

ISSN 0869-592X

Том 9, Номер 4

Июль - Август 2001



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



<http://www.maik.ru>



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 9 № 4 2001 Июль–Август

Основан в 1993 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0869-592X

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

**А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев, И. А. Басов,
М. Бассет, В. А. Берггрен, Е. В. Бибикова, Н. А. Богданов,
О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда, В. А. Захаров,
Д. Кальо, К.И. Кузнецова, Е.Е. Мусатов, Л. А. Невеская,
А. Г. Пономаренко, Ю. Ремане, А. Ю. Розанов, Б. А. Соколов,
Сунь Вейго, М.А. Федонкин, В. Е. Хаин, К. Чинзей, Н. М. Чумаков**

Зав. редакцией **Т. В. Тришкина**

Адрес редакции: 109180 Москва Ж-180, Старомонетный пер., 22,
Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, комн. 2, тел. 951-21-64

**Москва
Издательство “Наука”
Международная академическая
издательская компания “Наука/Интерпериодика”**

СОДЕРЖАНИЕ

Том 9, номер 4, 2001

Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса <i>Е. Ю. Рыцк, Ю. В. Амелин, Н. Г. Ризванова, Р. Ш. Крымский, Г. Л. Митрофанов, Н. Н. Митрофанова, В. И. Переляев, В. С. Шалаев</i>	3
Палеогеография и фации Тимано-Печорского региона на рубеже кунгурского и уфимского веков <i>Е. О. Мальшева, Г. П. Канев, Н. А. Колода</i>	16
Палеогеография и обстановки седиментации во время пермо-триасовых биосферных перестроек <i>М. А. Жарков, Н. М. Чумаков</i>	29
Пермо-триасовый биотический кризис и фораминиферы <i>Э. Я. Левен, О. А. Корчагин</i>	55
Курганские слои нижнего олигоцена Западной Сибири и Зауралья <i>М. А. Ахметьев, Г. Н. Александрова, В. Н. Беньямовский, О. Н. Васильева, В. И. Железко, Н. И. Запорожец</i>	65
Палинологические и макрофлористические комплексы из эоцен-миоценовых отложений побережья Татарского пролива (Восточный Сихотэ-Алинь) <i>Д. А. Лопатина</i>	80
Позднечетвертичные планктонные фораминиферы северо-восточного окончания Курильской котловины (Охотское море, ст. В34-98) <i>М. П. Чеховская, И. А. Басов, С. А. Горбаренко</i>	99

Contents

Vol. 9, No. 4, 2001

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka/Interperiodica" (Russia). *Stratigraphy and Geological Correlation* ISSN 0869-5938.

Age of Rocks in the Baikal–Muya foldbelt <i>E. Yu. Rytsk, Yu. V. Amelin, N. G. Rizvanova, R. Sh. Krymskii, G. L. Mitrofanov, N. N. Mitrofanova, V. I. Perelyaev, and V. S. Shalaev</i>	3
The Timan–Pechora Paleogeography and Facies in the Kungurian–Ufimian Boundary Period <i>E. O. Malysheva, G. P. Kanev, and N. A. Koloda</i>	16
Paleogeography and Sedimentation Settings during Permian–Triassic Reorganizations in Biosphere <i>M. A. Zharkov and N. M. Chumakov</i>	29
Permian–Triassic Biotic Crisis and Foraminifers <i>E. Ja. Leven and O. A. Korchagin</i>	55
The Lower Oligocene Kurgan Beds of West Siberian and Trans-Uralian Regions <i>M. A. Akhmet'ev, G. N. Aleksandrova, V. N. Beniamovskii, O. N. Vasil'eva, V. I. Zhelezko, and N. I. Zaporozhets</i>	65
Palynological Assemblages and Macrofloras from Eocene–Miocene Deposits of the Tatar Strait Coast (Eastern Sikhote Alin) <i>D. A. Lopatina</i>	80
Late Quaternary Planktonic Foraminifers of the Extreme Northeastern Kuril Basin (Sea of Okhotsk, Station V34-90) <i>M. P. Chekhovskaya, I. A. Basov, and S. A. Gorbarenko</i>	99

УДК 550.93:552.3(571.54)

ВОЗРАСТ ПОРОД БАЙКАЛО-МУЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА© 2001 г. **Е. Ю. Рыцк***, **Ю. В. Амелин****, **Н. Г. Ризванова***, **Р. Ш. Крымский***,
Г. Л. Митрофанов***, **Н. Н. Митрофанова*****, **В. И. Переляев*****, **В. С. Шалаев**** *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*** *Геохронологическая лаборатория Королевского Музея Онтарио,
Queen's Park, Toronto, Ontario, M5S 2C6, Canada**** *Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
664007 Иркутск, ул. Декабрьских событий, 29, Россия*

Поступила в редакцию 28.04.99 г., получена после доработки 14.12.99 г.

В работе приведены результаты изотопного датирования магматических комплексов Муйского сегмента Байкало-Муйского складчатого пояса, выполненного U-Pb методом по циркону, в том числе по единичным зернам, и Sm-Nd методом по минеральным фракциям и образцам пород в целом. Новые изотопные данные свидетельствуют о верхерифейско-вендском возрасте вулканогенно-осадочных толщ и интрузивных пород Муйского сегмента и их формировании в ходе раннебайкальского 1.0(?)–0.8 млрд. лет и позднебайкальского 0.8–0.62 млрд. лет этапов тектогенеза. Выявлены раннебайкальские синтетектонические граниты, которые фиксируют коллизионное событие на рубеже 0.8 млрд. лет. Результаты исследования позволили существенно уточнить традиционные схемы стратиграфии и магматизма докембрия Средневитимской горной страны.

Ключевые слова. Геохронология, поздний докембрий, гранитоиды, риолиты, габброиды, стратиграфия, магматизм, тектоника.

Для восстановления начальных этапов эволюции Палеоазиатского океана важное значение имеет решение проблемы возраста древнейших магматических комплексов и этапов формирования Байкало-Муйского складчатого пояса (БМП) Байкальской горной области (Dobretsov et al., 1995; и др.). Возраст этих образований считается раннепротерозойским (Салоп, 1964; Гусев и др., 1992) или рифейским (Митрофанов, 1978, 1981, 1984; Булгатов, 1983), причем последняя оценка получила биостратиграфическое обоснование (Станевич, Переляев, 1997). Во всех случаях речь идет о муйской серии и муйском интрузивном комплексе, которые выделены впервые Л.И. Салопом (1964) в Средневитимской горной стране. Обобщение фактического материала, накопленного за последние годы в ходе составления Госгеолкарты-200 этого региона, привело к выводу о необходимости коренного пересмотра существующих схем стратиграфии и магматизма. Однако без надежных геохронологических данных решить подобную задачу невозможно. Учитывая важность проблемы возраста БМП, нами выполнено изотопное датирование магматических пород Средневитимской горной страны, которые относят к муйской серии и одноименному интрузивному комплексу, а также гранитоидов раннего(?) докембрия Муйской глыбы. В настоящей статье приведены результаты, полученные с помощью изохронного Sm-Nd метода и U-Pb метода

по циркону, включая датирование единичных зерен, и обсуждаются некоторые вопросы стратиграфии, магматизма и тектонической эволюции БМП.

1. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Байкало-Муйский складчатый пояс протягивается от северного побережья Байкала до бассейна среднего течения реки Витим и состоит из Верхнеангарского и Муйского сегментов. Последний находится в центральной части Средневитимской горной страны и включает Каралон-Мамаканскую и восточную часть Анамакит-Муйской структурно-формационных зон (рис. 1А).

1.1. Анамакит-Муйская зона

В этой зоне выделяются Бамбуйско-Олиндинская и Муйская подзоны, которая в свою очередь включает Киндикано-Илеирский и Кедровско-Шаманский блоки.

Киндикано-Илеирский блок. По мнению большинства исследователей (Салоп, 1964; Козырева и др., 1990; Геологическая карта..., 1992; Добржинская и др., 1983), в этом блоке находятся раннедокембрийские толщи, образующие "Северо- и

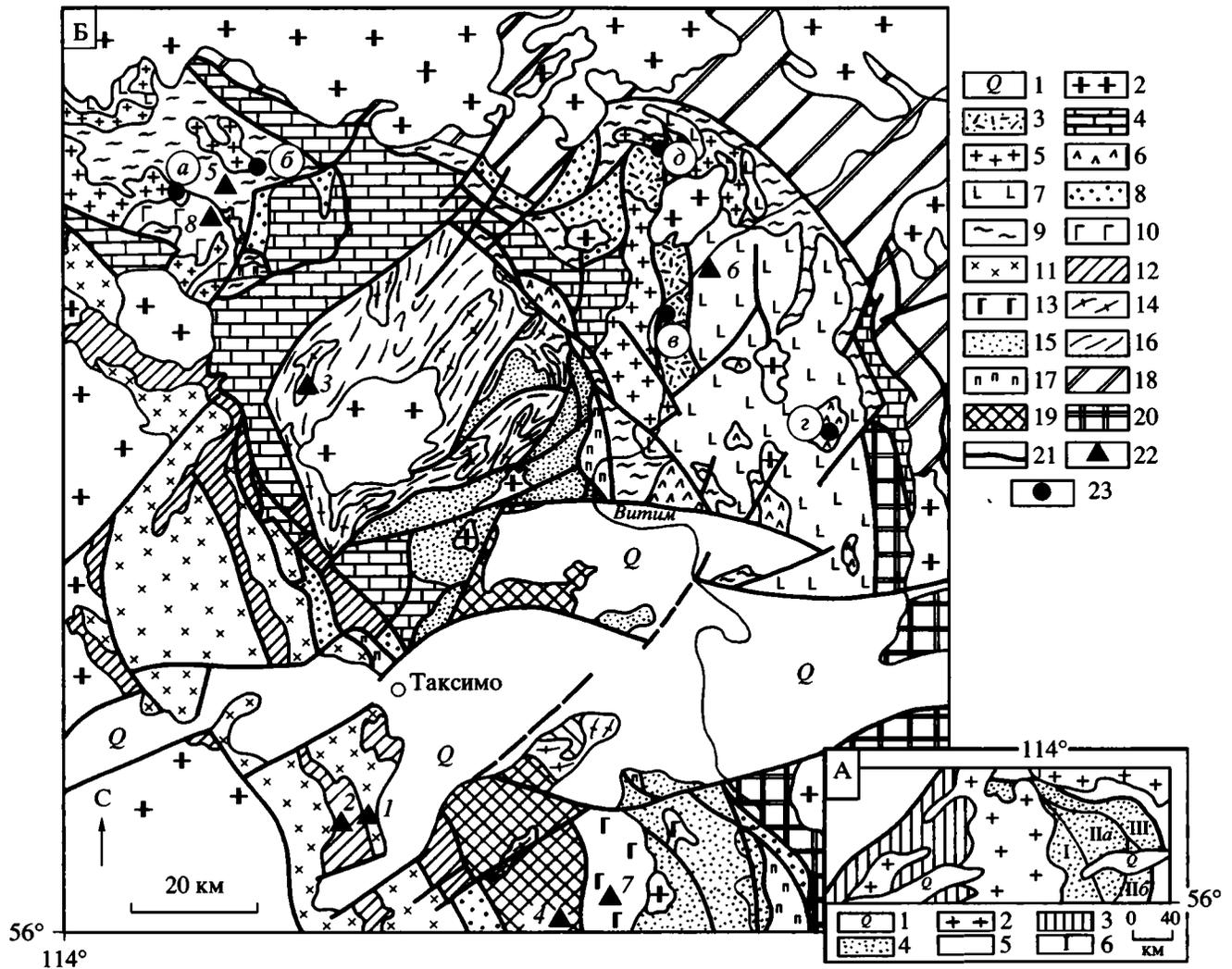


Рис. 1. Схемы геологического строения Байкало-Муйского пояса (А) и его Муйского сегмента (Б).

А. 1 – кайнозойские рифтовые впадины; 2 – палеозойские гранитоиды; 3, 4 – Байкало-Муйский пояс: 3 – Верхнеангарский сегмент, 4 – Муйский сегмент; 5 – докембрийские образования; 6 – структурно-формационное районирование Муйского сегмента: I и II – Анамакит-Муйская зона, в том числе I – Бамбуйско-Олидинская подзона; II – Муйская подзона (IIa – Киндикано-Илеирский блок; IIб – Кедровско-Шаманский блок); III – Каралон-Мамаканская зона. Б. 1 – четвертичные отложения; 2 – верхнепалеозойские гранитоиды; ранний палеозой – венд нерасчлененные (3) – падринская серия; кембрий – венд (4, 5): 4 – мамаканская серия; 5 – гранитоиды нерасчлененные (лесной и др. комплексы); поздний докембрий (6–18). Каралон-Мамаканская зона, нижний венд – верхний рифей (6–10): 6 – заоблачный комплекс перидотит-пироксенит-габброноритов, 7 – таллаинский комплекс габбро-диорит-плаггиогранитов, 8 – грубообломочные отложения (шумнинская, делюнская, тулуинская и др. толщи), 9 – осадочно-вулканогенные якорная и каралонская толщи, 10 – среднемамаканский комплекс перидотитов и габброидов; Бамбуйско-Олидинская подзона, верхний рифей (11, 12): 11 – “муйский” комплекс габбро-диоритов-плаггиогранитов, 12 – осадочно-вулканогенная устькелянская толща; Муйская подзона, верхний рифей (13–15): 13 – кедровский расслоенный анортозит-габбровый комплекс, 14 – илеирский комплекс синметаморфических гнейсо-гранитов, 15 – вулканогенно-осадочные толщи (самоуктская, булундинская, усть-парамская, надпорожная, безымянская, кедровская), объединенные в парамскую серию; Муйская подзона, рифей нерасчлененный (?): 16 – карбонатно-терригенная джалтукская серия; 17 – парамский комплекс гипербазитов; 18 – делюн-уранская серия рифея; Муйская подзона, протерозой нерасчлененный (19) – киндиканская толща; ранний докембрий (20): чарская серия архея, 21 – разрывные нарушения; 22 – местоположение участков отбора проб, для которых получены изотопно-геохронологические данные в настоящей работе (номера соответствуют номерам в таблицах 1 и 2 и тексте); 23 – местоположение участков отбора проб, для которых геохронологические данные опубликованы предшественниками (а – граниты лесного комплекса; б – плаггиограниты малоякорного комплекса; в – риолиты падринской серии; г – габброиды Заоблачного массива; д – плаггиограниты малоякорного комплекса).

Южно-Муйскую” глыбы. К ним относятся джалтукская серия и киндиканская толща, в составе которых преобладают биотитовые, биотит-амфиболовые и известково-силикатные кристаллические сланцы с прослоями амфиболитов и редкими линзами эклогитов. Кроме этого, широко распространены синметаморфические гнейсо-граниты (куандинский или илеирский комплексы). Согласно Н.Ф. Габову и др. (1984), эклогиты приурочены к подошвам надвигов в краевых частях блоков метаморфических пород. Относительно молодой возраст эклогитов Муйской глыбы недавно подтвержден Sm-Nd данными – 653 ± 21 млн. лет (Шацкий и др., 1996).

