАНИТ В МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ  
МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКАХ ТРИАСОВОЙ КРЕМНЕВОЙ ФОРМАЦИИ  
СИХОТЭ-АЛИНЯ**

*Е.В. Перевозникова, Н.В. Мирошниченко*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Поступила в редакцию 25 сентября 2007 г.

Редкий стронциевый минерал – таусонит, а также необычная, очень богатая фтором и глиноземом разновидность титанита обнаружены в метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня, отличающихся широким распространением самородных элементов, интерметаллических соединений и твердых растворов металлов, а также присутствием разнообразных минералов Au, Ag и PGE. Таусонит выявлен в марганцевых (метаморфизованных кремнисто-родохрозитовых) породах Ольгинского рудного района и в “коричневых кремнях” (кремнистых породах с марганцевым гранатом и спессартином) Дальнереченского района (Приморье). Он образует довольно многочисленные зерна d 2–10 мкм, обычно включенные в кварц или в родонит. Согласно микронзондовым анализам, помимо Sr, Ti и O в этом минерале присутствует лишь Fe<sup>3+</sup> (до 0.20 ф.е.). Фтор-глиноземистый титанит установлен в “коричневых кремнях” Дальнереченского района Приморья (верховья р. Горной). Он образует кристаллы с размером сечения до 200×200 мкм. Нередко около половины позиций Ti в структуре этого минерала, как следует из результатов пересчета микронзондовых анализов на кристаллохимические формулы, занимает Al. Уменьшение суммарного положительного заряда при замещении Al<sup>3+</sup> четырехвалентного Ti<sup>4+</sup> компенсировалось уменьшением отрицательного заряда в результате замещения кислорода фтором по схеме: Al<sup>3+</sup>F<sup>-</sup> ↔ Ti<sup>4+</sup>O<sup>2-</sup>. Высокое содержание F в титаните, занимавшего в структуре позиции недостающего кислорода, и, как следствие (в силу кристаллохимических особенностей минерала), высокое содержание Al связано с восстановительным характером метаморфизма металлоносных отложений.

**Ключевые слова:** триас, кремневая формация, металлоносные осадки, метаморфизм, титанит, таусонит, золото, серебро, PGE, Сихотэ-Алинь.

**ВВЕДЕНИЕ**

Метаморфизованные металлоносные осадки слагают линзовидные и пластовые тела в нижней, обогащенной углеродом части триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Они представлены кремнисто-родохрозитовыми и марганцевосиликатными породами, кремнями с пиррофанитом и спессартином (“коричневыми кремнями”), оловянно-железными рудами пластового типа, “ильменит-биотит-полевошпатовыми” (метаморфизованными глинистыми) породами и золотоносными яшмами. Метаморфизованные металлоносные осадки распространены в Ольгинском, Кавалеровском, Дальнегорском, Дальнереченском и, очевидно, в других районах Сихотэ-Алиня. Они встречаются совместно друг с другом, иногда образуя рудоносные пачки, а также с углеродисты-

ми породами триасового возраста. Из-за отсутствия специальной терминологии для металлоносных разновидностей метаморфизованных глинистых отложений и кремней с пиррофанитом и спессартином, образующих самостоятельные геологические тела, в данной работе, как и в предыдущих публикациях [2, 3, 4], использованы условные названия (помещенные в кавычки).

Металлоносные породы, претерпевшие, как правило, контактовый метаморфизм в связи с внедрением и становлением крупных гранитоидных массивов мелового возраста, отличаются высоким содержанием Au, Ag и элементов группы платиноидов (PGE), а также присутствием многочисленных минералов этих элементов [3, 4]. В этих породах, кроме того, выявлено 22 элемента в самородном со-

стоянии, более сотни разновидностей интерметаллических соединений и твердых растворов металлов, фосфиды и силициды. Широко распространены минералы редкоземельных элементов, Ba, P, U, Th, Sr и Ti, в том числе уранинит, торинит, стронцианит, целестин, баритоцелестин, Nb-содержащий рутил, пирофанит, перовскит (Nb-, и REE-содержащий), псевдобрукит, природный аналог т.н. “кубического перовскита” – таусонит  $\text{SrTiO}_3$ , а также необычайно богатый F и Al титанит. Диагностика всех упомянутых в тексте минералов подтверждена определением их состава на микроанализаторе JXA8100 с тремя волновыми спектрометрами и энергодисперсионным спектрометром INCAx-sight. Анализы (в аншлифах) были выполнены в ДВГИ ДВО РАН.

Химическое соединение состава  $\text{SrTiO}_3$  было впервые синтезировано в 1953 г. американским исследователем Л. Меркером. Оказалось, что в отличие от перовскита  $\text{CaTiO}_3$  это соединение обладает кубической кристаллической решеткой, вследствие чего за ним в технической и научной литературе укоренилось название “кубический перовскит”. “Кубический перовскит”, как было установлено многочисленными работами, обладает уникальными параэлектрическими, пьезоэлектрическими и диэлектрическими свойствами, благодаря чему он широко используется в радиоэлектронике. Кроме того, это соединение обладает и уникальными оптическими свойствами – близким к алмазу показателем преломления света и значительно более высоким (в четыре раза) коэффициентом дисперсии [1]. Поэтому “кубический перовскит” широко известен как дорогой синтетический ювелирный материал под названиями “стронциевый алмаз”, “диагем”, “фабулит” и многими другими.

Природный аналог “кубического перовскита” был открыт в 1971 г. в России отечественными исследователями Воробьевым Е.И. и др. в количестве, исчисляемом тысячами тонн [1]. Его единственное в мире месторождение находится в Мурунском сиенитовом массиве (Бодайбинский район Иркутской области). Минерал был назван таусонитом в честь академика Л.В. Таусона. Кроме основных компонентов – Sr и Ti, он содержит Ca, редкоземельные элементы, Ba и Fe. Наиболее часто он имеет состав, отвечающий формуле  $(\text{Sr}_{0,85}\text{Ca}_{0,09}\text{REE}_{0,05}\text{Ba}_{0,01})(\text{Ti}_{0,99}\text{Fe}_{0,01})\text{O}_{3,0}$ . Минерал близкого состава примерно в то же время был обнаружен в Парагвае С. Хаггерти и др. [1]. Он встречен в виде включений размером 50–200 мкм. Этот минерал содержит всего 42 мол. % таусонитового минала и, по мнению Е.И. Воробьева [1], является не таусонитом, а стронциевой разновидностью лопарита. Кроме того, таусонит недав-

но был найден в роговиках г. Каскасюнчорр (Хибинский массив) [5] и в Вересовоборском дунитовом массиве (Урал) [6].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