Выше по разрезу на джалтукской серии с несогласием (Салоп, 1964; Булгатов, 1983) залегают метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации вулканогенно-осадочные породы парамской серии, включающие бимодальные метавулканиды с линзами туфоконгломератов, кварц-биотитовые сланцы, метапесчаники и карбонатные породы. Обычно эти толщи относят к нижней (парамской) подсерии муйской серии раннего протерозоя (Салоп, 1964; Добржинецкая и др., 1983 и др.), а Г.Л. Митрофановым (1978) они выделены в рифейскую парамскую серию, синхронную келянской толще. Однако соотношения парамской серии с вулканидами келянской подсерии муйской серии и значимость структурно-стратиграфического несогласия в подошве парамской серии остаются дискуссионными. Вместе с тем, верхнее ограничение геологического возраста парамской серии вполне определенно установлено по ее прорыванию анортозит-габбровыми интрузиями кедровского комплекса. В палеогеодинамических схемах парамская серия связывается с обстановкой континентального рифтогенеза (Козырева и др., 1990; Гусев и др., 1992). Докембрийские образования перекрывают практически все метаморфизованными терригенно-карбонатными породами мамаканской серии, которые по фаунистическим остаткам датированы вендом-ранним кембрием (Салоп, 1964).

Краткий обзор показывает, что для тектоно-стратиграфической шкалы Муйской подзоны реперное значение имеют синметаморфические гнейсо-граниты Киндикано-Илеирского блока, фиксирующие кульминацию регионального метаморфизма и деформаций, и расслоенные интрузии кедровского комплекса, служащие индикатором “постпарамского” периода тектонической стабилизации (Митрофанов и др., 1981).

На севере Киндикано-Илеирского блока изучены палингенно-метасоматические гнейсо-граниты бассейна р. Сыры, образующие массив в биотит-амфиболовых сланцах и метапесчаниках джалтукской серии (точка 3 на рис. 1Б). Большая часть массива сложена гнейсовидными мезо-

лейкократовыми среднезернистыми биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами, которые в направлении контакта постепенно сменяются порфиробластическими полосчатыми биотитовыми гнейсо-гранитами и фельдшпатизированными вмещающими породами без признаков ороговикования. Химический состав гнейсо-гранитов отвечает гранодиоритам – субщелочным гранитам с небольшим преобладанием калия над натрием. Для U-Pb датирования использованы порфиробластические гнейсо-граниты, гнейсовидность которых конформна метаморфической полосчатости вмещающих пород.

В южной части Киндикано-Илеирского блока, в разрезе киндиканской толщи по реке Тулуя (точка 4 на рис. 1), изучены широко развитые здесь иньекционные мигматиты. Образцы отбирались из будинированных жильных тел мощностью до 2–3 м и представлены измененными лейкократовыми плагиигранитами.

Для датирования кедровского комплекса использованы образцы мелкозернистых мезогабброноритов из расслоенной серии Кедровского анортозит-габбрового плутона по руч. Стрелка (коллекция В.Г. Митрофанова), отличающиеся хорошей сохранностью первично магматического минерального парагенезиса (точка 7 на рис. 1).

Бамбуйско-Олиндинская подзона образована серией продольных тектонических пластин, прорванных герцинскими гранитоидами. Восточной границей подзоны является Келяно-Ирокиндинский меланж, включающий различного размера олистоплаки с реликтами магматических, вулканогенных и осадочных пород. Согласно Э.Г. Конникову и А.А. Цыганкову (1992), линзы апогарцбургитовых серпентинитов являются фрагментом рифейской офиолитовой ассоциации. Большая часть зоны образована породами “островодужной” ассоциации рифея, которые без учета последних геологосъемочных данных продолжают относить к “келянской толще муйской серии” и “муйскому комплексу” (Цыганков и др., 1998), считавшихся Л.И. Салопом (1964) раннепротерозойскими. В составе ассоциации доминируют крупные габбро-диорит-плагиигранит-гранитные интрузии, включающие различной величины блоки и ксенолиты комагматических и основных и кислых метавулканидов усть-келянского вулканического комплекса и вулканогенно-осадочных пород одноименной толщи. При сравнительно невысоком уровне метаморфизма плагииграниты, как правило, интенсивно бластомилонитизированы и катаклазированы. Завершают видимый разрез Бамбуйско-Олиндинской зоны грубообломочные отложения (тулуинская и др. толщи), развитые в локальных грабенах и содержащие гальку постилающих гранитоидов и вулканитов.

Рифейская оценка возраста усть-келянской толщи базируется на микрофитолитах, сходных с микрофоссилиями патомской серии среднего-верхнего рифея (Станевич, Файзулина, 1992). Rb-Sr датирование по валовым пробам “муйских” гранитов позволило получить лишь “ориентировочные” возрастные оценки 700–800 млн. лет (Цыганков и др., 1998). Надежная Sm-Nd датировка 835 ± 12 млн. лет (Изох и др., 1998) получена только для габброидов Маринкиного перидотит-троктолитового плутона, который может быть одним из компонентов “островодужной” ассоциации. В связи с этим объектами датирования выбраны плагиограниты и метариолиты усть-келянской толщи. Изученные образцы практически не измененных средне-крупнозернистых биотитовых плагиогранитов и натровых метариолитов отобраны в верховьях руч. Кривого – левого притока верхнего течения р. Мудирикан (точки 1 и 2 на рис. 1Б).

1.2. Каралон-Мамаканская зона

Зона расположена между Анамакит-Муйской зоной БМП и Делюн-Уранской зоной Патомского осадочного бассейна (рис. 1Б) и состоит из Мамаканского и Таллаинского блоков. По общему мнению (Салоп, 1964, и др.), эта зона, подобно Бамбуйско-Олиндинской подзоне, образована “келянской” осадочно-вулканогенной толщей и интрузиями “муйского комплекса”. Однако в последние годы было предположено, что видимый разрез *Мамаканского блока* начинается метAPERИДОТИТАМИ и кумулятивными габброидами, которые вместе с диабазами и пиллоу-лавами составляют среднемамаканский комплекс надсубдукционных офиолитов (Станевич, Переляев, 1997). Перекрывающая офиолиты “островодужная” якорная тоща сложена вулканитами, вулканомиктовыми турбидитами, песчаниками и алевропелитами, связанными сложными фаціальными переходами. Завершают разрез грубообломочные граувакки якринской и падроканской свит. Верхнерифейская оценка возраста “островодужной” якорной толщи базируется на богатой биоте жуинского горизонта (Станевич, Файзулина, 1992). Габброиды, вулканиты и осадки прорваны гранитами лесного комплекса с возрастом 556 ± 16 млн. лет (U-Pb метод по циркону) (Срывцев и др., 1992) (рис. 1Б, точки а и б). Объектами изотопного датирования в Мамаканском блоке выбраны Среднемамаканский перидотит-габбровый массив и натровые метариолиты, предположительно синхронные туфогенно-осадочной части разреза якорной толщи. Изученные образцы клинопироксенита, мезократового габбро, лейкогаббронорита и габбро-анортозита составляют единый магматический ритм в разрезе массива (точка 8 на рис. 1Б), а яблочно-зеленые метапорфиры, оп-

робованные на водоразделе Большой Якорь-Якра-Каалу (точка 5 на рис. 1Б), представляют экструзивное тело более 50 м мощности в андезитобазальтах якорной толщи.

В *Таллаинском блоке* также выделяют фрагменты офиолитовой ассоциации, к которой относятся альпинотипные гипербазиты Парамского массива неизвестного возраста (Гусев и др., 1992, и др.). Осадочно-вулканогенные породы, объединенные в каралонскую толщу, с размывом залегают на карбонатно-терригенной делюн-уранской серии (Добржинецкая и др., 1983, и др.). На основании сходства состава и стратиграфической позиции в разрезе каралонская толща коррелируется с якорной толщей Мамаканского блока и считается “островодужной” (Станевич, Файзулина, 1992, и др.), либо рифтогенной (Федоровский, 1985, и др.).

В центральной части Таллаинского блока находится крупный габбро-диорит-тоналитовый массив, отнесенный Л.И. Салопом (1967) к муйскому интрузивному комплексу. Близость состава этого массива с дифференцированными интрузиями бассейна р. Келяны и Муи, позволяли объединить их в единый муйский комплекс раннего протерозоя (Салоп, 1967; Гусев и др., 1992) или таллаинский комплекс верхнего рифея в легенде муйской серии листов ГК-200. Плагиограниты и метавулканиты каралонской толщи в бассейне р. Таллаи прорваны перидотит-пироксенит-габбровыми плутонами, один из которых, Заоблачный (рис. 1Б, точка 2) датирован Sm-Nd методом 612 ± 62 млн. лет (Изох и др., 1998). Завершают видимый разрез грубообломочные отложения (шумнинская, делюнская свиты) верхнего рифея, а также континентальные вулканиты и вулканокластические породы падринской серии, для которых Rb-Sr методом получены не согласующиеся между собой оценки возраста – от 362 ± 16 млн. лет и 496 ± 5 млн. лет (Булдыгеров и др., 1995) до 765 ± 50 млн. лет (Митрофанов, 1978). Несмотря на спорность, данные оценки указывают на невозможность корреляции падринской и аakitканской серий “среднего” протерозоя.

В этом блоке объектами датирования также выбраны плагиориолиты и плагиограниты. Плагиориолиты каралонской толщи ранее уже изучались нами U-Pb методом по циркону. Однако из-за присутствия унаследованного компонента в цирконах и недостатка материала получить надежные возрастные данные тогда не удалось. Сейчас для их возрастной корреляции оказались достаточными Sm-Nd данные. Образцы плагиогранитов для изотопного датирования отбирались в междуречье правых притоков Витима – рек Таллаи и Кычиги (точка 6 на рис. 1Б).

2. АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Разложение цирконов, выделение Pb и U проведено по модифицированной методике Т. Кроу (Krogh, 1973). При определении содержания Pb и U использована методика изотопного разбавления. Уровень холостого опыта по Pb составлял 0.1 нг, по U – 0.005 нг и не вносил существенного вклада в состав и содержание определяемых элементов. Измерения изотопных отношений выполнены на масс-спектрометре Finnigan MAT-261 с точностью 0.5% (2σ). U-Pb исследования единичных зерен цирконов проводились в лаборатории Royal Ontario Museum. Особенности методики описаны Ю.В. Амелиным (Amelin, 1998). Бланки составляют 0.5–1 pg для Pb и ниже 0.1 pg для U. Для расчета возрастов использованы принятые величины констант распада урана (Steiger, Jager, 1977). Поправки на примесь обыкновенного свинца приняты по модели (Stacey, Kramers, 1975). Для вычислений использовались программы PbDAT (Ludwig, 1991a) и ISOPLOT (Ludwig, 1992).

Для Sm и Nd уровень холостого опыта составлял 0.3 нг и 0.5 нг соответственно. Изотопный состав Nd корректировался на фракционирование по отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241570$. Изотопные отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ измерялись с точностью не ниже $\pm 0.3\%$ (2σ), а концентрации элементов с точностью $\pm 1\%$ (2σ). В период работы значение стандарта La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ было 0.511879 ± 14 ($n = 45$), значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ BCR-1 – 0.512673 ± 15 ($n = 10$). Погрешности приведены для 95% доверительного интервала. При расчете параметра $\epsilon\text{Nd}(t)$ использовались параметры CHUR: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$. При расчете одностадийных (Goldstein, Jacobsen, 1988) и двухстадийных (Liew, Hoffmann, 1988) модельных возрастов (TDM) принимались следующие параметры деплетированной мантии: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ и коры $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полученные U-Pb и Sm-Nd изотопные данные приведены в таблицах 1, 2, 3, а также на рисунках 2–5.

3.1. U-Pb данные

3.1.1. Плагииграниты и риолиты Бамбуйско-Олиндинской подзоны

Цирконы плагиигранитов (обр. 472) представлены прозрачными бесцветными и светло-желтыми призматическими кристаллами с $K_u = 1.2\text{--}2$ и небольшим количеством рудных включений. Экспериментальные точки трех размерных фракций цирконов образуют дискордию (рис. 2А), верхнее пересечение которой с конкордией отвечает значению

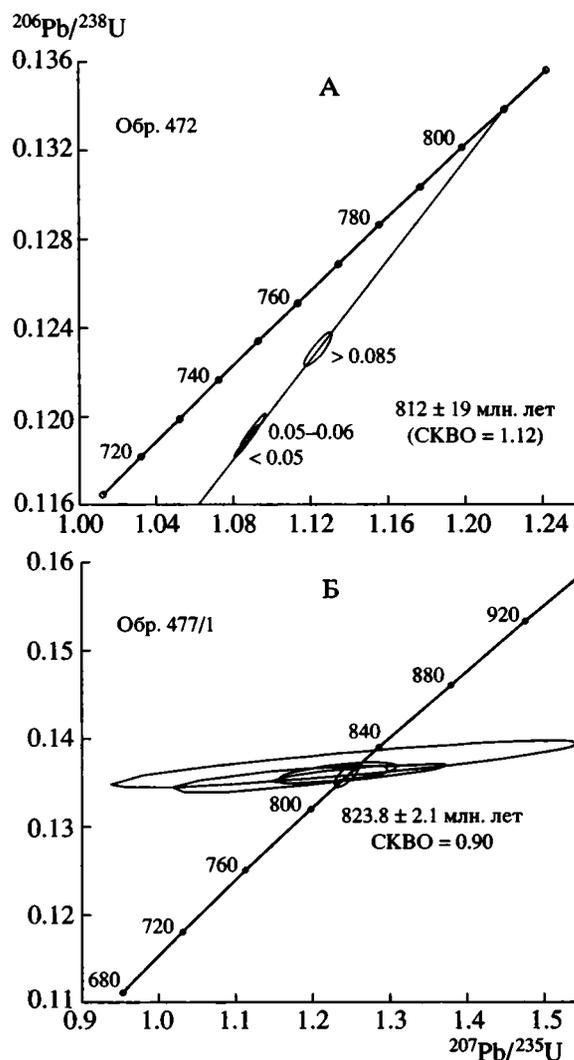


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов плагиигранитов (А) и риолитов (Б) Бамбуйско-Олиндинской зоны.

чению возраста 812 ± 19 млн. лет, нижнее – 36 ± 205 (СКВО = 1.12).

Цирконы риолитов (обр. 477/1) представлены очень мелкими бесцветными эвгедральными кристаллами. Все пять проанализированных зерен циркона имеют близкие и конкордантные значения возраста, которые в среднем составляют 823.8 ± 2.1 млн. лет (СКВО = 0.9), что, очевидно, отвечает времени кристаллизации (рис. 2Б). Расчет возраста по совокупности конкордантных точек проведен по методу К. Людвига (Ludwig, 1992).