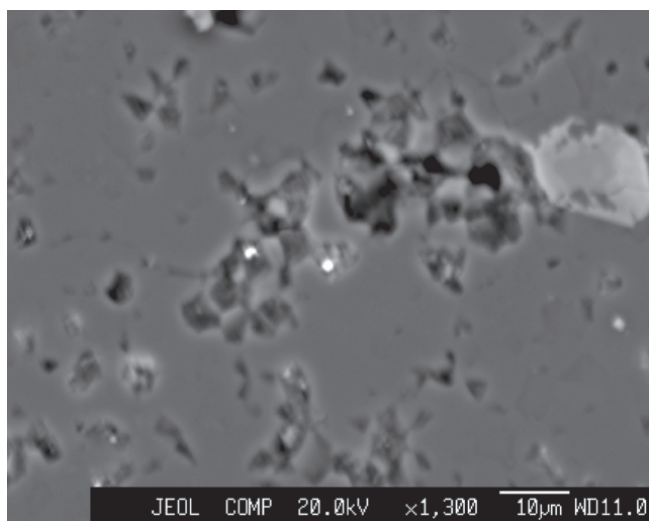
При изучении метаморфизованных металлоносных отложений триасово-юрской углеродистой толщи титанат Sr был обнаружен в марганцевосиликатных породах Широкопаднинской площади Ольгинского района и в “коричневых кремнях” Дальнереченского района (Приморье). Таусонитсодержащая марганцевая порода, сильно измененная экзогенными и, возможно, гидротермальными процессами, сложена, главным образом, кварцем, родонитом, спессартином, мангандиопсидом и пирофанитом. В небольшом количестве присутствуют F-апатит, Zn-содержащий барит, Hf-, и U-содержащий циркон, Ti-, и V-содержащий магнетит, богатый Th монацит. В виде зерен размером первые мкм–десятки мкм присутствуют разнообразные рудные минералы – гюбнерит, шеелит, касситерит, сульфид Ag, пираргирит, Sb-содержащий арсенопирит, никелин, алтаит, кобальтин и промежуточные члены кобальтин-гесдорфитового ряда, молибденит и серебросодержащее т.н. “медистое золото”. Широко представлены самородные элементы (Fe, Cu, Ni, W) и твердые растворы и интерметаллические соединения Cu, Sn, Ni, Zn, Fe и Mo. Встречаются фосфиды Mn и Fe –  $(\text{Mn,Fe})_3\text{P}$  и  $(\text{Mn,Fe})_3(\text{V,Cr,P})$ , а также интерметаллическое соединение  $\text{Fe}_2\text{Se}$ . Продукты экзогенного изменения породы представлены глинистыми минералами, гидроксидами Mn и Fe, мангангизингеритом и богатыми Mn членами гизингерит-неотокитового ряда и другими минералами. Встречаются зерна котунита, иногда содержащего немного Cu.

Для породы характерны кристаллы пирофанита размером обычно не более 20×40 мкм (в редких случаях до 100×200 мкм), содержащего небольшое количество ильменитового минала (табл.). Таусонит слагает рассеянные в массе породы, гораздо более мелкие ( $d$  2–10 мкм), но тоже довольно многочисленные зерна, обычно включенные в кварц или в родонит (рис. 1). Согласно многочисленным микрозондовым анализам (табл.), выполненным на разных зернах, для этого минерала характерны отсутствие редкоземельных элементов, Ca и Ba, свойственных таусониту Мурунского щелочного массива, и обычно незначительная примесь (не более 0.03 ф.е.)  $\text{Fe}^{+3}$ . Состав минерала в пределах ошибки метода анализа, как правило, близок к составу, отвечающему идеальной формуле  $\text{SrTiO}_3$ . Однако в некоторых случаях содержание  $\text{Fe}^{+3}$  достигает 0.20 ф.е.

**Таблица. Результаты изучения на микроанализаторе некоторых минералов Sr и Ti из металлоносных отложений триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня.**

№ п/п	O	F	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Mn	Fe	Sr	Сумма
1	26.09							25.03			0.74	49.46	101.32
2	26.13							21.63			6.26	46.54	100.56
3	26.25							24.32			0.89	46.40	97.86
4	35.57							30.23		32.19	1.69		99.68
5	31.79					1.27		31.53		32.87	1.89		99.35
6	38.17	3.54			5.14	14.68	20.12	14.34					96.00
7	38.29	3.68			5.13	14.73	20.53	14.69					97.05
8	39.72	4.42			5.92	15.12	20.09	13.31					98.58
9	37.92	3.82			5.68	15.06	20.3	13.39					96.17
10	37.93	5.09			7.13	15.29	20.51	11.53			0.36		97.84
11	48.27		5.19	0.23		38.82	0.34	3.00		0.88	0.42	6.57	103.72
12	30.82					0.81		28.59	0.59	14.14	19.29		94.24
13	30.55					0.75		29.84		19.67	13.52		94.33

*Примечание.* Минералы: 1–5 – таусонит (1–3) и пирофанит (4,5) из марганцевых пород Широкопаднинской площади Ольгинского района (обр. Р-80-8); 6–13 – F-глиноземистый титанит (6–10), таусонит (11) и ильменит-пирофанитовый твердый раствор (12–13) из “коричневых кремней” Дальнереченского района (обр. Эк-06-17). Формулы минералов: 1 –  $Sr_{1.03}(Ti_{0.95}Fe_{0.02})_{0.97}O_{2.96}$ ; 2 –  $Sr_{0.97}(Ti_{0.83}Fe_{0.20})_{1.03}O_{2.98}$ ; 3 –  $Sr_{1.01}(Ti_{0.96}Fe_{0.03})_{0.99}O_{3.11}$ ; 4 –  $(Mn_{0.94}Fe_{0.05})_{0.99}Ti_{1.01}O_{3.56}$ ; 5 –  $(Mn_{0.93}Fe_{0.05})_{0.98}Ti_{1.02}O_{2.94}$ ; 6 –  $Ca_{0.99}(Ti_{0.59}Al_{0.38})_{0.97}Si_{1.04}O_4(O_{0.72}F_{0.37})_{1.09}$ ; 7 –  $Ca_{1.00}(Ti_{0.60}Al_{0.37})_{0.97}Si_{1.03}O_4(O_{0.68}F_{0.38})_{1.06}$ ; 8 –  $Ca_{0.98}(Ti_{0.54}Al_{0.48})_{1.02}Si_{1.05}O_4(O_{0.84}F_{0.45})_{1.29}$ ; 9 –  $Ca_{0.99}(Ti_{0.55}Al_{0.41})_{0.96}Si_{1.05}O_4(O_{0.64}F_{0.39})_{1.03}$ ; 10 –  $(Ca_{0.98}Fe_{0.01})_{0.99}(Ti_{0.46}Al_{0.51})_{0.97}Si_{1.04}O_4(O_{0.54}F_{0.51})_{1.05}$ ; 11 –  $Sr_{1.03}(Ti_{0.86}Fe_{0.10})_{0.96}O_3$ ; 12 –  $(Fe_{0.57}Mn_{0.43})_{1.00}(Ti_{0.98}V_{0.02})_{1.00}O_{3.09}$ ; 13 –  $(Fe_{0.40}Mn_{0.59})_{0.99}Ti_{1.02}O_{3.03}$ .



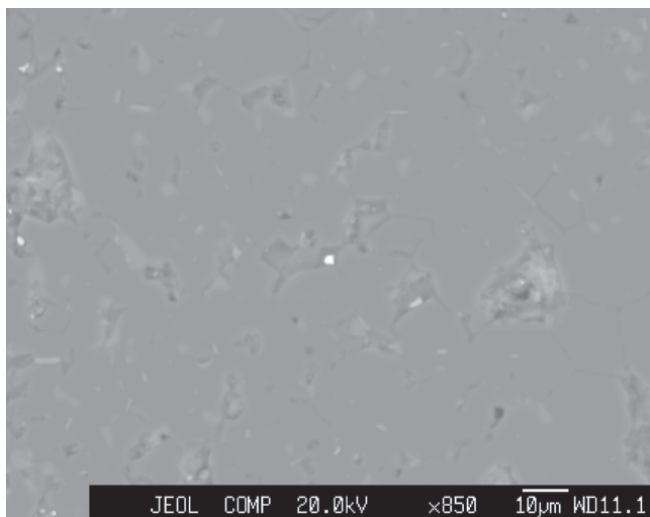
**Рис. 1.** Два зерна таусонита (яркое в центре) в кварцевом участке марганцевой породы Широкопаднинской площади Ольгинского рудного района.

Вид в отраженных электронах. Обр. Р-80-8.

Фтор-глиноземистый титанит установлен в “коричневых кремнях” Дальнереченского района Приморья (верховья р. Горной). Порода сложена главным образом кварцем, содержащим многочисленные кристаллы и неправильной формы участки обогащенного Ва (до 3.66 % массы) калиевого полевого шпата и

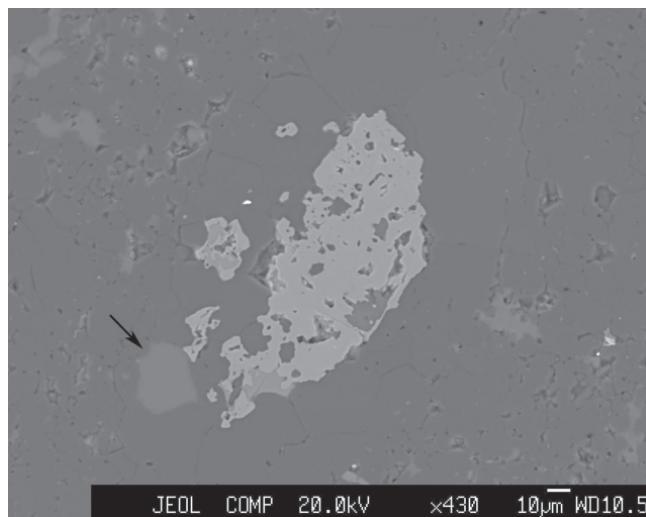
хлорита, а также кристаллы магнетита (?), замещенного вторичным железистым минералом. Кроме того, присутствуют многочисленные зерна V-содержащих железистого пирофанита и марганцовистого ильменита (табл.), а также пумпеллиита, гранатаgrossуляр-спессартинового и альмандин-спессартинового состава, обогащенного REE F-апатита. Встречаются мелкие зерна и кристаллы барита, циркона, оксида и силиката редкоземельных элементов, бадделеита, фосфата Ca, Th и REE. В виде зерен размером первые мкм–десятки мкм присутствуют разнообразные рудные минералы – касситерит, Ni-содержащий пирротин, аргентит, сфалерит, самородное Au (с Ag), “медистое золото”, миллерит, антимонит, молибденит,  $Hg_2Pb$  и  $Bi_2(OH)_5Cl$ ?. Широко представлены самородные элементы (Fe, Pb, Ag, W, Zn), твердые растворы и интерметаллические соединения Cu, Zn, Ni, Pb, Sn, Co, W и Sb. Присутствуют единичные очень мелкие (рис. 2) зерна таусонита, размер которых не позволил получить качественный анализ минерала на микроанализаторе (табл.).

Фтор-глиноземистый титанит встречается в виде многочисленных рассеянных в кварце кристаллов размером до  $10 \times 30$  мкм. Более крупные кристаллы (с размером сечения до  $200 \times 200$  мкм) иногда встречаются в сростании с зернами марганцевого граната (рис 3). Микронзондовые анализы (табл.), выполненные на разных зернах минерала, хорошо



**Рис. 2.** Кристалл таусонита (белое в центре) в “коричневом кремне” Дальнереченского рудного района.

Вид в отраженных электронах. Серое поле – кварц. Более светлые участки неправильной формы в сером поле – барийсодержащий полевой шпат, правильной формы – апатит. Мелкие белые участки слева вверху – пирофанит. Обр. Р-80-8.



**Рис. 3.** Кристалл фтор-глиноземистого титанита (помечен стрелкой) в сростании с зернами марганцевого граната (светло-серые участки) в “коричневом кремне” Дальнереченского рудного района.

Вид в отраженных электронах. Серое поле – кварц. Немного более светлые участки неправильной формы в сером поле – барийсодержащий полевой шпат, правильной формы – апатит. Мелкие яркие участки – рудные минералы. Обр. Эк-06-17.

пересчитываются на кристаллохимическую формулу титанита. Избыток кислорода в некоторых анализах связан, очевидно, с погрешностями в определении содержания этого элемента на рентгено-спектральном микроанализаторе. Кроме основных элементов, а также Al и F в минерале иногда присутствует незначительная примесь Mn и Fe. Состав минерала в образце непостоянен, главным образом, в отношении содержания Ti и Al, а также O и F. Алюминий, как видно из кристаллохимических формул, замещает Ti, а F входит в структуру минерала вместо кислорода. Несмотря на то, что количество F в кристаллохимических формулах изменчиво (от 0.37 до 0.56 ф.е.), оно всегда равно количеству Al. Таким образом, можно полагать, что при замещении трехвалентным Al четырехвалентного Ti уменьшение суммарного положительного заряда компенсировалось уменьшением отрицательного заряда в результате замещения кислорода фтором по схеме:  $Al^{3+}F^{-} \rightarrow Ti^{4+}O^{2-}$ . Титанит из металлоносных отложений отличается необычайно высоким содержанием Al и F. Около половины позиций Ti в структуре этого минерала, как видно из кристаллохимических формул (табл.), может занимать Al.

Минералогические особенности, такие как широкое распространение самородных элементов, фосфидов, силицидов, твердых растворов и интерметаллических соединений разнообразных металлов,

а также присутствие графита, металлоорганических (?) и других не содержащих кислорода или бедных им соединений углерода свидетельствуют о восстановительном характере контактового метаморфизма металлоносных отложений (за исключением золотоносных яшм) триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. С этим обстоятельством, очевидно, и связано высокое содержание F в титаните, занимавшего в структуре позиции недостающего кислорода, и, как следствие (в силу кристаллохимических особенностей минерала), высокое содержание Al.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Президиума ДВО РАН (проект № 06-05-96043).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьев Е.И. Таусонит синтезирован в США, открыт в недрах России // Природа. 2005. № 10. С. 53–57.
2. Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В. и др. Галлий, золото и платиноиды в марганцевых породах южной части Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 2006. Т. 407, № 4. С. 516–520.
3. Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В., Карабцов А.А. Сихотэ-Алинь как возможная провинция гидротермально-осадочных месторождений золота, серебра, платиноидов, олова, цинка, свинца и вольфрама // Докл. РАН. 2006. Т. 410, № 1. С. 75–82.
4. Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Мирошниченко Н.В.



- и др. Металлоносные отложения триасовой кремневой формации в Ольгинском рудном районе Приморья – оловянно-благороднометалльные руды нового генетического типа // Докл. РАН. 2006. Т. 409, № 3. С. 369–374.
5. Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П. Таусонит, бадделлит и вуорелайненит из роговиков г. Каскашюнчорр (Хибинский массив). Минералогия во всем пространстве сего слова. Ч. 1. Труды Ферсмановской научной сессии Кольского отделения Российского минералогического общества, Апатиты, 22-23 апреля 2004. Ч. 2. Доклады на минералогическом семинаре Кольского отделения Российского минералогического общества, 2004 г., Апатиты, 2004. Апатиты: К @ М. С. 48–50.
6. Телегин П.В., Сапожникова Н.Г. Первая находка таусонита на Урале. Вересовоборский дунитовый массив // Уральский геол. журн. 2003. № 3. С. 101–105.

Рекомендована к печати О.В. Авченко

*Ye.V. Perevznikova, N.V. Miroshnichenko*

### **Tausonite and fluorine-aluminiferous sphene in metamorphosed metalliferous sediments of the Triassic chert formation, Sikhote-Alin**

A rare strontium mineral – tausonite, and also an unusual, very rich in fluorine and alumina variety of sphene, were found in metamorphosed metalliferous sediments of the Triassic chert formation of the Sikhote-Alin. These rocks are characterized by wide distribution of native elements, intermetallic compounds, and solid solutions of metals, and also by presence of diverse minerals of Au, Ag, and PGE. *Tausonite* was detected in manganese (metamorphosed siliceous-rhodochrosite) rocks of the Olginsky ore district and in “brown cherts” (siliceous rocks with manganese garnet and spessartine) of the Dalnerechensk district (Primorye). It forms rather abundant grains of 2–10 μm in diameter, usually placed in quartz or rhodonite. Microprobe analyses showed that in addition to Sr, Ti, and O only Fe<sup>3+</sup> is present (≤ 0.20 f. u.) in this mineral. *Fluorine-aluminiferous sphene* was found in “brown cherts” of the Dalnerechensk district of Primorye (Gornaya River upper reaches). It forms crystals of ≤ 200×200 μm in section. The recalculation of microprobe analyses for the crystallochemical formulae shows that about half of Ti positions in the structure of this mineral is often occupied by Al. A decrease in the total positive charge through the replacement of tetravalent Ti<sup>4+</sup> by Al<sup>3+</sup> was compensated by the decrease of the negative charge resulting from the replacement of oxygen by fluorine according to the pattern: Al<sup>3+</sup>F<sup>-</sup>→Ti<sup>4+</sup>O<sup>2-</sup>. High content of fluorine in sphene, which occupied the position of missing oxygen in the structure, and, consequently (due to crystallochemical features of the mineral), high content of Al are related to the reduction nature of metamorphism of metalliferous deposits.