3.1.2. Синметаморфические граниты Киндикано-Илеирского блока

Среди цирконов из гнейсо-гранитов бассейна р. Сирь (обр. 5008-2) доминируют призматические светло-коричневые прозрачные кристаллы с

Таблица 1. Изотопы свинца и урана в цирконах из гранитоидов Муйского сегмента БМП

Фракция, мм	Вес, мг	U, мкг/г	Pb, мкг/г	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}^a$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}^a$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}^b$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}^b$	$t(207/206)$ млн. лет	Rho
Гнейсо-гранит 95-008-2										
<0.06	2.08	477	59	11365	15.036	10.79	0.12496	1.126	785.1 ± 0.97	0.99
>0.06	0.15	541	69	1826	13.696	8.928	0.12688	1.143	784.7 ± 3.1	0.91
>0.08	1.47	458	67	392	9.8167	5.541	0.12669	1.141	784.7 ± 1.7	0.97
>0.1, прозрачный	0.13	413	58	540	10.572	6.192	0.12881	1.213	878.0 ± 22	0.54
Гнейсо-гранит ЮМ-26										
0.06–0.085	0.90	725	87	9334	15.147	10.85	0.12092	1.076	760.4 ± 0.88	0.99
0.085–0.1	0.96	813	99	6670	15.009	10.37	0.12166	1.083	759.5 ± 0.92	0.99
>0.15	0.85	726	89	10400	15.116	10.90	0.12336	1.103	770.0 ± 2.8	0.92
0.1–0.15	0.09	1176	149	1960	13.894	8.757	0.12421	1.109	766.1 ± 3.1	0.93
0.085–0.1, коричневый	0.31	2448	274	4380	14.893	18.98	0.11589	1.022	739.4 ± 0.99	0.99
Сфен	11.58	75	17	190	7.3937	0.752	0.09426	0.762	552.6 ± 5.3	0.81
Плаггиогранит 472										
<0.05	0.77	201	27	1767	13.459	4.477	0.1189	1.087	816.0 ± 1.5	0.98
0.05–0.06	0.93	255	34	3340	14.198	4.691	0.1194	1.090	814.2 ± 1.6	0.97
>0.085	1.03	148	20	2130	13.723	4.693	0.1230	1.124	814.9 ± 3.8	0.87
Плаггиогранит 90045										
<0.053	1.12	94	11.8	398	10.163	3.439	0.10200	0.8763	684 ± 14	0.53
>0.070	1.87	97	10.6	1476	13.984	5.684	0.10280	0.8773	671 ± 6	0.74
>0.100	2.83	118.6	13.1	2200	14.723	5.621	0.10280	0.8717	656 ± 3	0.92
Плаггиогранит 90046-6										
>0.070	1.22	145	18.9	1484	12.186	3.990	0.11280	1.129	1002 ± 2.6	0.93
0.045–0.070	.22	185	22.5	826	12.334	3.804	0.10600	0.9333	737.3 ± 5	0.91

Примечание. *a* – измеренные изотопные отношения Pb; *b* – рассчитанные отношения атомов радиогенного Pb к U.

Таблица 2. U-Pb данные для единичных зерен цирконов кислых вулканитов Якорной толщи (ЯК-12) и Усть-Ке-
лянской толщи (477-1)

Образец	Вес, мг	U, мкг/г	Pb*, пг	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
ЯК-12(z1)	<0.002	206.7	0.5	4589.78	0.17458	1.89491	0.07872
ЯК-12(z2)	<0.002	73.7	1.4	593.98	0.10317	0.87025	0.06118
ЯК-12(z3)	<0.002	126.4	3.1	941.72	0.14151	1.44119	0.07387
ЯК-12(z4)	<0.002	59.3	1.1	450.77	0.10770	0.86286	0.06013
ЯК-12(z5)	<0.002	40.5	1.7	428.89	0.10893	0.91230	0.06074
ЯК-12(z6)	<0.002	20.9	7.9	285.25	0.10631	0.85675	0.05845
ЯК-12(z7)	<0.002	19.1	1.3	355.10	0.10802	0.92612	0.06218
477/1(z1)	<0.002	122.5	0.8	1633.34	0.13602	1.24493	0.06638
477/1(z2)	<0.002	44.6	8.2	285.73	0.13727	1.24211	0.06563
477/1(z3)	<0.002	100.6	7.1	357.06	0.13622	1.25921	0.06704
477/1(z4)	<0.002	56.6	1.3	435.38	0.13627	1.23320	0.06563
477/1(z5)	<0.002	59.9	2.5	354.89	0.13554	1.15725	0.06192

Образец	T(206/238) млн. лет	2σ	T(207/235) млн. лет	2σ	T(207/206) млн. лет	2σ	Дискорд. %	Rho
ЯК-12(z1)	1037.3	4.1	1079.3	3.1	1165.2	5.4	11.9	0.82
ЯК-12(z2)	633.0	3.5	635.7	14.8	645.5	61.9	2	0.52
ЯК-12(z3)	853.2	2.7	906.2	7.3	1037.8	21.8	19	0.55
ЯК-12(z4)	659.4	4.6	647.9	27.9	608.1	118.1	-8.9	0.61
ЯК-12(z5)	666.5	4.1	658.3	29.3	630.1	122.5	-6.1	0.69
ЯК-12(z6)	651.3	26.3	628.4	299.4	546.6	127.2	-20.1	0.73
ЯК-12(z7)	661.2	7.2	665.6	50.9	680.4	210.1	3.0	0.68
477/1(z1)	822.1	6.0	821.1	6.0	818.5	14.6	-0.5	0.76
477/1(z2)	829.2	12.4	819.8	114.5	794.6	411.4	-4.6	0.88
477/1(z3)	823.2	5.5	827.6	42.8	839.2	147.1	2.0	0.83
477/1(z4)	823.5	5.5	815.8	28.7	794.7	99.5	-3.9	0.61
477/1(z5)	819.4	7.0	780.7	54.9	671.5	203.9	-23.5	0.78

* Общий обычный Pb в анализе, включая бланк и первичный Pb (если есть).

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопного исследования габброидов Муйского сегмента

№ образца	Порода	Возраст, млн. лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ, %	εNd(T)
Кедровский массив								
462-90	Габбро, вал	735	8.45	30.7	0.1666	0.512448	0.003	-0.88
464-90	Габбро, вал	735	5.32	19.9	0.1618	0.512435	0.003	-0.68
464-90	Пироксен		18.3	51.9	0.2141	0.512672	0.003	
464-90	Плагиоклаз		1.27	8.65	0.0892	0.512072	0.003	
Среднемамаканский массив								
ЯК-259	Пироксенит, вал	750	1.24	3.83	0.1965	0.512776	0.003	+2.7
ЯК-259/1	Мезогаббро, вал	750	1.39	5.46	0.1547	0.512559	0.003	+2.5
ЯК-259/3	Габбро-анортозит, вал	750	0.475	2.27	0.1269	0.512421	0.008	+2.5
ЯК-259/2	Лейкократовый габ- бро-норит, вал	750	1.49	5.58	0.1615	0.512609	0.003	+2.8
ЯК-259/2	Ортопироксен		0.317	0.943	0.2041	0.512683	0.010	
ЯК-259/2	Клинопироксен		8.24	26.1	0.1914	0.512668	0.010	
ЯК-259/2	Плагиоклаз		0.281	2.60	0.0656	0.512063	0.010	

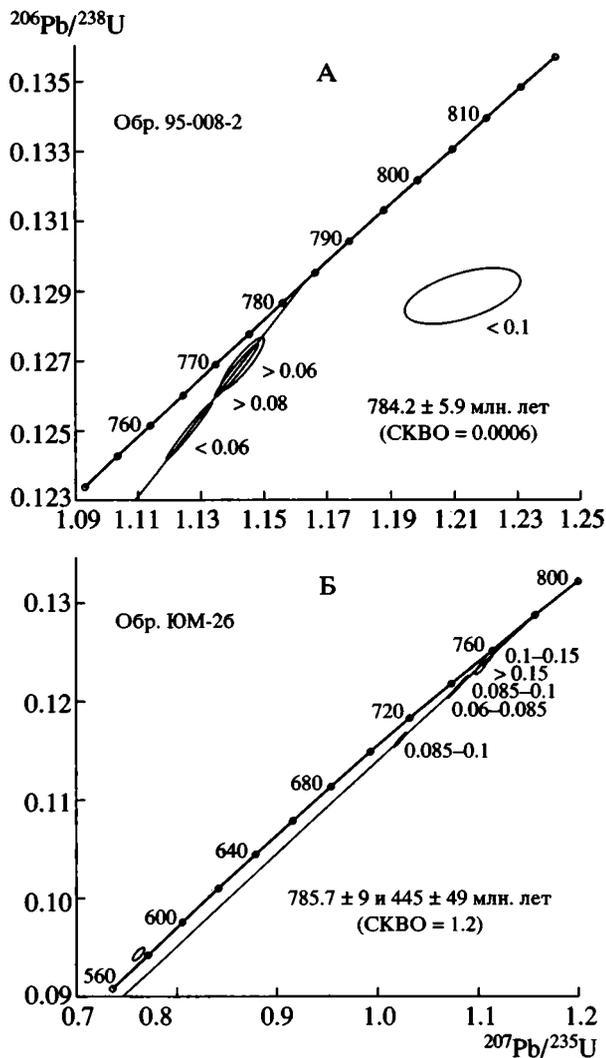


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов синметаморфических гнейсо-гранитов Северо-Муйской (А) и Южно-Муйской (Б) глыб Киндикано-Илеирского блока. Sph – сфен.

$K_u = 1.5-2$, имеющие следы травления и небольшое количество рудных микровключений и трещин. Дискордия, полученная по точкам трех размерных фракций цирконов, имеет верхнее пересечение с конкордией, отвечающее значению возраста 784.2 ± 5.9 млн. лет (рис. 3А) ($СКВО = 0.0006$). Наиболее крупные прозрачные зерна лежат значительно правее рассчитанной дискордии, что обычно предполагает присутствие в них древнего унаследованного компонента.

В жильном материале инъекционных мигматитов бассейна р. Тулуу (обр. ЮМ-2Б) обнаружены различные цирконы от прозрачных светло-коричневых призматических зерен с $K_u = 2-3$, преобладающих в мелких фракциях, до темно-коричневых замутненных со следами плавления более крупных кристаллов. Дискордия рассчитана

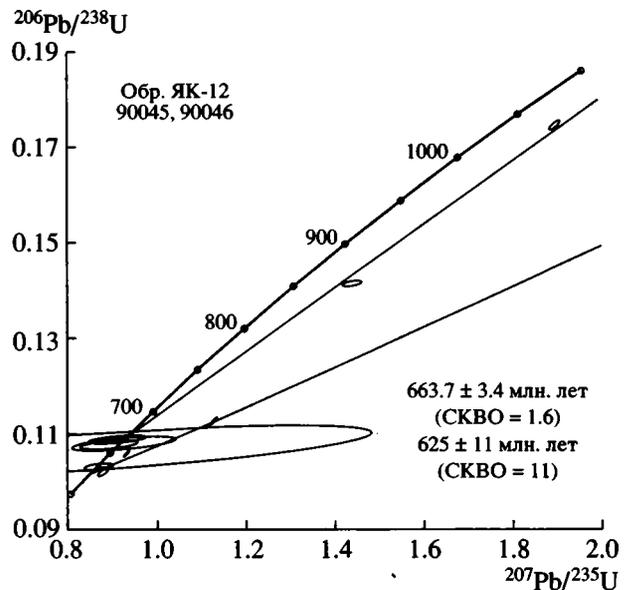


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов плагиогранитов (затушеванные эллипсы), $T = 625 \pm 11$ млн. лет и риолитов (незатушеванные эллипсы), $T = 663.7 \pm 3.4$ млн. лет. Каралон-Мамаканская зона.

по пяти точкам, четыре из которых соответствуют прозрачным светло-коричневым кристаллам циркона. Верхнее пересечение дискордии с конкордией отвечает возрасту 785.7 ± 9 млн. лет. Пятая наиболее низко лежащая на дискордии точка соответствует темно-коричневому циркону с высоким содержанием урана (рис. 3Б). Нижнее пересечение с конкордией (445 ± 49 млн. лет) может быть интерпретировано как результат наложенных процессов – с одной стороны гипергенных, максимальное воздействие которых в наибольшей степени отразилось на самой высокоурановой фракции, а с другой – наложенного на граниты метаморфизма, признаки которого отчетливо устанавливаются при петрографическом изучении. Для уточнения возраста наложенного метаморфизма дополнительно проанализирован сфен, для которого получен приблизительный возраст 550–580 млн. лет, близкий оценке возраста гранитов лесного комплекса по Н.А. Срывцеву с соавторами (1992).

3.1.3. Плагиограниты и риолиты Мамаканского и Таллаинского блоков

Цирконы метариолитов (обр. ЯК-12) представлены крайне мелкими бесцветными эвгедральными кристаллами. Проанализировано семь предварительно абрадированных зерен, два из которых содержат, по-видимому, унаследованный древний компонент (рис. 4). Четыре зерна совершенно сходны друг с другом и имеют конкордантный возраст 664 ± 3 млн. лет. Наличие тонкой зональности в этих зернах позволяет ин-

терпретировать это значение как время кристаллизации. Крупный горизонтально расположенный эллипс обусловлен незначительным количеством радиогенного Pb в проанализированном зерне, а пониженное значение возраста по Pb^{206}/U^{238} в другом зерне (633 млн. лет) является, с учетом погрешности, результатом небольшой потери свинца в настоящее время.

Цирконы из плагиогранитов (образцы 90045 и 90046) представлены прозрачными призматическими зернами с Куд = 1.5–2. Часть зерен имеют корродированную поверхность и следы плавления. Для пяти фракций цирконов построена дискордия с возрастом по нижнему пересечению с конкордией 625 ± 14 млн. лет (рис. 4). Приближенность точек к нижнему пересечению может свидетельствовать о наличии в цирконах некоторой доли древнего Pb. Этот возраст можно было бы рассматривать как возраст кристаллизации пород, однако вследствие того, что для анализа использовались необрадованные зерна циркона, нельзя исключить возможности занижения возраста в результате современных потерь свинца. В таком случае возраст плагиогранитов может быть близок к возрасту метаплагиориолитов.

3.2. Sm-Nd данные

3.2.1. Кедровский анортозит-габбровый массив

Изотопное исследование выполнено для плагиоклаза, клинопироксена и двух валовых проб мезогабброноритов (табл. 3). Полученные точки образуют изохрону, отвечающую возрасту пород 735 ± 26 млн. лет, $\epsilon Nd(T) = -0.8$ (рис. 5А).

3.2.2. Среднемамаканский перидотит-габбровый массив

Изучены валовые пробы клинопироксенита, мезократового габбро, лейкогаббронорита и габбро-анортозита магматического ритма, а также минеральные фракции (Орх, Срх, Pl) лейкогаббронорита. Минеральная изохрона для лейкогаббронорита отвечает значению возраста 704 ± 71 млн. лет с $\epsilon Nd(T) = 0.7$ (рис. 5Б). Точки валовых проб, включая лейкогаббронорит, также образуют линейную зависимость, соответствующую значению возраста 774 ± 67 млн. лет с $\epsilon Nd(T) = 2.8$. Полученные оценки возраста совпадают в пределах ошибки. Важно также подчеркнуть, что Sm-Nd характеристики пород Среднемамаканского массива более близки континентальным расслоенным интрузиям, нежели “офиолитовым” массивам.

3.2.3. Гранитоиды и риолиты

Согласно Sm-Nd изотопным данным (табл. 4), датированные гранитоиды и риолиты образуют две группы. Первую составляют гранитоиды и риолиты Анамакит-Муйской зоны, имеющие значения $\epsilon Nd(T)$ от -4.3 до -11 и модельные возрасты $T(DM1)$ и $T(DM2)$ от 1.8 до 2.4 млрд. лет,

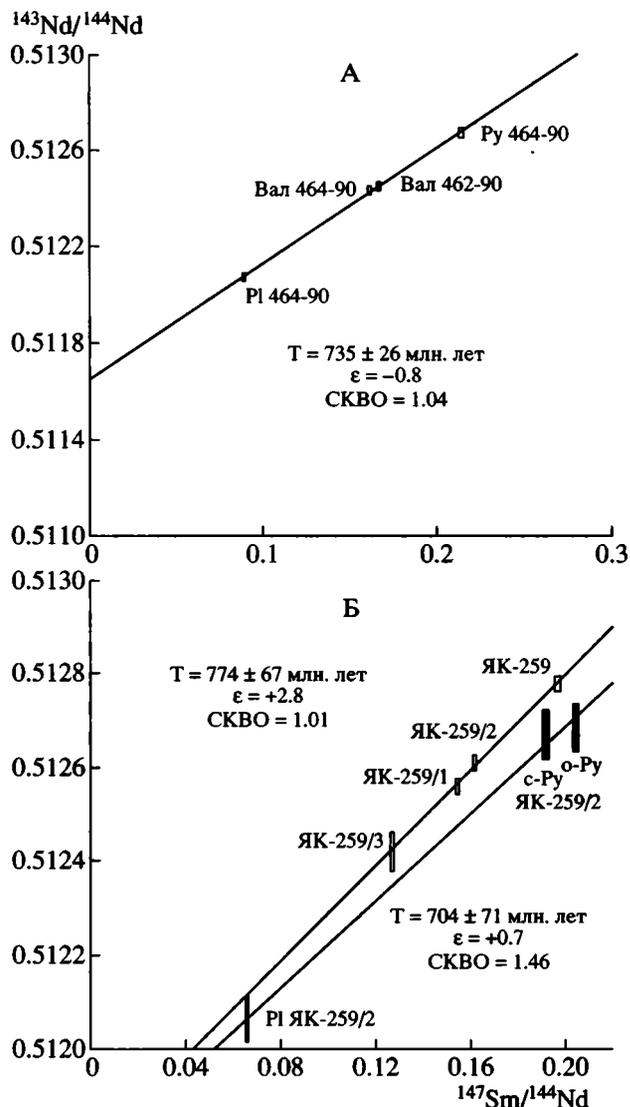


Рис. 5. Sm-Nd изохронные диаграммы для габброидов Кедровского (А) и Среднемамаканского (Б) массивов.

которые указывают на их формирование за счет корового протолита раннепротерозойского возраста. Вторую группу представляют гранитоиды и риолиты Каралон-Мамаканской зоны, которые имеют высокие положительные значения параметра $\epsilon Nd(T)$ от $+7.1$ до $+8.2$ и верхнерифейские значения модельного возраста 700 – 750 млн. лет, что свидетельствует о их связи с ювенильным веществом, возраст отделения которого от мантийного источника “не древнее” 750 млн. лет. При этом отметим идентичность Sm-Nd изотопных характеристик кислых вулканитов якорной и каралонской толщ. Полученные для гранитов лесного комплекса оценки $\epsilon Nd(T) = 3.9$ и модельного возраста около 1.0 млрд. лет могут быть связаны с существенной долей верхнерифейского ювенильного компонента.

Таблица 4. Sm-Nd изотопные данные для валовых проб

№ образца	Порода	Возраст, млн. лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$, %	$\epsilon\text{Nd}_{(T)}$	$T_{(DM)1}$, млн. лет	$T_{(DM)2}$, млн. лет
477-1	Риолит	815	8.75	45.1	0.1176	0.511640	0.002	-11.2	2388	2428
472	Плагиогранит	812	3.52	13.5	0.1580	0.512187	0.003	-4.7	2620	1889
95008-3	Гнейсо-гранит	785	8.99	52.4	0.1041	0.511854	0.003	-6.1	1806	1979
ЮМ-2Б	Гнейсо-гранит	785	2.80	12.3	0.1386	0.511885	0.004	-8.8	2549	2200
ЯК-12	Риолит	665	2.82	12.4	0.1379	0.512800	0.002	+8.2	707	699
95045	Плагиогранит	630	2.08	6.76	0.1863	0.512960	0.003	+7.1	1066	757
ЯК-14А	Гранит	550	3.08	14.3	0.1302	0.512597	0.004	+3.9	1012	962

4. ОБСУЖДЕНИЕ

Видоизмененная, согласно новым изотопным данным, генерализованная схема стратиграфии и магматизма Муйского сегмента БМП приведена в таблице 5. Дополнительное обоснование номенклатуры стратиграфических подразделений – дело специальных исследований. Однако уже сейчас можно утверждать, что термин “муйская серия” Л.И. Салопа (1964) в ее тектонотипе Стредневитимской горной страны потерял свое стратиграфическое значение. То же самое можно сказать и о “муйском” интрузивном комплексе. Новые изотопные данные ясно показали, что в “муйскую серию” и одноименный комплекс объединялись разновозрастные верхнерифейско-вендские породы, которые формировались в ходе двух независимых этапов докембрийского тектогенеза, разделенные эпизодом метаморфизма, деформаций и становления гранитов на рубеже 0.8 млрд. лет. В связи с этим, учитывая сложившиеся традиции, для обозначения всей совокупности верхнерифейско-вендских стратифицированных пород Муйского сегмента можно использовать термин “муйская группа”. В таллаинский комплекс, вероятно, следует выделить габбро-диорит-плагиогранитные ранневендские интрузии бассейна р. Таллаи Каралон-Мамаканской зоны, а для сходных по составу верхнерифейских интрузий в бассейне р. Муи Бамбуиско-Олиндинской зоны – пока сохранить(?) название “муйский комплекс”.

Рассматривая возрастные рамки главных этапов формирования Муйского сегмента, следует отметить некоторую неопределенность их верхней границы. Дело в том, что галька двуполовошпатовых гранитов лесного комплекса с U-Pb возрастом 556 ± 16 млн. лет достоверно выявлена в конгломератах мамаканской серии позднего венда, которая непосредственно подстилает фаунистически охарактеризованные карбонатные породы раннего кембрия. Кроме этого, учитывая, что проявленный в гранитах лесного комплекса кварц-полевошпатовый метасоматоз мог повлиять на U-Pb изотопную систему цирконов, мы полагаем воз-

можным интерпретировать возрастную оценку 556 ± 16 млн. лет, полученную Н.А. Срывцевым с соавторами (1992), как отражение времени проявления наложенного термального события с сопутствующей интенсивной флюидной переработкой. В результате за верхнюю границу возраста пород Муйского сегмента можно принять оценку 0.62–(0.57–0.55?) млрд. лет.

К сожалению, остается точно не установленной нижняя возрастная граница усть-келянкой толщ и парамской серии Анамакит-Муйской зоны. Обнаружение в Киндикано-Илеирском блоке синметаморфических гнейсо-гранитов с возрастом 0.8 млрд. лет поставило под сомнение дорифейский возраст метаморфических пород джалтукской серии и части киндиканской толщ(?) несмотря на то, что наличие древнего компонента в цирконах и Sm-Nd данные ясно указывают на присутствие в Анамакит-Муйской зоне раннедокембрийской коры. Однако условно за нижнюю границу возраста активных процессов вулканизма и магматизма Муйского сегмента может быть принят рубеж в 1.0 млрд. лет, отвечающий Sm-Nd оценке возраста древнейших метатолитов Верхнеангарского сегмента БМП (Неймарк и др., 1991). С этим допущением можно полагать, что возрастные рамки главных этапов формирования вулканогенно-осадочных толщ и интрузивных пород Муйского сегмента – 1.0(?)–0.8 и 0.8–0.62 (0.57–0.55) млрд. лет, отвечают хорошо известным ранне-позднебайкальским и ранне-позднеафриканским событиям глобальной тектонической шкалы.

Не останавливаясь на проблеме офиолитов БМП, выделение которых в регионе остается недостаточно обоснованным, приведем согласованную с новыми изотопными данными схему геодинамического сценария развития Муйского сегмента БМП в верхнем рифее и венде.

В ходе первого этапа были образованы осадочно-вулканогенные усть-келянская толща и парамская серия Анамакит-Муйской зоны. Согласно Sm-Nd изотопным данным, осадки и кислые вулканы этих толщ вместе с “муйскими” грани-

Таблица 5. Схема стратиграфии и магматизма Муйского сегмента

Возраст	Анамакит-Муйская зона			Каралон-Мамаканская зона
	Бамбуйско-Олиндинская подзона	Муйская подзона		
		Киндикано-Илеирский блок	Кедровско-Шаманский блок	
Венд	Лесной комплекс двухполюшпатовых гранитов 556 ± 16 млн. лет Тулуинская толща		Самодуровская серия	Лесной комплекс двухполюшпатовых гранитов 556 ± 16 млн. лет Шумнинская, делюнская якоринская свиты
Венд-верхний рифей				Заоблачный комплекс габброидов и габброноритов 612 ± 34 млн. лет Таллаинский габбро-диорит-плагиогранитный комплекс 625–670 млн. лет Якорная и каралонская толщи 625–670 млн. лет
Верхний рифей	Илеирский комплекс гнейсо-гранитов “Муйский” габбро-диорит-плагиогранитный комплекс 812 ± 19 млн. лет Усть-келянская толща 824 ± 2 млн. лет (верхняя часть) (буромская толща) Левобамбуйская свита	Илеирский комплекс гнейсо-гранитов 784 ± 6 млн. лет Безымянская свита Парамская серия	Бамбукойский комплекс гранитов и жанокская свита 723 ± 4 млн. лет Кедровский анортозит-габбровый комплекс 735 ± 26 млн. лет 786 ± 9 млн. лет Кедровская толща	Среднемамаканский перидотит-габбровый комплекс 704–774 млн. лет
Рифей-ранний протерозой	Восточногорбылокская толща	Джалтукская серия Киндиканская толща	Шаманская толща	

тоидами являются продуктами переработки древней континентальной коры раннепротерозойского возраста. Такая переработка могла быть реализована в обстановке континентального рифтогенеза Палеосибири, прерванного на рубеже 0.8 млрд. лет деформациями и метаморфизмом в результате масштабной коллизии с крупным блоком древней коры (Рыцк и др., 1988) или при образовании системы энсиалических дуг на обширной активной континентальной окраине с последующей их коллизией и гранитообразованием.

В начале второго этапа (0.8–0.7 млрд. лет) формировались расслоенные плутоны кедровского и среднемамаканского комплексов, характерные для периодов тектонической стабилизации структур с мощной континентальной корой

или постколлизийного континентального рифтогенеза. С этим же периодом на юге Бамбуйско-Олиндинской зоны связано образование вулканоплутологических депрессий с трахириолитами жанокского комплекса и бамбукойскими двухполюшпатовыми гранитоидами (возраст риолитов по данным U-Pb метода по циркону 735 млн. лет, устное сообщение А.М. Ларина и Л.А. Неймарка). Нельзя исключить, что дополнительные материалы могут позволить выделить этот своеобразный период развития БМП в самостоятельный этап тектогенеза.

В конце верхнего рифея и венде (0.7–0.62 млрд. лет) были образованы осадочно-вулканогенные якорная и каралонская толщи и интрузии таллаинского комплекса Каралон-Ма-

маканской зоны. По своим Nd изотопным характеристикам эти породы принадлежат новообразованной ювенильной коре. Обнаружение в вулканитах циркона, содержащего унаследованный компонент Pb, захваченного из древней континентальной коры вместе с формационным составом, сегментным строением и “интракратонной” позицией, указывают на принадлежность Каралон-Мамаканской зоны к тыловому бассейну растяжения на обширной континентальной окраине Палеоазиатского океана. Деформации и метаморфизм в конце раннего венда являются отражением позднебайкальских коллизионных событий, обусловивших “закрытие” тылового бассейна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные U-Pb и Sm-Nd изотопные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Вулканогенно-осадочные толщи и интрузивные породы Средневитимской горной страны, объединявшиеся в “муйскую серию” и “муйский интрузивный комплекс”, имеют верхний рифей – вендский возраст и формировались в ходе раннебайкальского (1.0(?)–0.8 млрд. лет) и позднебайкальского (0.8–0.62 (0.57–0.55?) млрд. лет) этапов тектогенеза.

2. Синтектонические граниты с возрастом 0.8 млрд. лет, обнаруженные в Анамакит-Муйской зоне, фиксируют важнейший рубеж в тектонической эволюции не только Байкало-Муйского складчатого пояса, но и юга Восточной Сибири в целом (Митрофанов и др., 1984) и связаны с мощным коллизионным событием, завершившим раннебайкальский тектогенез.

3. Современная структура Муйского сегмента включает две изотопно различные области: в одной из них господствуют продукты переработки древней дорифейской континентальной коры, в другой преобладают породы, связанные с верхнерифеским деплетированным мантийным источником.

Авторы приносят свои благодарности А.Ф. Макееву и Б.М. Гороховскому за помощь при проведении ряда U-Pb изотопных анализов, А.М. Ларину за полезную критику и Г.П. Плещак, подготовившей рисунок. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 95-05-15104 и 98-05-65593.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А., Исаков Ю.А. О раннепалеозойском вулканизме центральной части байкальской горной области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 1. С. 31–38.

Булгатов А.Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск: Наука, 1983. 192 с.

Габов Н.Ф., Добрецов Н.Л., Кушев В.Г. Эклогиты и эклогитоподобные породы в Северном Прибайкалье // Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984. С. 36–50.

Гусев Г.С., Песков А.И., Соколов С.К. Палеогеодинамика Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса // Геотектоника. 1992. № 2. С. 72–86.

Добржинецкая Л.Ф., Кориковский С.П., Риле Г.В. и др. Стратиграфия нижнего протерозоя Делюн-Уранского и Северо-Муйского хребтов // Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири. Л.: Наука, 1983. С. 103–113.

Геологическая карта Иркутской области и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 500000. М.: Мин-во геологии СССР, 1982.

Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балькин П.А. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 1. С. 88–92.

Козырева И.В., Конилов А.З., Травин Л.В. Метаморфизм нижнедокембрийских образований Северо-Муйской глыбы и ее обрамления (Средневитимская горная страна). Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 67–88.

Конников Э.Г., Цыганков А.А. О гетерогенности Байкало-Муйского офиолитового пояса // Докл. РАН. 1992. Т. 327. № 1. С. 115–120.

Митрофанов Г.Л. Эволюция тектонических структур и этапы становления континентальной земной коры в Северо-Западном Забайкалье // Тектоника и металлогения Восточной Сибири. Иркутск: ИГУ, 1978. С. 38–57.

Митрофанов Г.Л. Байкальский мегакомплекс внутренних зон Байкальской горной области // Тектоника Байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. Новосибирск: ИГиГ, 1981. С. 73–87.

Митрофанов Г.Л., Левицкий В.В., Митрофанова Н.Н. О связи магматизма и эндогенной металлогении с блоковым строением фундамента в Катеро-Уколкитском и Муйском районах западного сектора БАМ // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 73–80.

Митрофанов Г.Л., Никольский Ф.В., Таскин А.П., Хренов П.М. Верхнедокембрийские складчатые пояса юга Восточной Сибири // Геология докембрия. 27 МГК, секция С.05. Доклады. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 119–125.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. Изотопный состав Pb и генезис Pb-Zn оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геол. рудных месторождений. 1991. № 6. С. 34–49.

Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш., Ризванова Н.Г., Шалаев В.С. Позднедокембрийские осадочные бассейны и рифты Байкальской горной области. Тез. докл. // Осадочные формации докембрия и их рудоносность. С-Пб.: ИГГД РАН, 1998. 64 с.

Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1, 2. М.: Недра, 1964, 1967. 516 с., 700 с.

Срывцев Н.А., Халилов В.А., Булдыгеров В.В., Перелаяев В.И. Геохронология гранитоидов Байкало-Муйского пояса // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 72–78.

- Станевич А.М., Переляев В.И. К стратиграфии позднего докембрия Средневитимской горной страны // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 10. С. 1642–1652.
- Станевич А.М., Файзулина З.Х. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. М.: Недра, 1992. 158 с.
- Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 195 с.
- Цыганков А.А., Врублевская Т.Т., Конников Э.Г., Посохов В.Ф. Геохимия и петрогенезис гранитоидов муйского интрузивного комплекса // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 3. С. 361–374.
- Шацкий В.С., Ягоуц Э., Рыбошлыков Ю.В. и др. Экологиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // Докл. РАН. 1996. Т. 350 № 5. С. 677–680.
- Amelin Yu.V. Geochronology of the Jack Hills detrital zircons by precise U-Pb isotope dilution analysis of crystal fragments // Chemical Geology. 1998. V. 146. P. 25–38.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian ocean // Internat. Geol. Rev. 1995. V. 37. P. 335–360.
- Krogh T.E. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
- Ludwig K.R. A computer program of processing Pb-U-Th isotope data. US Geol. Surv. Open File Report 88–542. 1991a. 35 p.
- Ludwig K.P. A plotting and regression program for radiogenic isotopic data, Version 2.57. US Geol. Surv. Open File Rep. 91–445. 1992. 40 p.
- Liew T.C., Hoffman A.W. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indications from Nd and Sr isotopic study // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 98. P. 129–138.
- Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope by a two-stage model // Earth Planet Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.
- Steiger R.N., Jager E. Convection on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359–362.

Рецензенты Е.В. Бибикова, А.Б. Котов

УДК 552.8:551.736(470.13)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ФАЦИИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО РЕГИОНА НА РУБЕЖЕ КУНГУРСКОГО И УФИМСКОГО ВЕКОВ

© 2001 г. Е. О. Малышева, Г. П. Канев, Н. А. Колода

Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, 167610 Сыктывкар, Первомайская ул., 54, Россия

Поступила в редакцию 05.01.99 г., получена после доработки 29.03.99 г.

Комплексные лито- и биостратиграфические исследования с использованием приемов стратиграфии секвенций позволили расчленить сложную толщу переслаивания морских и континентальных отложений пермского возраста и выделить наиболее благоприятные для палеогеографических реконструкций интервалы разреза. В данной работе рассмотрен рубеж кунгурского и уфимского веков. В качестве опорных были выбраны наиболее хорошо литологически и палеонтологически изученные разрезы естественных обнажений в пределах Предуральского краевого прогиба и скважин на территории Печорской синеклизы. При региональной корреляции использовались установленные для опорных разрезов закономерности фациальных изменений на границах и в пределах стратиграфических подразделений. В результате выполнены палеогеографические реконструкции Тимано-Печорского региона на рубеже кунгурского и уфимского веков и выделены десять литолого-палеогеографических зон.

Ключевые слова. Фации, палеогеография, корреляция, стратиграфия секвенций, ископаемая биота, пограничные кунгурско-уфимские отложения, Тимано-Печорский регион.

ВВЕДЕНИЕ

Важнейшим результатом детальных стратиграфических и фациальных исследований, имеющим прогностическое значение для поисков полезных ископаемых в осадочных толщах, являются палеогеографические карты. Однако палеогеографические реконструкции для эпох относительно резкой смены тектонического режима и обстановок осадконакопления, особенно в связи с переходом от морских к континентальным условиям седиментации, всегда представляли серьезные трудности. В последнем случае корреляция разрезов усложняется еще и резким сокращением стратиграфически значимой биоты.

Все эти проблемы в полной мере обозначились при попытке палеогеографических реконструкций Тимано-Печорского региона для позднепермской эпохи. Этот регион расположен на северо-востоке Европы между Уралом и Тиманом (рис. 1). Позднепермское время на рассматриваемой территории было ознаменовано активным воздыманием Уральского орогена, изменением структурного плана и сменой преимущественно морского осадконакопления континентальным. С верхнепермскими отложениями рассматриваемой территории связаны основные промышленные запасы угля и значительные запасы нефти и газа, что вызывало потребность в литолого-фациальных и палеогеографических картах.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наиболее подробно с этих позиций изучены верхнепермские отложения Печорского угольного бассейна, охватывающего северную часть Предуральского краевого прогиба. Не касаясь истории собственно стратиграфических исследований, следует отметить, что больше всего работ по литолого-фациальной характеристике угленосных отложений выполнено воркутинскими геологами: Г.А. Ивановым (Иванов, 1947; Иванов, Македонов, 1977), А.В. Македоновым (1958, 1965), Г.М. Ярославцевым (1962), Л.А. Хайцером (1962 а, б), Б.Л. Афанасьевым (1968), Н.А. Шурковым (1976) и другими. Результаты комплексных литолого-стратиграфических исследований, проведенных с 30-х по 60-е годы, обобщены в ряде коллективных монографий (Геология месторождений..., 1965; История угленакопления..., 1965). Огромную роль в изучении литологических особенностей пермских отложений не только Печорского угольного бассейна, но и всего Предуральского прогиба сыграли исследования В.И. Чальшева (Чальшев, 1974; Чальшев, Варюхина, 1968) и И.С. Муравьева (Муравьев, 1972; Муравьев и др.; 1975; 1984). Из последних работ следует особо отметить обобщающую совместную монографию воркутинских и сыктывкарских геологов (Угленосная формация..., 1990), а также серию публикаций екатеринбургских геологов по стратиграфии нижнепермских отложений Предуралья (Чувашов и др., 1990 а, б, Чувашов, 1997).

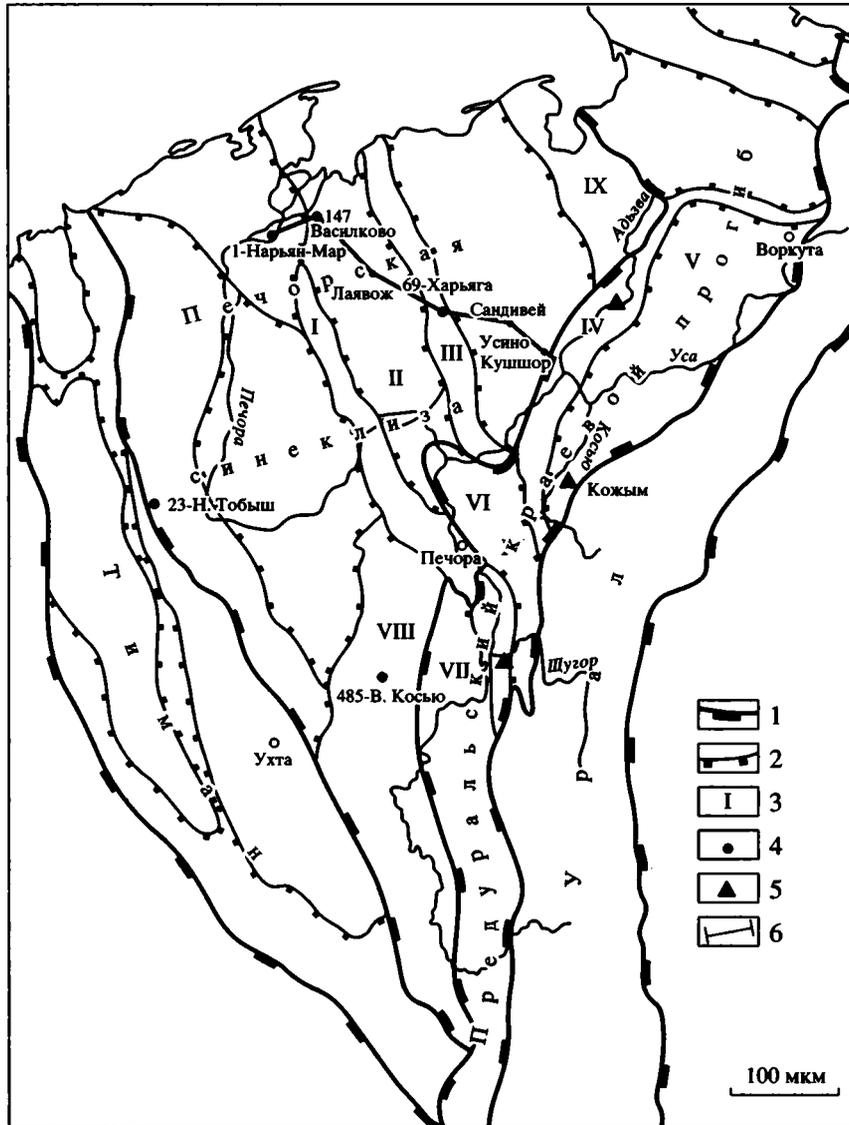


Рис. 1. Обзорная карта Тимано-Печорского региона.

1 – границы надпорядковых структур; 2 – границы структур I порядка; 3 – индексы структур I порядка; 4 – опорные разрезы скважин; 5 – опорные разрезы обнажений; 6 – линия фациального профиля. Названия структур I порядка: I – Печоро-Кожвинский мегавал, II – Денисовская впадина, III – Колвинский мегавал, IV – гряда Чернышева, V – Косью-Роговская впадина, VI – Большесынинская впадина, VII – Верхнепечорская впадина, VIII – Омра-Лузская седловина, IX – Варандей-Адзьвинская зона.

Территория Печорской синеклизы имеет менее длительную историю литолого-фациальных исследований, связанную с именами Ф.И. Енцовой (Енцова и др., 1969), Н.И. Никонова (Никонов, Головань, 1983), Н.С. Окновой и Т.Н. Козулиной (1984), Ю.Н. Любиной (1984), Г.В. Важенина и Л.В. Галкиной (Важенин, Галкина, 1984), Е.О. Малышевой (Малышева, 1985, Малышева и др., 1993). Несмотря на различные методические подходы и степень детальности проведенных исследований, в результате всех этих работ была получена фациальная характеристика верхнепермских отложений, обоснована смена морских

обстановок осадконакопления континентальными, носившая циклический характер, разработаны модели формирования угольного цикла, дельтового и аллювиального комплексов, построены (по ярусам) литолого-фациальные карты (Атлас..., 1972; Муравьев и др., 1975). Однако в связи со значительной фациальной изменчивостью даже в пределах яруса, эти карты носят несколько условный характер и не отражают собственно палеогеографической обстановки.

Целью наших исследований было построение фациально-палеогеографических карт региона

для узких временных интервалов. В качестве первоочередного объекта для территории Тимано-Печорского региона выбран рубеж нижней и верхней перми, наиболее полно охарактеризованный палеонтологическими данными. Реальной основой этих реконструкций стали возросшая детальность биостратиграфических исследований и появление концепции стратиграфии секвенций (*sequence stratigraphy*), которая была использована в качестве основного методического подхода выполненных исследований.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Стратиграфия секвенций, концептуально объединившая био-, лито- и сейсмостратиграфические методы, получила широкое применение для расчленения и корреляции разрезов нефтегазовых бассейнов в 80 годы двадцатого столетия. В ее основе лежит понятие осадочных секвенций, которые определяются как относительно согласные последовательности генетически связанных слоев, ограниченные несогласиями и коррелятивными им поверхностями согласного залегания пород (Mitchum, 1977). Несогласием называется поверхность, отделяющая более молодые слои от более древних, вдоль которой наблюдаются признаки субэраляльной эрозии или выноса осадков на поверхность в течение достаточно длительного времени, а в некоторых случаях – подводной эрозии (Van Wagoner et al., 1988; 1990; *Siliciclastic sequence...*, 1994). Секвенции состоят из системных трактов (*system tracts*), которые выделяются по их положению в пределах секвенции и по характеру строения слагающих их парасеквенций. Последние определяются как относительно согласные последовательности генетически связанных слоев, разделенные поверхностями морского затопления. Системные тракты представляют собой ассоциации относительно синхронных фаций или латеральные фациальные ряды (Van Wagoner et al., 1990; Posamentier, Vail, 1988), что придает им огромную значимость для прогноза развития фаций. Например, формирование нижнего системного тракта происходит с момента резкого падения до начала подъема уровня моря. При этом сначала образуются мощные конусы выноса, а несколько позже с началом медленного подъема уровня моря начинает формироваться комплекс осадков вложенных долин и прибрежных фаций. Границы секвенций и поверхности морского затопления рассматриваются как хроностратиграфический каркас для корреляции и картирования осадочных комплексов. Одним из важнейших критериев выделения границ секвенций, основанным на изучении естественных выходов пород, керн и каротажа скважин, помимо признаков субэраляльной эрозии считается резкое смещение фаций, свидетельст-

вующее об обмелении. Кроме того, смена фаций на границе секвенций, как правило, выражается существенными изменениями в характере строения разреза. Таким образом, наиболее благоприятными объектами палеогеографического картирования представляются системные тракты.

Детальный литолого-фациальный анализ выполнялся на основе комплекса уже существующих методических приемов (Жемчужников и др., 1959; Тимофеев, 1969; Иванов и др., 1977; Visher, 1969; Муромцев, 1984 и др.) с использованием результатов изучения современных аккумулятивных форм (Рейнек, Сингх, 1981, *Sandstone depositional environments*, 1982). Следует особо подчеркнуть значение фациальной интерпретации разрезов не только для реконструкции условий осадконакопления, но и для корреляции. Последнее отвечает первоначальному назначению собственно фациального анализа.

Основой настоящего исследования послужили результаты выполненного нами литологического и палеонтологического изучения представительных разрезов скважин и обнажений Тимано-Печорского региона (Koloda et al., 1992; Канев, 1994), а также данные палеонтологических определений по скважинам, любезно предоставленные руководством Тимано-Печорского научно-исследовательского центра (г. Ухта). В качестве опорных были выбраны разрезы естественных выходов пород на поверхность и скважин, наиболее полно охарактеризованных палинологически и фаунистически и являющиеся типовыми для определенных фациальных зон. По ним проводилась генетическая интерпретация отложений с выделением предполагаемых секвенций и системных трактов. При этом основное внимание уделялось выяснению природы палеонтологически обоснованных стратиграфических границ. В частности, для рубежа кунгура и уфы рассмотрено восемь опорных разрезов (рис. 1). При региональной корреляции использовались установленные для опорных разрезов закономерности фациальных изменений на границах и в пределах стратиграфических подразделений. По серии профилей, пересекающих основные структурные элементы и предполагаемые фациальные зоны, были построены литолого-фациальные разрезы (рис. 2). Собственно палеогеографические реконструкции были выполнены для начала уфимского века, отвечающего нижнему системному тракту первой уфимской секвенции. Построение соответствующей карты проводилось обычным методом интерполяции на основе структурной карты кровли пермских карбонатов (Тектоника платформенного..., 1988).