**Key words:** Triassic chert formation, metalliferous deposits, metamorphism, sphene, tausonite, gold, silver, PGE, the Sikhote-Alin.

О БИОСТРАТИГРАФИИ АККРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА  
(КРИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР НЕСКОЛЬКИХ СТАТЕЙ)

С.В. Зябрев

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

Поступила в редакцию 15 сентября 2008 г.

Являясь достаточно простой геологической дисциплиной, биостратиграфия требует аккуратности и соблюдения жесткой логики. Некорректное использование биостратиграфического метода и неаккуратная интерпретация биостратиграфических результатов ведет к искаженному пониманию региональной тектоники. Часто повторяющиеся ошибки проанализированы на примере трех недавних публикаций по биостратиграфии аккреционных комплексов Дальнего Востока России.

**Ключевые слова:** биостратиграфия, радиолярии, аккреционный комплекс, Российский Дальний Восток.

Биостратиграфия является той областью знания, которую используют не только биостратиграфы, но и геологи, занимающиеся региональными тектоническими реконструкциями. Далеко не все могут оценить реальное качество биостратиграфических результатов, поскольку многие таинства этого несложного мастерства известны лишь специалистам. Несмотря на свою простоту, биостратиграфический метод требует соблюдения определенных правил и четкой логики. В этом критическом обзоре мне хочется обсудить то, что далеко не всегда очевидно – некоторые ошибки и неточности, которые порой ведут к искажениям в интерпретации геологической структуры и истории региона. Поскольку вопросы аккреционной тектоники Дальнего Востока России мне далеко не чужды и биостратиграфия по радиоляриям является областью моей экспертизы, мне приходится постоянно и с особым интересом следить за работами коллег из Дальневосточного геологического института ДВО РАН по изучению биостратиграфии аккреционных комплексов в этом регионе. Многие досадные просчеты я замечал по мере появления их статей, но ошибки казались не столь значительными и не стоящими особой критики. К сожалению, ошибки имеют тенденцию накапливаться и накапливалось их достаточно, чтобы на них указать. Иначе, по прошествии времени, многие биостратиграфические данные будут восприниматься как давно установленные и неоспоримые факты. От ошибок никто не застрахован – все их делали, делают и будут делать – поэтому мне кажется взгляд коллеги, который видит

часть из них, должен восприниматься вполне благожелательно.

Важными аспектами некорректного применения биостратиграфического метода, которые будут рассмотрены, являются следующие: 1) неверная диагностика микрофоссилий; 2) использование разных биостратиграфических шкал для определения возраста радиоляриевых комплексов; 3) интерпретация тектонически нарушенных стратиграфических последовательностей как практически непрерывных; 4) неверная трактовка интервала, в котором определен возраст, не как интервала, в который попадает реальный возраст, а как интервала, который “охватывает” реальный возраст; 5) сужение определяемого возрастного интервала за счет возрастных интервалов подстилающих и перекрывающих отложений, трактуемых как указано в 4).

В статье [4] приводятся данные о находках средне-позднеальбских радиолярий в глинистых кремнях вулканогенно-кремнистого разреза в бассейне р. Мачтовой. Столь молодой возраст заметно отличает эти кремнисто-вулканогенные отложения от известных в регионе и свидетельствует о значительном нарушении тектонической зональности и последовательности эпизодов аккреции. Авторы совершенно правы, что изученный комплекс в свете их данных является фрагментом “самостоятельной тектонической структуры”. Определение возраста комплексов радиолярий в образцах Мач-1, Мач-2 и Мач-4 базируется на совместном нахождении *Stichomitra mediocris* (Tan) и *Orbiculiforma cachensis* Pessagno с использованием



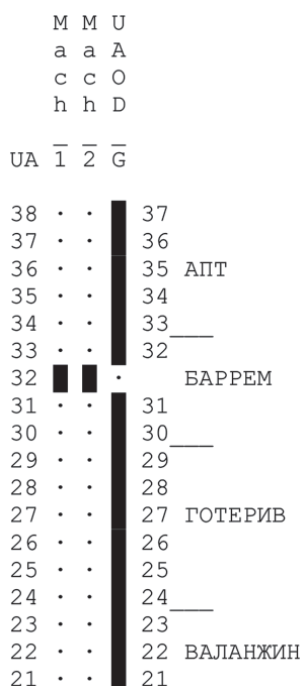


Рис. 2. Возраст радиоларий из образцов Мач-1 и Мач-2 (вулканогенно-кремнистая толща на правобережье нижнего течения р. Амур) в шкале унитарных ассоциаций Л. О’Догерти и Ж. Гю [12] (колонка чисел справа) и вновь полученной (колонка чисел слева). Показан лишь необходимый фрагмент схемы корреляции.

шкал, интерпретация стратиграфической последовательности без учета ее неполноты вследствие тектонической нарушенности. Так, диагностированный вид *Emiluvia premyogii* Baumgartner (фототабл. 1: 18) более сходен *Haliodyctya (?) hojnosi* Riedel et Sanfilippo. Приводимые изображения *Parahsuum izeense* (Pessagno et Whalen) (фототабл. 2: 21), *Parahsuum officerense* (Pessagno et Whalen) (фототабл. 2: 12), *Protunuma turbo* Matsuoka (фототабл. 1: 22), *Stylocapsa tecta* Matsuoka (фототабл. 1: 9), *Tricolocapsa conexa* Matsuoka (фототабл. 1: 20–21) либо не несут сходства с изображениями голотипов и другими типичными изображениями, позволяющими судить о внутривидовой изменчивости [5], либо на них отсутствуют важные диагностические признаки, как например, апикальный рог сложной конструкции у *Stylocapsa tecta* Matsuoka или поперечные ребра у *Tricolocapsa conexa* Matsuoka. *Laxtorum (?) jurassicum* Isozaki et Matsuda определен правильно лишь в одном случае (фототабл. 2: 6), во втором (фототабл. 2: 5) – приведено изображение *Parvicingula* или *Ristola*.

Другим важным аспектом является использование для определения возраста нескольких шкал био-стратиграфической зональности, причем различной их совокупности для разных образцов. Сложно понять, для чего используется несколько шкал, которые не скоррелированы должным образом между собой, и почему их набор меняется от образца к образцу. Часть шкал хоть и соотнесена со стандартными подразделениями шкалы геологического времени, но достаточно условно. Следует отдавать себе отчет, что в этом случае стратиграфическое распространение одного и того же вида в разных шкалах зависит в том числе и от корреляции шкал. Не стоит и говорить, что для корреляции этих шкал, а также ревизии стратиграфического распространения видов карандаша и линейки явно не достаточно. От использования части шкал для определения возраста некоторых образцов (например, Чир-1, Чир-2, первый абзац на стр. 58) авторам приходится отказываться по причине возникновения неувязок. Наиболее используемыми шкалами оказались шкалы UAZ-95 [5] и А. Матсуоки [10]. Важно указать на то, что шкала А. Матсуоки [10] составляет основу среднеюрской части шкалы зон унитарных ассоциаций UAZ-95 [5], только она иначе соотнесена со шкалой геологического времени. Соответственно, стратиграфическое распространение видов и границы установленных биозон претерпели смещения. Именно этот пример проиллюстрирован в [14] (рис. 3). В данном случае авторы одновременно пользуются как модифицированной шкалой, так и ее

Age calibration (Matsuoka, 1995)		Code (Abbr.)	Zone and zonal definition		UA assignment & age calibration (this work)
CRETACEOUS	Lower (Part)	Barremian	KR3 (Ac)	<i>Acanthocircus carinatus</i>	36-37 Barremian Hauterivian
		Hauterivian	KR2 (Cs)	<i>Cecrops septemporatus</i>	34-35 Valanginian
	Upper	Berriasian	KR1 (Pc)	<i>Pseudodictyomitra carpatica</i>	30-33 Berriasian Tithonian
		Tithonian	JR8 (Pp)	<i>Pseudodictyomitra primitiva</i>	26-29 Kimmeridgian Oxfordian
JURASSIC	Upper	Kimmeridgian	JR7 (Hm)	<i>Hsuum maxwelli</i>	23-25 Callovian
		Oxfordian	JR6 (Ss)	<i>Stylocapsa(?) spiralis</i>	19-22 Bathonian
	Middle	Callovian	JR5 (Tc)	<i>Tricolocapsa conexa</i>	12-18 Bathonian
		Bathonian	JR4 (Tp)	<i>Tricolocapsa plicarum</i>	9-11 Bajocian
		Bajocian	JR3 (Li)	<i>Laxtorum(?) jurassicum</i>	2-8 Aalenian

Keys: ◆ Evolutionary first appearance ▼ First occurrence ▲ Last occurrence

Рис. 3. Корреляция шкалы А. Матсуоки [10] со стандартными ярусами хроностратиграфической шкалы по [14]: слева – изначальная [10], справа – модифицированная, как в UAZ-95 [5].



прототипом, что представляет собой очевидный нон-сенс.

Полагая, что возраст отложений комплекса представляет интерес не только для меня, и не желая ограничиваться одной лишь критикой, приведу оценки возрастов в единой шкале, а именно в шкале зон унитарных ассоциаций UAZ-95 [5]. Эта шкала в настоящее время представляет наиболее серьезную компиляцию (по крайней мере, для юры) многих шкал из разных регионов Тетической области, скоррелированных между собой методом унитарных ассоциаций [7], путем цифровой обработки огромного массива данных взаимного распространения большого числа точно диагностированных видов. Она же наилучшим образом скоррелирована и со стандартными геохронологическими подразделениями благодаря присутствию во многих включенных частных разрезах не только радиолярий, но и аммонитов, кальпионеллид и нанофоссилий, более детально изученных биостратиграфически [5].

Мною модифицирована табл. 1, показывающая распределение радиолярий в образцах, установленное авторами [3]. В ней (табл.) оставлены лишь те виды, которые используются в шкале UAZ-95 [5]. Неточно диагностированные виды показаны перечеркнутыми или индексом N, и они для определения возраста не используются. Из таблицы убраны раннемеловые виды *Stichocapsa cribata* Hinde и *Stichomitra mediocris* (Tan). Для наглядности во второй колонке показано стратиграфическое распространение видов в шкале UAZ-95, в которой зоны унитарных ассоциаций индексированы числами, что делает определение возраста весьма простым и удобным. Корреляция этих зон с хроностратиграфической шкалой показана на рис. 4. Если установленный вид определяет нижний предел биостратиграфического интервала (возраста) радиоляриевого комплекса в данном образце, его присутствие помечено символом L, если верхнего – U. В нижнем ряду таблицы указан биостратиграфический диапазон (возраст) для образцов в шкале UAZ-95. Биостратиграфический диапазон для образца Чир-5 показан со знаком вопроса, поскольку нижний предел определен по форме, сходной с *Triactoma blakei* (Pessagno), и зависит от степени сходства, которое невозможно оценить без изображения. В скобках указана более надежная оценка.

Пересмотренные оценки возраста в единой шкале показывают, что 1) возраст отложений как в северном, так и в южном фрагменте не моложе байоса; 2) возраст большинства выделенных пачек (словес) определяется интервалом зон унитарных ассоциаций 3–4, т.е. байосом в его полном объеме, и не точ-

нее. Первое могли бы установить и сами авторы по присутствию в комплексах радиолярий из образцов Чир-1 и Чир-2 (раннебайосских, по их мнению) вида *Archicapsa pachyderma* Tan, легко диагностируемого и хорошо сохраняющегося благодаря толстостенности скелета. Не ясно, почему стратиграфический диапазон этого вида игнорируется при оценке возраста. Допозднебайосский (ранне-среднебайосский, или древнее) возраст отчетливо устанавливается только для нижней части пачки 1 северного фрагмента и пачки 2 южного фрагмента. В свете ревизованных возрастов и с учетом неполноты стратиграфических последовательностей в обоих фрагментах (вследствие разломной тектоники) возможна иная схема стратиграфической корреляции различных пачек (рис. 4а), значительно отличающаяся от ранее полученной (рис. 4б). Совершенно не исключено, что изначальная последовательность отложений включала все пачки, установленные как в северном, так и в южном фрагментах аккреционного комплекса, как это показано на рис. 4а. Авторы же рассматриваемой статьи пытаются трактовать фрагментарные последовательности как практически непрерывные, несмотря на установленные разломы и отсутствие последовательной смены пачек в северном фрагменте. Не ясным также остается и корреляция пачки 2 южного фрагмента с пачкой 2, а не с пачкой 1 северного фрагмента, хотя и литология и установленный ими возраст свидетельствуют в пользу корреляции 2 – 1, а не 2 – 2. Также странным выглядит и корреляция пачки 3 южного фрагмента с пачкой 3 северного, вовсе не охарактеризованной биостратиграфически.

Следует указать и на другую ошибку логической природы – попытку сузить установленный возрастной диапазон для вышележащего образца диапазоном нижележащего, при которой пределы точности датировки трактуются как интервал седиментации. Так, на стр. 55 и 58 авторы пишут: “Кремнистые аргиллиты слоя 4 содержат радиолярии (обр. Чир-4), возрастной диапазон которых... соответствует раннему байосу – раннему бату. Так как подстилающие их глинистые кремни имеют позднебайосский возраст, то кремнистые аргиллиты вероятней всего раннебайосские.” Это совершенно неверно, поскольку нельзя утверждать, что верхнебайосский интервал в его полном объеме оккупирован нижележащими отложениями. Возможно, что оккупирована лишь нижняя часть этого интервала, поэтому вышележащие отложения с равной вероятностью могут быть и верхнебайосскими, что и получается при более аккуратной оценке возрастов (табл. 1, рис. 4а.)

В конечном итоге, я склоняюсь к мнению о существовании изначально единой последовательности