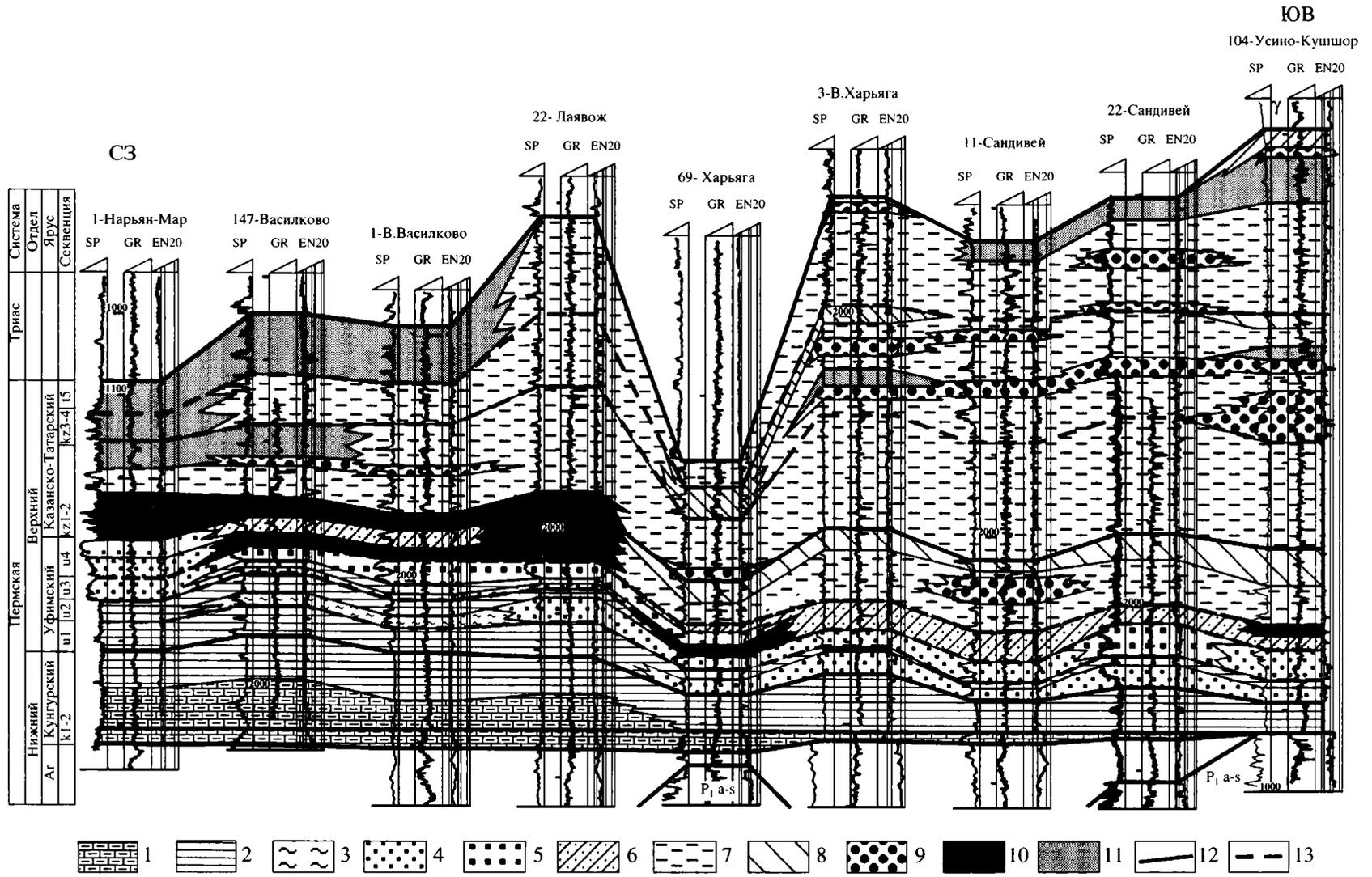


Рис. 2. Фациальный профиль по линии скв. 1 – Нарьян-Мар–104–Усино-Кушшор. 1–11 фации: 1 – терригенно-карбонатных осадков открытого шельфа, 2 – терригенных осадков открытого шельфа, 3 – песчано-алевритовых осадков удаленных баров, 4–5 – песчаных осадков нижней и верхней предфронтальных зон пляжа (соответственно), 6 – терригенных осадков межприливной зоны, 7 – нерасчлененных преимущественно сероцветных континентальных отложений, 8 – нерасчлененных преимущественно красноцветных континентальных отложений, 9 – песчаных и гравийных русловых отложений, 10 – угленосных отложений прибрежной равнины, 11 – угленосных отложений озерно-аллювиальной равнины; 12 – границы стратиграфических подразделений (совпадающие с границами секвенций); 13 – границы секвенций.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ

Наиболее полным и хорошо изученным палеонтологически является разрез переходных кунгурско-уфимских отложений **р. Кожым** (рис. 3). Он расположен на юге Косью-Роговой впадины Предуральского прогиба и отражает особенности осадконакопления в гумидной зоне, в пределах которой выделяется Печорский угольный бассейн. Детальная характеристика верхней кунгурской (кожимской) и нижней уфимской (кожимрудницкой) свит наиболее подробно приведена в коллективной работе «Биота востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми» (1998). Верхняя часть кожимской свиты (слои 456–448) представляет собой типичную циклическую регрессивную последовательность, в которой отчетливо выделяется серия однотипно построенных парасеквенций. Каждая из них начинается с алевроитовых горизонтально- или неяснослоистых часто биотурбированных алевролитов, постепенно переходящих в песчано-алевритовые, а затем в песчаные отложения. Зернистость песчаников увеличивается вверх по разрезу от мелкой до средней. При этом в песчаниках наиболее развиты косослоистые текстуры и слоистость мелкой ряби. В кровле циклов отчетливо выражены слабо эродированные поверхности морского затопления, часто обогащенные остаточным лагом в виде мелких глинистых галек и ракушняка. Все эти признаки свидетельствуют о прибрежно-баровых условиях осадконакопления. Ископаемая биота представлена мелкими фораминиферами, остракодами, брахиоподами, мшанками, криноидеями, двустворчатыми и брюхоногими моллюсками (Путеводитель экскурсии..., 1995, Биота востока..., 1998). Спектры миоспор, выделенные последовательно по разрезу этой свиты, по заключению Н.А. Колода, указывают на кунгурский возраст рассматриваемых отложений. В основании кожимрудницкой свиты выделяется песчаная толща (слой 447), которую А.П. Ротай (1947) ранее относил к подстилающей свите. Эта толща имеет сложное строение. В низах (пачки 447.1–447.7) она представлена глыбовыми мелко- и средне-мелкозернистыми песчаниками сначала с горизонтальной, а затем с косою разнонаправленной слоистостью, прослоями, обогащенными детритом раковин брахиопод и двустворок, а также алевролитовым материалом. По строению и условиям формирования эти отложения близки к подстилающим вышеописанным породам. Верхняя часть толщи (пачки 447.8–447.11) сложена преимущественно разно- и среднезернистыми песчаниками с косою однонаправленной желобковой слоистостью. В ней наблюдаются включения глинистой гальки, углефицированный детрит, отпечатки и даже окаменелые стебли растений. Непосредственно в кровле песчаники приобретают ржавую окраску и характеризуются текстурой

корневой биотурбации. Контакт с подстилающими отложениями имеет резко эрозионный характер. Отмечается частичное срезание последних. Песчаная толща перекрывается углистым алевролитом, затем белой глиной и, наконец, появляется первый в разрезе пермских отложений угольный прослой (пачки 446–444). В целом, литологические особенности пачек 447.8–444 позволяют рассматривать их как отложения прибрежной равнины с фациями каналов и маршей. При этом отдельные прослои несут следы почвенной переработки. Глинисто-алевритовые слои 443.2–442 с фауной брахиопод, мшанок и морских двустворчатых моллюсков сформировались в условиях быстро развивающейся трансгрессии. Первый палинокомплекс уфимского возраста установлен в слоях 447–419 и характеризует нижнюю часть соликамского горизонта. По данным палинологического анализа в данном разрезе между кунгурскими и уфимскими отложениями отсутствует хроностратиграфически значимый перерыв в осадконакоплении. Однако можно утверждать, что здесь рубеж кунгура и уфы связан с существенными изменениями в строении разреза, обусловленными резким обмелением бассейна седиментации и в смене мелководно-морских обстановок континентальными. Собственно границу первой уфимской секвенции следует проводить в основании пачки 447.8, а отложения пачек 447.8–444 можно отнести к нижнему системному тракту.

В качестве опорного разреза для более южных районов Предуральского прогиба выбран разрез у «нижних ворот» **р. Шугор** (обн. 24, по В.И. Чалышеву или обн. 3, по И.С. Муравьеву) (рис. 3). Граница кунгурского и уфимского ярусов принята здесь между отложениями кыртадинской и большеелмачской свиты (Муравьев, 1972). По характеру обнаженности и палеонтологической характеристике рассматриваемый разрез значительно уступает кожимскому. Результаты выполненных нами фациальных исследований свидетельствуют о том, что накопление осадков верхней части кыртадинской свиты происходило в условиях циклической смены верхней предпляжевой зоны и шельфа, близких к условиям накопления верхней части кожимской свиты. В основании большеелмачской свиты залегает прослой песчаных оолитовых известняков (слой 29.5) с многочисленными остатками раковин брахиопод-ринхопор. Он перекрывается слабо обнаженными преимущественно глинисто-алевритовыми отложениями с прослоями мелкозернистых песчаников (слои 30–36). Выше на слабо эродированной волнистой поверхности развиты мелкозернистые песчаники с неясной косою слоистостью и нечеткими отпечатками мелких раковин двустворчатых моллюсков. Над ними выделяется еще один прослой оолитовых известняков (слои 37–38), на которых залегают преимущественно песчаные отложения с про-

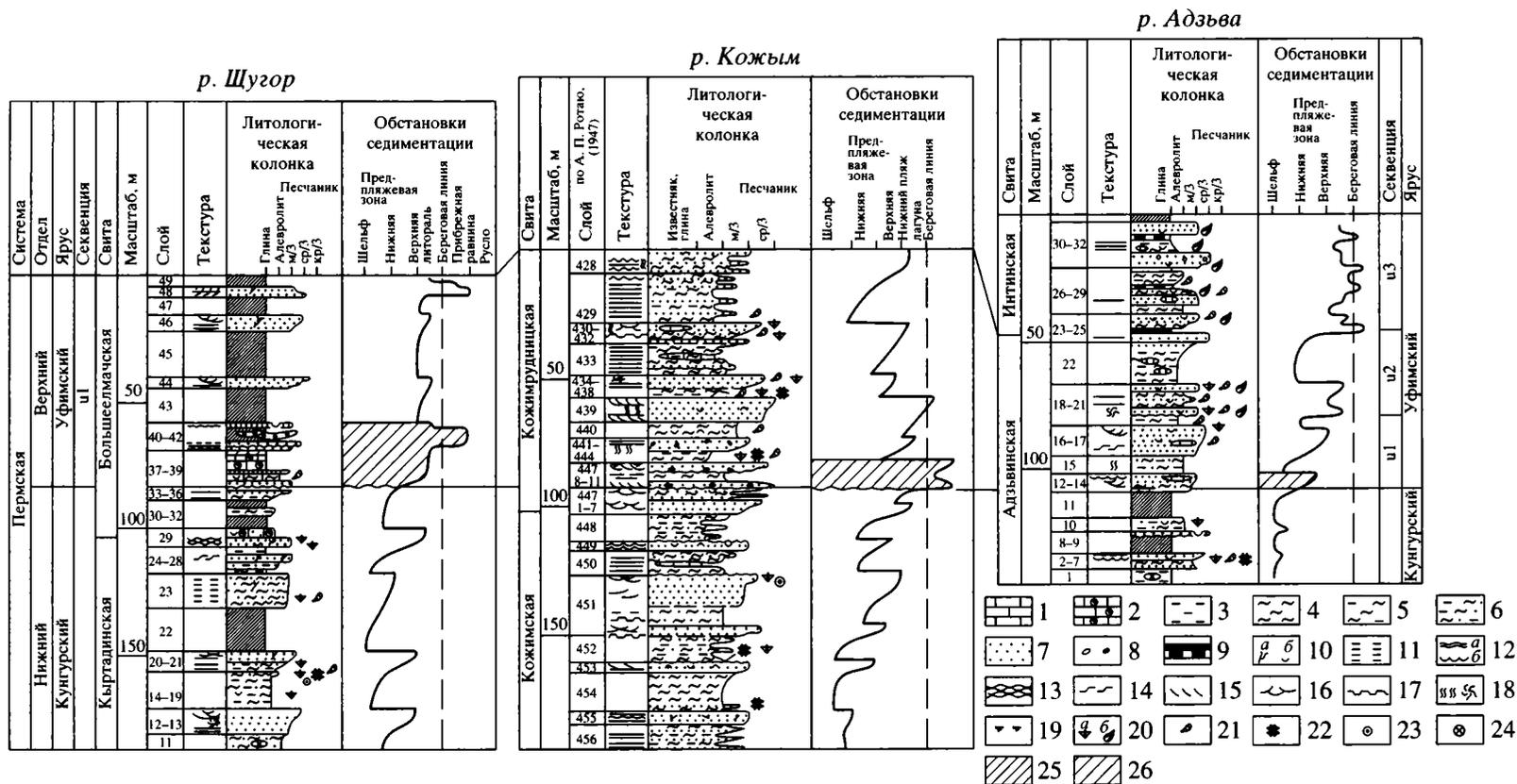


Рис. 3. Строение опорных разрезов естественных выходов на поверхность переходных кунгурско-уфимских отложений.

1–10 типы пород и включения: 1 – известняки, 2 – оолитовые известняки, 3 – аргиллиты и глины, 4 – алевролиты, 5 – переслаивание глин и алевролитов, 6 – переслаивание глин, алевролитов и песчаников, 7 – песчаники, 8 – включения гальки и гравия, 9 – угли и углистые породы, 10 – растительные остатки (а), остатки фауны (б); 11–19 текстуры: 11 – массивная, 12 – волнистая слоистость (а), отпечатки ряби на поверхность слоя (б), 13 – линзовидная слоистость, 14 – слоистость ряби течений, 15 – косая однонаправленная слоистость, 16 – косая разнонаправленная слоистость, 17 – биотурбации, 18 – ходы илоедов, 19 – почвенная переработка; 20–24 фауна: 20 – брахиоподы (а – лингулы), 21 – двустворки, 22 – мшанки, 23 – криноиды, 24 – фораминиферы, 25 – пропуски в обнаженности, 26 – картируемый интервал.

слоями гравелито-конгломератов (слои 40–42). Характер строения песчаных пачек, присутствие прослоев гравелито-конгломератов, отсутствие морской фауны, широко развитой в подстилающих отложениях, дают основание предполагать, что накопление этих осадков происходило в условиях прибрежной приливно-отливной равнины с развитыми отмелями и русловыми каналами. Следовательно, граница кыртадинской и большеелмачской свит связана с изменением характера строения разреза и отражает достаточно резкое обмеление бассейна седиментации, что позволяет рассматривать ее как границу секвенций. Кунгурский возраст кыртадинской свиты обоснован по фауне фузулинид, аммоноидей, брахиопод (Чувашов и др., 1990б, Чувашов, 1997), а большеелмачской – по фауне мелких фораминифер (в нижней части разреза), двустворчатых моллюсков и комплексам миоспор.