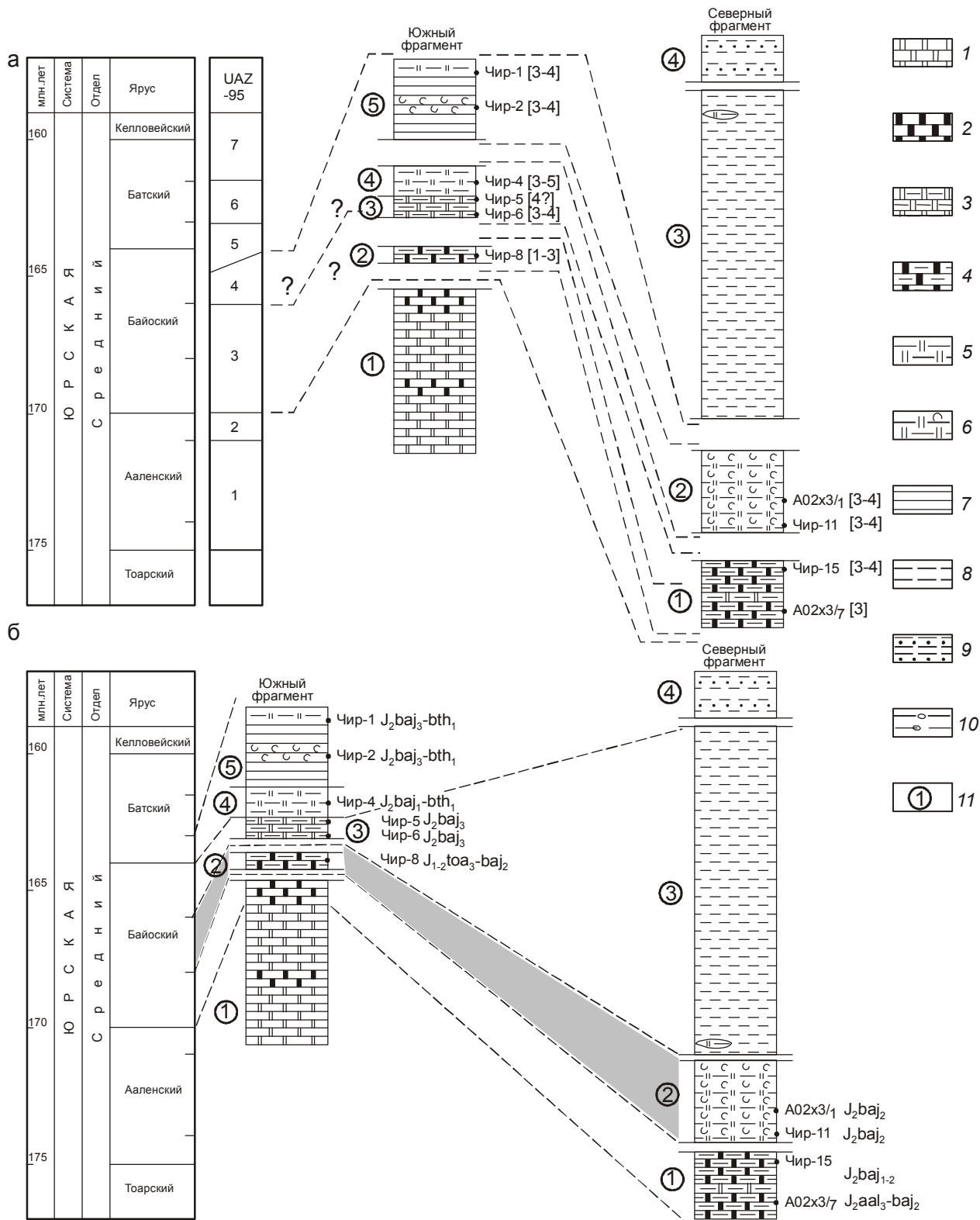
Таблица. Диагностированные радиолярии в кремневых и глинистых породах Усури-Хехцирского разреза, по [3] с изменениями.

Радиолярии	UAZ-95	Образцы										
		Чир-1	Чир-2	Чир-4	Чир-5	Чир-6	Чир-8	Чир-10	Чир-11	Чир-15	A02X-3/1	A02X-3/7
<i>Archicapsa pachyderma</i> Tan	3-4	L+U	L+U		U	L+U		L+U	L+U	L+U	L+U	L
<i>Dictyomitrella kamoensis</i> Mizutani et Kido	3-7	L	L	L	+	L		L	L	L	L	
<del><i>Emiluvia premyogii</i> Baumgartner</del>	3-10				cf.							
<i>Eucyrtidiellum nodosum</i> Wakita	3-10					L						
<i>Eucyrtidiellum pictum</i> (Riedel et Sanfilippo)	5-11				+ ?							
<i>Eucyrtidiellum quinatum</i> Takemura	1-4				U				U			+
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i> Yao	3-8	L	L		+	L						
<i>Hsuum matsuokai</i> Isozaki et Matsuda	1-5								cf.			+
<i>Lactorum(?) jurassicum</i> Isozaki et Matsuda	2-3								N			U
<i>Parahsuum hiconocosta</i> Baumgartner et Dewever	2-4											+
<i>Parahsuum grande</i> Hori et Yao	1-3						L+U					U
<del><i>Parahsuum izeense</i> (Pessagno et Whalen)</del>	1-3								+		+	
<del><i>Parahsuum officerense</i> (Pessagno et Whalen)</del>	1-7	cf.					cf.	cf.	+			+
<i>Parvicingula dhimenaensis</i> s.l. Baumgartner	3-11		L		+			L	L		L	
<del><i>Protunuma turbo</i> Matsuoka</del>	4-7		+		cf.	+		+				
<i>Sethocapsa funatoensis</i> Aita	3-11		L		+							
<i>Stichocapsa convexa</i> Yao	1-11	+			cf.				+		+	
<i>Stichocapsa japonica</i> Yao	3-8	L	L	L	cf.	L		L	L		L	
<del><i>Stylocapsa tecta</i> Matsuoka</del>	5-6	cf.										
<i>Transhsuum brevicostatum</i> (Ozvoidova)	3-11	L	L		+	L		L	L		L	
<i>Transhsuum hisuikyense</i> (Isozaki et Matsuda)	2-7											+
<i>Transhsuum maxwelli</i> (Pessagno)	3-10	L	L		+	L		L	L		L	
<i>Transhsuum medium</i> Takemura	1-7						L					
<i>Triactoma blakei</i> (Pessagno)	4-11				L?							
<del><i>Tricolocapsa conexa</i> Matsuoka</del>	4-7	aff.	+		aff.							
<i>Tricolocapsa fusiformis</i> Yao	3-5	L	L	L+U	+	L		L	L			
<i>Tricolocapsa plicarum</i> Yao	3-8	L			+	L						
<i>Unuma echinatus</i> Ichikawa et Yao	1-6	cf.			cf.							
<i>Unuma typicus</i> Ichikawa et Yao	3-4				U						L+U	
<i>Yamatoum spinosum</i> Takemura	1-4		U		U							
<b>Био­стра­ти­гра­фический ин­тер­вал (возраст) в шка­ле UAZ-95</b>		<b>3-4</b>	<b>3-4</b>	<b>3-5</b>	<b>4? (3-4)</b>	<b>3-4</b>	<b>1-3</b>	<b>3-4</b>	<b>3-4</b>	<b>3-4</b>	<b>3-4</b>	<b>3</b>

ти напластования в обоих частях комплекса и последующей ее фрагментации в процессе аккреции. Установленные авторами тонкие геохимические и минералогические различия в отложениях северного и южного фрагмента можно интерпретировать и как возрастные вариации в седиментации на едином участке океанического дна, последовательно приближающегося к конвергентной границе, а не как относящиеся к различным областям седиментации. Выделение двух тектоно-стратиграфических комплексов на хр. Хехцир проблематично, поскольку био­стра­ти­гра­фическая охарактеризованность и точность возрастных датировок различных частей тектонически нарушенной последовательности гемипелагических отложений недостаточна для их однозначной корре-

ляции в разных фрагментах (даже в авторской версии возрастов). Био- и литостратиграфия аккреционного комплекса хр. Хехцир обладает сходством с таковой Хабаровского аккреционного комплекса, где в гемипелагических красных кремнистых алевропелитах присутствуют *Archicapsa pachyderma* Tan, *Tricolocapsa plicarum* Yao и *Stichocapsa japonica* Yao, определяющие возраст отложений в пределах зон 3–4 в шкале UAZ-95. Очевидно, что для установления различий комплексов и их составных частей необходимы более точные возрастные датировки (в пределах одной биозоны) и аккуратное использование био­стра­ти­гра­фических шкал.

В более ранней работе [2] по био­стра­ти­гра­фии Таухинского террейна для возрастной датировки ра-



**Рис. 4.** Корреляция кремнистых и кремнисто-глинистых отложений северного и южного фрагментов аккреционного комплекса хр. Хехцир: а – предлагаемая автором этой статьи (возраст радиоляриевых комплексов в шкале унитарных ассоциаций UAZ-95 [5] показан числами в квадратных скобках справа от стратиграфических колонок) ; б – ранее установленная [3] (позиция образцов и возраст радиоляриевых комплексов как на рис. 2 в статье [3]).

1 – кремни, 2 – яшмы, 3 – глинистые кремни, 4 – глинистые яшмы, 5 – кремнистые аргиллиты, 6 – кремнистые туфоалевроаргиллиты, 7 – аргиллиты, 8 – алевроаргиллиты, 9 – алевроаргиллиты с прослоями песчаников, 10 – меланж, 11 – номера слоев.

диоляриевых комплексов используется более 10 шкал биостратиграфической зональности, включая и уже упомянутую пару шкал [5, 10]. При этом интервалы стратиграфического распространения одних видов (например, *Sethocapsa funatoensis* Aita, *Spongocapsula perampla* Rüst, *Williriedellum carpathicum* Dumitrica в табл. 3) оказываются шире, чем в шкале UAZ-95, а других (например, *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak), там же) – уже. О порочности использования комбинации нескольких нескоррелированных шкал уже упомянуто. Такая комбинация должна вести к расширению интервалов стратиграфического распространения видов. К их сужению может привести лишь селективное использование той или другой шкалы, но каковы критерии этой селекции?

Другой особенностью этой статьи является определение возраста для группы образцов, от 2 до 9 в каждой. Невозможно поверить, что в каждом из 9 образцов содержатся одни и те же виды радиолярий. Это означает лишь то, что возраст любого образца из такой группы определен в том числе и по видам, в нем не встреченным. Технически это равносильно смешению индивидуальных комплексов. В этом случае можно получить возраст в достаточно узком интервале, но этот возраст может не соответствовать реальному возрасту ни одного из образцов. Он будет соответствовать лишь минимальному перекрытию интервалов, в пределах которых был бы определен возраст для каждого образца. Обращает на себя внимание отсутствие позднекиммериджских и раннетитонских возрастов для кремней и глинистых кремней. Анализ табл. 2, иллюстрирующей установленные виды и познетитонский возраст для группы из 9 образцов (Бе-6 – Бе-14) с помощью зональной шкалы UAZ-95, показывает, что по разным совокупностям видов можно определить серию возрастов – в пределах зоны 13 (конец позднего титона–начальный берриас), 12 (ранний титон–начало позднего титона) и 11 (поздний киммеридж–ранний титон). Так, зона 13 устанавливается по комбинации стратиграфического распространения *Wrangellium puga* (Schaaf), *W. depressum* (Baumgartner) и *Eucyrtidiellum pyramis* (Aita). Зона 12 устанавливается по присутствию *Ristola altissima* (Rüst), *Protunuma japonicus* Yao и *Eucyrtidiellum pyramis* (Aita), зона 11 – по присутствию *Sethocapsa funatoensis* Aita и *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak). Не ясно лишь одно, присутствуют ли совокупности этих видов в одних и тех же образцах. Но то, что часть радиоляриевых комплексов не моложе начала позднего титона, а другая не моложе раннего титона, определяется однозначно по присутствию *R. altissima* (Rüst) и *Sethocapsa funatoensis* Aita, соответственно.

Единственный возраст (у авторов – познетитонский, табл. 3), определенный для одного образца (обр. Бе-5 из нижней части пачки кремнистых аргиллитов в кровле кремнистого разреза), освобождает от подобных гаданий. Присутствующие здесь виды *Sethocapsa funatoensis* Aita, *Spongocapsula perampla* Rüst и *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak) позволяют определить возраст в интервале поздний киммеридж–ранний титон (зона унитарных ассоциаций 11 в шкале UAZ-95).

По поводу возраста образца 4 авторы пишут: “Верхняя часть пачки кремнистых аргиллитов (обр. Бе-4) содержит радиолярии (табл. 4), которые характеризуют возраст пород в интервале конец позднего титона–начало валанжина. Учитывая, что предыдущий комплекс (выделенный в обр. Бе-5...) 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 [5 и др.]. Верхний возрастной рубеж ограничивается поздним берриасом, поскольку рассматриваемый радиоляриевый комплекс не содержит видов, начинающих эволюцию с этого временного интервала и широко представленных в залегающих выше алевролитах. Таким образом, возрастной диапазон верхней части пачки кремнистых аргиллитов соответствует раннему и среднему берриасу.” Здесь та же попытка сузить возрастной диапазон для последующего образца диапазоном для предыдущего, и не очень удачная, даже если не считать, что возраст для обр. Бе-5 не познетитонский. Другие причины для этого: в цитированной работе [5] первое появление *P. cosmoconica* (Foreman) устанавливается в позднем титоне; в единственном приведенном авторами изображении *P. cosmoconica* (Foreman) (рис. 4: 10) легко распознается *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak). Определять возраст комплекса по отсутствию видов – также далеко не лучший прием, поскольку только присутствующие виды являются основанием для суждения о возрасте. Авторы выстраивают эту логическую цепочку и дальше, подобным же образом ограничивая возраст радиолярий из образца Бе-3 до среднего берриаса, хотя он и определяется ими в пределах поздний титон–ранний валанжин. В самых молодых аргиллитах и алевролитах выделены радиолярии, возраст которых, как пишут авторы, “охватывает диапазон времени от позднего берриаса до позднего валанжина”. На этом основании делается вывод о постваланжинской (конец валанжина–начало готерива) аккреции этих океанических отложений. И здесь про-



смачивается попытка трактовать интервал, в котором определен возраст (по сути – интервал неопределенности), как полный диапазон накопления отложений. Реальный возраст не “охватывает” диапазон, а попадает в него, поэтому с равной вероятностью наиболее молодые отложения могут быть и позднеберриасским, и аккреция – постберриасской. Лишь более точные возрастные датировки могут уточнить время эпизода аккреции.

Различные ошибки методологической природы рассмотрены на примере трех статей, но это не значит, что они отсутствуют и в других. Повторение этих ошибок в последующих работах будет означать постоянную необходимость ревизии данных. Полагаю, что накопленный биостратиграфический материал позволяет авторам провести его строгое упорядочение и пересмотр возрастных датировок в единой шкале.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зябрев С.В. Стратиграфическая летопись кремнисто-терригенного комплекса хр. Хехцир и кинематика асимметричных складок – индикаторы субдукционной аккреции // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 1. С. 76–84.
2. Кемкин И.В., Кемкина Р.А. Строение и возраст кремнисто-терригенных отложений нижней структурной единицы Таухинского террейна (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 5. С. 68–80.
3. Филиппов А.Н., Кемкин И.В. Кремнисто-глинистые отложения юрской аккреционной призмы хр. Хехцир, Сихотэ-Алинь: Стратиграфия и генезис // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 51–69.
4. Филиппов А.Н., Кемкин И.В. Новые находки поздне-тонских и средне-позднеальбских радиоляриевых ассоциаций в вулканогенно-кремнистых образованиях правобережья нижнего течения р. Амур и их тектоническое значение // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 5. С. 42–52.
5. Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S., Urquhart E., Pillevuit A., De Wever P., Eds. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology // Memoires de Geologie (Lausanne), 1995. V. 23. 1172 p.
6. Dumitrica P., Immenhauser A., Dumitrica-Jud R. Mesozoic radiolarian biostratigraphy from Masirah ophiolite, Sultanate of Oman. Part I: Middle Triassic, uppermost Jurassic and Lower Cretaceous Spumellarians and multisegmented Nassellarians // Bulletin of National Museum of Natural Science. Paris. 1997. N 9. P. 1–106.
7. Guex J. Biochronological Correlations // Springer-Verlag: Berlin/Heidelberg/New York, 1991. 250 p.
8. Jud R. Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolarians of the Western Tethys // Mémoires de Géologie (Lausanne). 1994. V. 19. 147 p.
9. Kojima S., Wakita K., Okamura Y. et al. Mesozoic radiolarians from the Khabarovsk complex, eastern USSR: their significance in relation to the Mino terrane, central Japan // Journal of the Geological Society of Japan. 1991. V. 97, N 7. P. 549–551.
10. Matsuoka A. Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific // Island Arc. 1995. V. 4, N 2. P. 140–153.
11. O'Dogherty L. Biochronology and Paleontology of Mid-Cretaceous Radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) // Memoires de Geologie (Lausanne), 1994. V. 21. 413 p.
12. O'Dogherty, L., Guex J. Rates and Patterns of Evolution among Cretaceous Radiolarians: Relations with Global Paleooceanographic Events // Micropaleontology. 2002. V. 48, Suppl. 1. P. 1–22.
13. Pessagno, E.A. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // Micropaleontology Special Publication. 1976. V. 2. P. 1–95.
14. Savary J., Guex J. Discrete Biochronological Scales and Unitary Associations: Description of the BioGraph Computer Programm / Memoires de Geologie (Lausanne). 1999. V. 34. 281 p.
15. Schaaf A. Late Early Cretaceous Radiolaria from Deep Sea Drilling Project Leg 62 / Thiede J., Vallier T.L. et al., Eds. // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project: U. S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1981. V. 62. P. 419–470.