В разрезе на р. Адзьва (гряда Чернышева), расположенном в зоне сочленения Предуральского прогиба и Печорской синеклизы, граница между кунгурскими и уфимскими отложениями принята внутри адзьвинской свиты (рис. 3) (Схемы стратиграфии..., 1994). Литологически она менее выражена по сравнению с вышеописанными разрезами, однако здесь также отмечаются изменения характера строения разреза и кроме того установлено значительное обновление видового и родового состава фораминифер и комплексов морских двустворчатых моллюсков и брахиопод (Сухов, Игонин, 1990; Канев, 1994). Низы адзьвинской свиты (слои 1–11) представлены шельфовыми глинисто-алевритовыми отложениями, а средняя часть (слои 12–17), охарактеризованная первым уфимским палинокомплексом, сложена алевро-песчаными породами предфронтальной зоны пляжа, такими же, как в верхах кожимской и кыртадинской свит. Граница кунгурских и уфимских отложений в данном разрезе отвечает смене шельфовых обстановок обстановками предпляжевой зоны.

При характеристике переходных кунгурско-уфимских отложений Печорской синеклизы использовались наиболее полные и палеонтологически обоснованные разрезы скважин (Решение межведомственного..., 1990). В качестве опорных для северной части синеклизы выбраны разрезы **Харьягинской, Василковской и Нарьян-Марской** площадей (рис. 4). Во всех из них граница кунгурских и уфимских отложений наиболее достоверно обоснована результатами палинологического анализа, выполненного В.Д. Тельновой по Харьягинской и Н.А. Колода – по Василковской и Нарьян-Марской площадям. Следует особо отметить, что в разрезе Василковской площади по комплексам миоспор удалось установить контакт кунгурских и уфимских отложений. Он проходит внутри толщи морских шельфовых

осадков в основании маломощного песчаного пласта, диагностируемого как фация удаленных от берега баров. Палинологически обоснованные кунгурские и уфимские отложения Харьягинского разреза разделены достаточно мощным песчаным пластом типично барового генезиса, сформировавшегося в условиях нижней предпляжевой зоны. На Нарьян-Марской площади эта граница отмечена лишь незначительным возрастанием доли песчаного материала в комплексе морских шельфовых отложений. Приведенные данные свидетельствуют о том, что на севере Печорской синеклизы палеонтологически обоснованный контакт кунгурских и уфимских отложений связан с началом интенсивного выноса песчаного материала на рассматриваемую территорию. Так же, как и в Предуральском прогибе, этой границе здесь отвечают изменения характера строения разрезов.

В качестве опорного для южных районов Печорской синеклизы использован разрез скважины **485 В. Косью**, пробуренной Ухтинской геолого-разведочной экспедицией по заказу объединения «Печорагеофизика» практически с полным отбором керна (рис. 5). Необходимо отметить, что терригенная часть пермского разреза и, в частности, граница между кунгурскими и уфимскими отложениями слабо охарактеризованы палеонтологически. Однако сопоставление с соседними разрезами, например, со щугорским, позволяет принять ее на уровне прослоя оолитовых известняков. Подстилающие отложения, представленные известняками, смешанными глинисто-карбонатными и глинисто-алевритовыми породами, прослоями обогащенными морской фауной брахиопод, брюхоногих и двустворчатых моллюсков, сформировались преимущественно в обстановке открытого шельфа. По данным Н.А. Колода, они охарактеризованы кунгурскими комплексами миоспор. Собственно песчаная пачка в основании уфимского яруса представлена мелкозернистыми песчаниками с горизонтальной и слабо наклонной косою слоистостью и включает прослой глинисто-алевритовых пород со следами жизнедеятельности илоедов и один прослой оолитового известняка. Из этой пачки И.Р. Макаровой определен уфимский палинокомплекс. Перекрывающие преимущественно глинисто-алевритовые отложения, чаще всего коричневого цвета, содержат многочисленные карбонатные желваки, рассматриваемые нами как калькредовые образования. Формирование песчаной толщи и вышеописанных перекрывающих отложений, вероятно, происходило в условиях приливно-отливной равнины, в пределах которой важную роль играли супралиторальные обстановки. Таким образом, рассматриваемый рубеж и в данном случае характеризуется достаточно резким обмелением бассейна осадконакопления и может интерпретироваться как граница секвенции.

Весьма интересен и своеобразен разрез, скв. 23-Н. Тобыш (см. рис. 5), пройденной практиче-

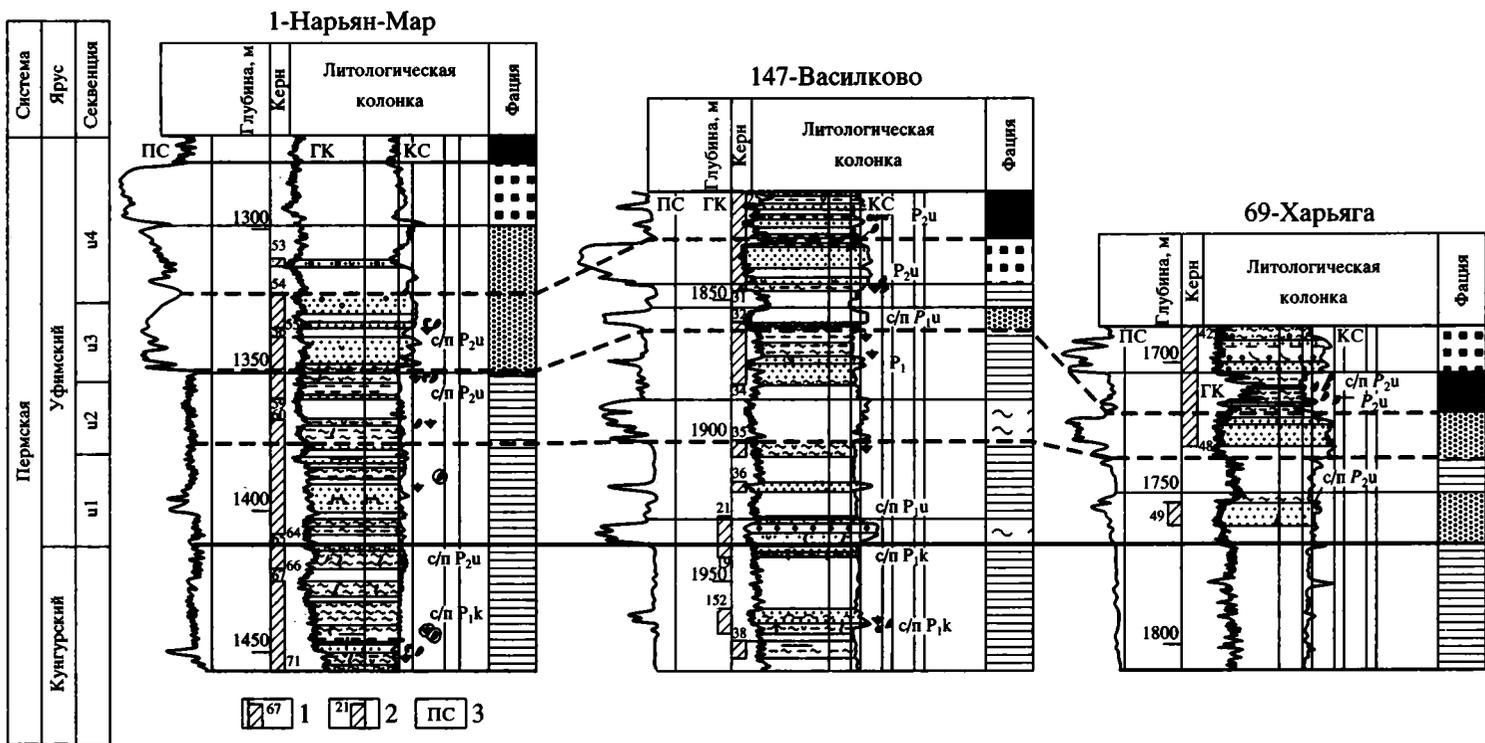


Рис. 4. Строение опорных разрезов переходных кунгурско-уфимских отложений скважин (север Печорской синеклизы).

1 – интервалы отбора керна и их номера в рассматриваемых скважинах; 2 – интервалы отбора керна по соседним скважинам и номера последних; 3 – каротажные кривые: ПС – собственной поляризации, КС – кажущихся сопротивлений, ГК – естественной радиоактивности. Остальные усл. обозначения см. на рис. 2–3.

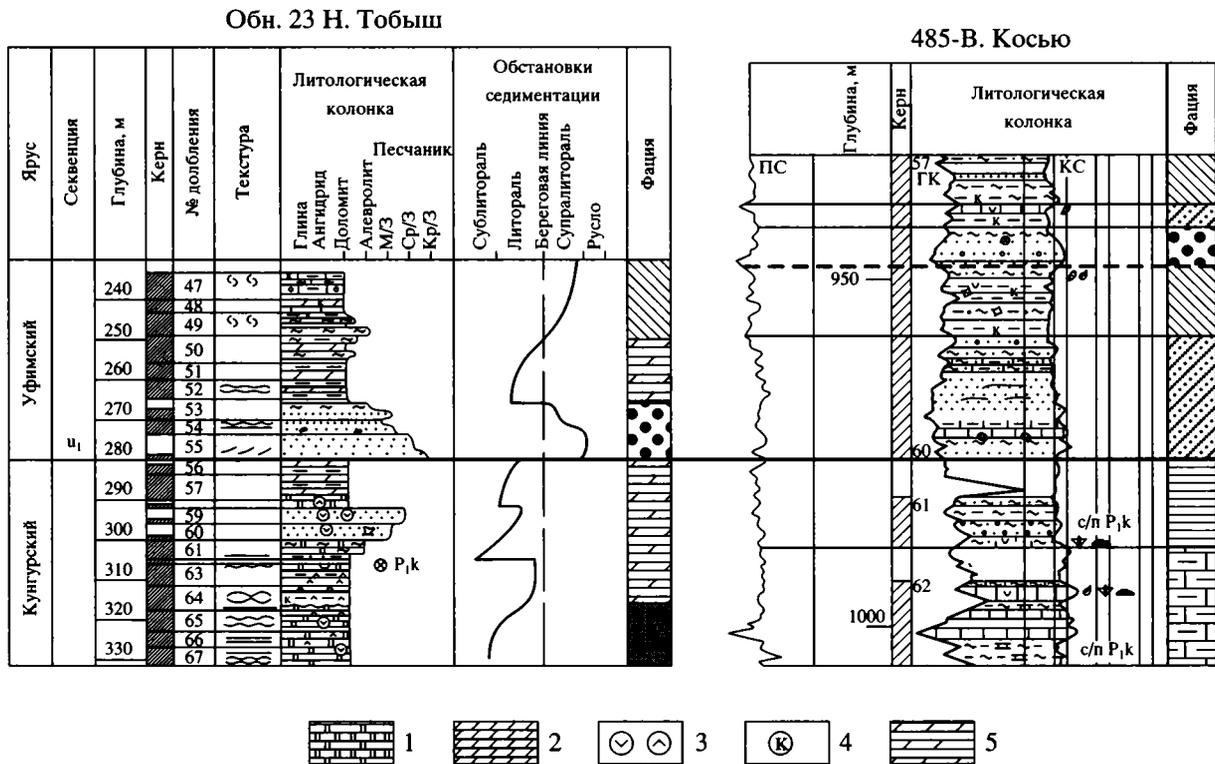


Рис. 5. Строение опорных разрезов переходных кунгурско-уфимских отложений скважин (юг Печорской синеклизы). 1 – доломиты; 2 – мергели; 3 – гипс и ангидрит; 4 – красноцветные породы; 5 – фация полуизолированного шельфа. Остальные усл. обозначения см. на рис. 2–4.

ки с полным отбором керн. Он характеризует самую западную часть Печорской синеклизы. Здесь на ангидрито-доломитовых породах с прослоями, прожилками и желваками гипсового и ангидритового состава, относимых по комплексу мелких фораминифер к кунгурскому ярусу, с достаточно резким эрозионным контактом залегает сероцветно-красноцветная толща терригенно-карбонатного состава с песчаной пачкой в основании. Песчаники отличаются уменьшением размера обломочных зерен снизу вверх по разрезу от крупносреднезернистых до мелкозернистых, косяк однонаправленной слоистостью, присутствием глинистых окатышей и в целом имеют явно русловый облик. Подобный характер изменения разреза на границе кунгурского и уфимского ярусов также свидетельствует о резком обмелении бассейна и смене обстановки засоленной лагуны обстановкой прибрежной равнины.

Анализируя характер пограничных кунгурско-уфимских отложений, в целом следует отметить, что в изученных нами разрезах скважин и естественных выходов пород на поверхность рассматриваемая граница связана с регионально выраженным обмелением бассейна и началом интенсивного выноса песчаного материала. Она рассматривается нами как нижняя граница I уфимской секвенции, которая в основании представлена от-

ложениями фазы максимальной регрессии, или нижнего системного тракта (lowstand system tract). В описанных выше разрезах последние характеризуют фации прибрежной заболачивающейся равнины, собственно межприливной зоны, нижней предпляжевой зоны и шельфа, в том числе и фацию удаленных подводных баров. Эти отложения перекрываются отчетливо трансгрессивными (transgressive system tract) относительно глубоководными шельфовыми осадками, которые хорошо выделяются как по литологическому составу и палеонтологическим остаткам, так и по каротажным диаграммам. Отложения верхнего системного тракта (highstand system tract), отражающие начальную фазу регрессии, в рассмотренных разрезах выражены слабо. На большей части территории Печорского бассейна граница кунгурских и уфимских отложений имеет согласный характер, т.е. вдоль нее не отмечается значимого стратиграфического несогласия (на данной стадии исследования). Лишь в пределах Большесынинской впадины (разрез р. Б. Сыня) наблюдается выпадение из разреза низов уфимского яруса (Муравьев, 1972; Канев, 1994; Канев, Колода, 1997), а в наиболее южной части Колвинского мегавала уфимские отложения перекрывают отложения различных ярусов нижней перми и даже карбона.

ФАЦИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Наиболее благоприятным для палеогеографической характеристики Тимано-Печорского региона на рубеже кургурского и уфимского веков представляется нижний системный тракт I уфимской секвенции, отвечающий максимально регрессивному этапу ее формирования.

В итоге на фациально-палеогеографической карте обозначились десять зон (рис. 6):

1. Прибрежная периодически заболачиваемая и затопляемая равнина, представленная пере-

слаиванием угленосных отложений, глинисто-алевритовых пород с солоноватоводной фауной, прослоев с признаками почвенной переработки и песчаников русловых фаций. Важнейшей отличительной чертой этой зоны является присутствие углей. Наиболее детально она изучена по разрезам р. Кожым и Воркута.

2. Прибрежная периодически затопляемая равнина, в которой в отличие от предыдущей зоны не отмечено торфонакопление, но зато присутствуют красноцветные континентальные отложения, в том числе аллювиальные. Эта зона

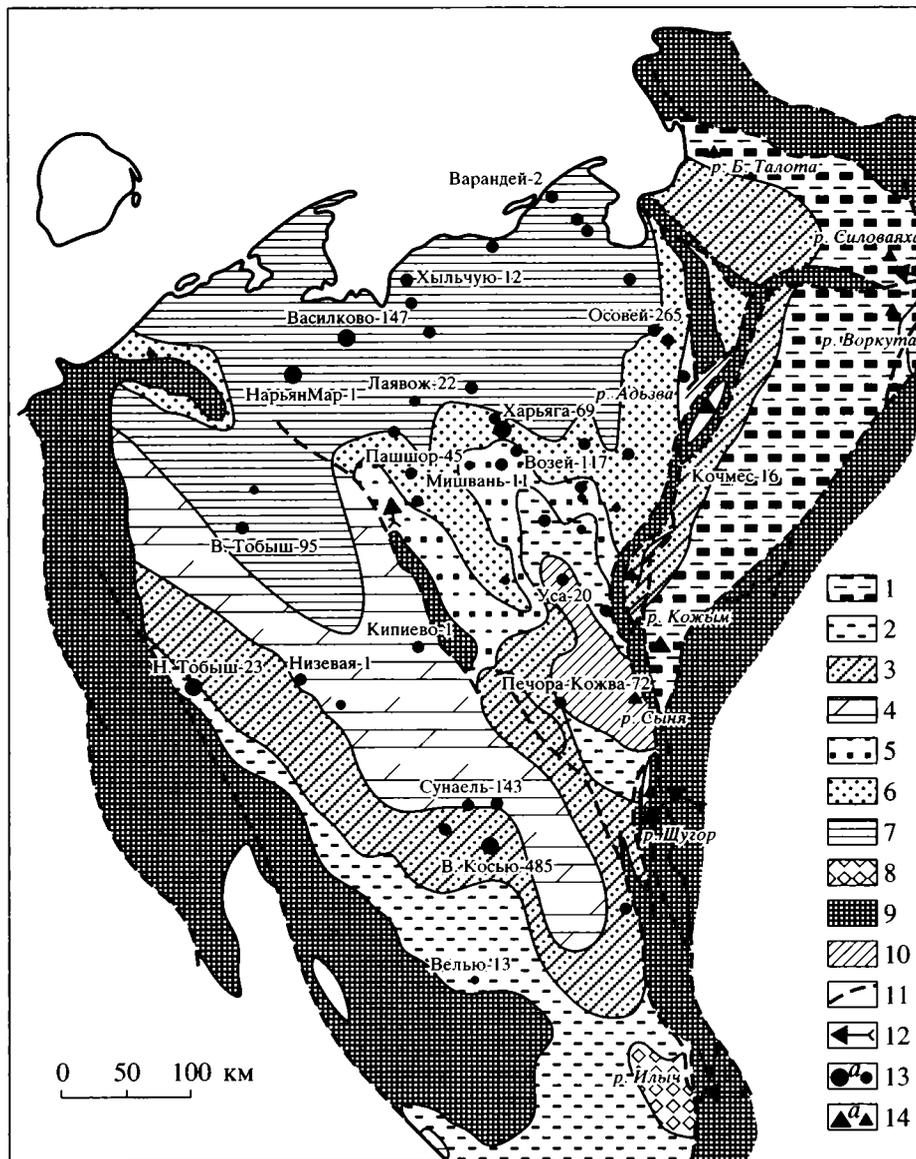


Рис. 6. Палеогеографическая карта Тимано-Печорского региона на рубеже кургурского и уфимского веков.

1–10 – палеогеографические зоны: 1 – прибрежная периодически заболачиваемая равнина, 2 – прибрежная равнина без торфонакопления, 3 – межприливная зона, 4 – полуизолированный шельф или опресненная лагуна, 5 – верхняя предфронтальная зона пляжа, 6 – нижняя предфронтальная зона пляжа, 7 – открытый шельф, 8 – конусы выноса и русла горных рек, 9 – зона отсутствия верхнепермских отложений, 10 – зона отсутствия нижнесоликамских отложений; 11 – разломы; 12 – направления поступления грубообломочного материала; 13 – скважины (а – опорные); 14 – естественные выходы пород на поверхность (а – опорные).

охарактеризована по результатам изучения разрезов скважин Печоро-Кожвинской, Вельюской и Нижнетобышской площадей.

3. Межприливная зона, представленная фациями песчаных осадков приливно-отливных каналов и пляжей (часто с ракушняками), оолитовых отмелей, а также терригенно-карбонатных осадков сублиторальных и супралиторальных фаций. В качестве типовых для этой зоны предлагаются разрезы по р. Шугор и скв. 485 В. Косью. Следует отметить, что их литологические характеристики отличаются по ряду параметров, отражая как специфику климатической зональности, так и близость к открытому шельфу.

4. Полуизолированный шельф или опресненная лагуна, представленная главным образом карбонатно-терригенными отложениями, весьма обедненными фаунистическими остатками. Следует отметить, что эта зона наименее обоснована литологическими исследованиями: в изученных нами скважинах рассматриваемый интервал разреза слабо представлен керном.

5. Верхняя предфронтальная зона пляжа, сложенная песчаниками, в которых, как правило, развита косая разнонаправленная слоистость и преобладают средне- и крупнозернистые структуры. Она охарактеризована на примере разреза скв. 117-Возей и других скважин, отмеченных на карте.

6. Нижняя предфронтальная зона пляжа, представленная песчаниками, иногда с прослоями алевролитов, часто содержащими остатки морских организмов. Эти отложения отличаются массивными текстурами и биотурбированностью. В разрезе и по площади они обычно сопряжены с отложениями верхней предфронтальной зоны. Наиболее типичным для рассматриваемой зоны можно считать разрез Харьягинской площади.

7. Открытый шельф, сложенный преимущественно глинисто-алевритовыми отложениями, в которых часто отмечаются остатки морской фауны двустворок, брахиопод, мшанок и др. К этой же зоне отнесены и подводные аккумулятивные песчаные и алевропесчаные образования. Наиболее типичные разрезы этой зоны расположены на севере и северо-западе региона и изучены по керну скважин Нарьян-Марской (скв. 1), Василковской и Хыльчурьской площадей.

8. Конуса выноса и русла горных рек, сложенные грубообломочным материалом. Южный конус в районе р. Илыч показан по данным И.С. Муравьева (1972). На рр. Б. Паток и Силова установлено устойчивое циклическое формирование гравелитоконгломератовых толщ в течение всей поздней перми. По мнению Л.Л. Хайцера (1962б), наиболее детально изучавшего конгломераты паембойской и нижневоркутской свит по р. Силова, их происхождение связано с дельтовыми фациями.

9. Зона отсутствия верхнепермских отложений, контуры которой обозначены по структур-

ной карте поверхности нижнепермских карбонатов (Тектоника платформенного..., 1988).

10. Зона отсутствия нижнесоликамских отложений, которая интерпретируется как область транзита и ненакопления с подчиненной роль эрозионных процессов в пределах отдельных активно формирующихся положительных структур. Однако палеонтологически подтвержденное выпадение низов уфимского яруса зафиксировано только в разрезах р. Б. Сыня и Усинской площади, а большая часть рассматриваемой зоны выделена предположительно на основании косвенных данных о строении разреза и площадном распределении фаций.

Анализ распределения фациально-палеогеографических зон по площади наряду с данными о минеральном составе пород (Малышева и др., 1993) позволяет интерпретировать зоны отсутствия верхнепермских отложений на большей своей части как области суши. При этом основным поставщиком обломочного материала, очевидно, было молодое горное сооружение (Палеоурал), расположенное к востоку от изучаемой территории. Суша, ограничивавшая ее с юго-запада (Палеотиман), вероятно, представляла собой денудационную равнину, которая могла служить и областью транзита того же палеоуральского материала. Северный Тиман, скорее всего, находился в области морской и прибрежно-морской аккумуляции. На территории современного Пай-Хоя и центральной части Печоро-Кожвинского мегавала, судя по распределению фаций, по-видимому, располагалась островная суша. О размытии карбонатного субстрата центральной части Печоро-Кожвинского мегавала свидетельствует появление карбонатных галек в верхнепермских и особенно в нижнеуфимских отложениях Шапкино-Юрьяхинского вала. Положение основных трендов поступления грубообломочного материала полимиктового состава достаточно четко локализовано в пределах трех зон, поперечных простиранию Палеоурала.

Южная часть Печоро-Колвинского авлакогена, по-видимому, представляла область транзита с подчиненной ролью эрозионных процессов в пределах отдельных активно формирующихся положительных структур и морфологически была выражена как полуостров. Вокруг него происходило интенсивное накопление песчаных отложений верхней и нижней предфронтальных зон пляжа, которые в целом интерпретируются как барово-дельтовый комплекс. В результате юго-западная часть бассейна оказалась в полуизолированных от открытого моря условиях. Последнее в сочетании с климатическими различиями предопределило специфику условий осадконакопления северо-восточной и юго-западной частей Тимано-Печорского региона. Фациальная зональность его северо-восточной части связана с последовательной сменой обстановок прибрежной равнины, в пределах которой происходило торфонакопление, условиями межприливной и

предфронтальной пляжевой зон и, наконец, открытого шельфа. В то же время для юго-западной (притиманской) части характерны более изолированные обстановки седиментации, на прибрежной равнине отсутствует торфонакопление, песчаные баровые комплексы слабо выражены.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексные лито- и биостратиграфические исследования с использованием приемов стратиграфии секвенций позволили расчленить сложную толщу переслаивания морских и континентальных отложений пермского возраста, выделить наиболее благоприятные для палеогеографических реконструкций интервалы разреза и построить фациально-палеогеографическую карту Тимано-Печорского региона для рубежа кунгурского и уфимского веков. Относительно характера осадконакопления в начале уфимского века можно сделать следующие выводы:

- на большей части изученной территории значимый стратиграфический перерыв между кунгурскими и уфимскими отложениями не фиксируется;
- начало уфимского века характеризуется интенсивным выносом песчаного и грубообломочного материала и обмелением бассейна вплоть до установления континентальных условий в восточных и южных районах Предуральяского прогиба, где накапливались отложения прибрежных равнин;
- на территории Печорской синеклизы в это время преобладали морские обстановки осадконакопления, включавшие фации открытого шельфа, удаленных и прибрежных (в том числе подводно-дельтовых) баров;
- развитие песчано-конгломератовых толщ руслового происхождения фиксирует участки наиболее сильного выдвигания континентальных фаций;
- характер распределения фаций отражает особенности структурной перестройки, которую испытывал Тимано-Печорский регион именно в это время.

Важнейшими задачами дальнейших исследований мы считаем построение серии фациально-палеогеографических карт для максимально регрессивных и трансгрессивных этапов развития, иллюстрирующих эволюцию осадконакопления в позднепермскую эпоху, и проведение палеоэкологических реконструкций на основе анализа распределения ископаемой биоты в пределах картируемых интервалов разреза.

Авторы выражают огромную благодарность директору ТП НИЦ В.И. Богацкому, а также Главному геологу АО “Севергеофизика” П.П. Тарасову за предоставленную возможность работы с керном скважин, с каталогами стратиграфических разбивок и сейсмическими материалами.

Авторы весьма признательны Д. Бауму за консультацию по вопросам стратиграфии секвенций,

сотрудникам АО “Севергеофизика” А.А. Гудельман, А. Жемчугову за содействие в проведении полевых работ и своим коллегам В.А. Носкову, Д. Полецкому и З. Скок за техническую помощь.

Настоящая работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 96-05-65847).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя Северного Приуралья. Л.: Наука, 1972. 46 л.
- Афанасьев Б.Л.* Палеотектоника и угленосность. М.: Недра, 1968. 155 с.
- Биота востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми / Ред. Грунт Т.А., Есаулова Н.К., Канев Г.П. М.: ГЕОС, 1998. 356 с.
- Важенин Г.В., Галкина Л.В.* Условия образования продуктивной толщи перми Харьгагинского месторождения Колвинского мегавала // Геология и прогноз нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции. Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 66–74.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР / Ред. Ярославцев Г.М. М.: Недра, 1965. Т. 3. 491 с.
- Енцова Ф.И., Коновалова М.В., Сливкова Р.П., Тельнова В.Д.* Пермские отложения Тимано-Печорской провинции и их нефтегазоносность // Нефтегазовая геология и геофизика. 1969. № 6. С. 32–36.
- Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.И. и др.* Строение и условия накопления основных угленосных свит угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. М.: АН СССР, 1959. 332 с.
- Иванов Г.А.* О циклическом строении угленосных отложений Воркутского месторождения // Тр. Ин-та геол. наук. 1947. Вып. 90. Угольная сер. № 2. С. 19–20.
- Иванов Г.А., Македонов А.В.* Ритмичность (циклическая) осадконакопления и закономерности размещения углей и горючих сланцев // Циклическая отложенная нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М.: Наука, 1977. С. 38–61.
- История угленакопления в Печорском бассейне / Ред. Македонов А.В. Л.: Наука, 1965. 235 с.
- Канев Г.П.* Пермские двустворчатые моллюски гряды Чернышева. Сыктывкар: Коми Научный центр УрО РАН, 1994. 87 с.
- Канев Г.П., Колода Н.А.* Детальная биостратификация верхнепермских отложений Большесынинской впадины Северного Приуралья // Геология европейского севера России. Сб. 1. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 1997. С. 46–53.
- Любина Ю.Н.* Литолого-палеогеоморфологические условия севера Тимано-Печорской провинции в верхнепермское время // Условия формирования ловушек неантиклинального типа на Севере европейской части СССР. Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 52–57.
- Македонов А.В.* Литология и генезис продуктивной толщи Печорского угольного бассейна // Труды геологического совещания, посвященного 25-летию геологического изучения Печорского угольного бассейна. Сыктывкар: 1958. С. 159–196.
- Македонов А.В.* Литология и фации пермских угленосных отложений // Геология месторождений угля и горючих сланцев. М.: Недра, 1965. Т. 3. С. 83–96.

- Малышева Е.О.* Генезис природных резервуаров в пермских отложениях Печорского нефтегазосного бассейна // Печорский нефтегазосный бассейн (критерии перспективной оценки). Сыктывкар: Ин-т геологии Коми фил. АН СССР, 1985. С. 72–82.
- Малышева Е.О., Ларионова З.В., Рябинкина Н.Н., Тимонина Н.Н.* Природные резервуары в терригенных формациях Печорского нефтегазосного бассейна. Сыктывкар: Коми научный центр УрО РАН, 1993. 154 с.
- Муравьев И.С.* Стратиграфия и условия формирования пермских отложений Печорского Приуралья. Казань: Казанский университет, 1972. 202 с.
- Муравьев И.С., Игонин В.М., Калашиников Н.В. и др.* Новые данные по стратиграфии пограничных отложений нижней и верхней перми Урала и Восточно-Европейской платформы // ДАН СССР. 1984. Т. 274. № 4. С. 901–903.
- Муравьев И.С., Коновалова М.В., Сливкова Р.П., Иоффе Г.А.* Состояние изученности пермских отложений Тимано-Печорской области и задачи их дальнейших исследований // Материалы по региональной геологии. Казань: Казанский университет, 1975. С. 31–60.
- Муромцев В.С.* Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.
- Никонов Н.И., Головань В.С.* Нефтегазосность верхнепермских песчаников в центральной части Колвинского мегавала // Геология нефти и газа. 1983. № 1. С. 8–14.
- Окнова Н.С., Козулина Т.Н.* Палеогеография и формирование терригенных коллекторов в позднепермских отложениях Тимано-Печорской провинции по данным минералогического анализа // Условия формирования ловушек неантиклинального типа на Севере европейской части СССР. Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 44–51.
- Путеводитель экскурсии на пермские отложения