*Рекомендована к печати Л.И. Попеко*

*S. V. Zyabrev*

#### **On biostratigraphy of accretionary complexes in the Russian Far East (critical review of several papers)**

Being a very simple geological discipline, biostratigraphy requires accuracy and robust logic to be observed. Failure in doing this leads to a distorted interpretation of regional tectonics. Common errors are analyzed with the examples from three recently published papers on biostratigraphy of the accretion complexes in Russian Far East.

**Key words:** biostratigraphy, Radiolarians, accretionary complex, Russian Far East.

ЮБИЛЕИ

**ГАЛИНА ЛЕОНТЬЕВНА КИРИЛЛОВА**  
(к 70-летию со дня рождения)

19 июня 2009 г. зам. главного редактора, ответственному секретарю журнала “Тихоокеанская геология”, доктору геолого-минералогических наук, заслуженному деятелю науки РФ Галине Леонтьевне Кирилловой исполняется 70 лет. Трудно в это поверить, видя неиссякаемую энергию и работоспособность этого человека.

Г.Л. Кириллова выпускница геолого-географического факультета Ростовского-на-Дону государственного университета. Научная деятельность Галины Леонтьевны началась ещё в студенческие годы. Её интересы в это время были сосредоточены на изучении палеогеновых фораминифер и кокколитофорид Северного Кавказа.

Начиная с геологических практик в 1959 и 1960 годах до настоящего времени, т.е. 50 лет, вся трудовая деятельность Галины Леонтьевны связана с Дальним Востоком. В 1961–1971 гг. она участвовала в геологической съёмке масштаба 1:200000 в труднодоступных районах Хабаровского края и Амурской области (хребты Соктахан, Джагды). Результаты этих работ, коренным образом изменившие прежние представления о геологическом строении Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчатой системы, отражены на всех более поздних геологических картах, в учебниках ВУЗов по региональной геологии. Итоги работ тех лет обобщены в кандидатской диссертации (1971 г.) и совместной с М.Т. Турбиным монографии “Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области” (1979 г.).

В 1971–1975 гг. Галина Леонтьевна, работая в Дальневосточном институте минерального сырья (ДВИМС), принимает участие в составлении Структурно-формационной карты Тихоокеанского подвижного пояса и одновременно ведет большую научно-организационную работу в качестве ученого секретаря Дальневосточного филиала Научно-редакционного совета ВСЕГЕИ.

С 1975 г. по настоящее время Г.Л. Кириллова – один из ведущих специалистов Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, последовательно занимая должности старшего, ведущего, главного научного сотрудника, заведующего лабораторией. Первый этап её деятельности (1975–1981 гг.) посвящен решению фундаментальных проблем учения об осадочных формациях и их рудоносности. В этот период при её активном участии составлена “Тектоническая карта востока СССР и сопредельных областей” масштаба 1:2 500 000, четыре терминологических справочника, широко известных в России и за рубежом, опубликована серия статей.

В 1981–1992 гг. Г.Л. Кириллова детально и плодотворно разрабатывала проблемы осадочной геологии в связи с нефтегазоносностью на востоке Азии и прилегающих акваторий. Она участвовала в проведении исследований на континенте (задание ГКНТ СССР), в морских экспедициях (международные программы “Веспак” и “Геотраверс”). В этот период выходит цикл её статей по геологическому строению различных типов



осадочных бассейнов Филиппинского моря и смежной континентальной окраины, завершившийся крупным обобщением – монографией “Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения восточной Азии с Тихим океаном” и защитой докторской диссертации в 1992 г. В этом цикле работ Г.Л. Кирилловой обосновано выделение различных типов бассейнов со специфической минерагенической специализацией: сульфидными рудами типа “куроко” в бассейнах Тихоокеанского сегмента и нефтегазоносными структурами в пределах Азиатского континента. Одновременно Г.Л. Кириллова активно участвует в работе по теме ГКНТ “Тектоника и геодинамика нефтегазоносных бассейнов востока СССР”. Крупными результатами по этому направлению являются: “Атлас структурно-литологических карт кайнозойских нефтегазоносных бассейнов востока СССР масштаба 1:7 500 000” (1990 г., редактор, составитель), “Тектоническая карта нефтегазоносных областей Дальнего Востока масштаба 1:2 500 000” (1989 г., составитель), коллективная монография “Литолого-петрофизические критерии нефтегазоносности” (1990 г.).

В последние годы научные интересы Галины Леонтьевны связаны с проблемами строения и нефтегазоносности мезозойско-кайнозойских бассейнов востока России. Под ее руководством и при непосредственном участии начата публикация серии из 6 томов “Осадочные бассейны востока России”. На основе синтеза новых морских и наземных геолого-геофизических данных и использования современных методик бассейнового анализа скоррелированы сеймостратиграфические и секвенстратиграфические последовательности Охотско-Шантарского (2002 г.) и Татарского осадочных бассейнов (2004 г.), выявлена рифтогенная природа ряда бассейнов юга Дальнего Востока и доказаны их высокие перспективы на обнаружение углеводородного сырья. Она с успехом участвует в выполнении Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Фундаментальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа и развитие нефтегазового комплекса России” и российско-китайских проектов, проводя сравнительный анализ бассейнов востока России с пограничными бассейнами Китая, где уже открыты месторождения нефти и газа, что позволяет определить направления развития геологоразведочных работ на территории Хабаровского края.

С 1993 г. Г.Л. Кириллова участвует в Международных проектах ЮНЕСКО и МСГН “Изменение окружающей среды и биоты в Восточной и Южной Азии в течение мелового периода”, “Меловые палеоклиматы Азии: причины их вариаций, влияние на изменение биоты и окружающей среды”, “морская и не морская юра: глобальная корреляция и главные геологические события”, являясь российским координатором этих проектов. В процессе мультидисциплинарных исследований (стратиграфия, седиментология, тектоника и др.) определены главные факторы, события, приведшие к катастрофическим изменениям окружающей среды и биоты в течение мела и особенно на границе мела и кайнозоя. Изучение меловых отложений важно и с практической точки зрения, поскольку они являются наиболее продуктивными в отношении нефтегазоносности.

Результаты исследований Г.Л. Кирилловой опубликованы в 287 работах в российских и зарубежных изданиях, отражены на специализированных картах и атласах. Геологическая общественность знакома с ней по участию в международных конгрессах, симпозиумах, всероссийских совещаниях и школах, в международных экспедициях.

Г.Л. Кириллова осуществляет многоплановую научно-организационную деятельность на посту зам. главного редактора–ответственного секретаря журнала “Тихоокеанская геология”, члена редколлегии журнала “Global Geology”, издаваемого Международным центром науки и образования Северо-Восточной Азии в КНР. Она – член Международной ассоциации седиментологов, почётный профессор Цилиньского университета, член-корреспондент Российской академии естественных наук, член научно-редакционного экспертного совета при Министерстве природных ресурсов Российской Федерации, член диссертационных советов по присуждению ученых степеней, эксперт РФФИ. Галина Леонтьевна щедро делится знаниями с молодыми исследователями, руководит работой аспирантов, активно занимается популяризацией научных знаний, преподает в Амурском гуманитарно-педагогическом государственном университете.

Редколлегия журнала “Тихоокеанская геология” и коллектив Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН сердечно поздравляют Галину Леонтьевну с замечательным Юбилеем и желают крепкого здоровья, новых творческих успехов, на долгие годы сохранить присущие ей беззаветную преданность науке, энергию и работоспособность, доброжелательность и чувство юмора.

*Редколлегия, коллектив Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН*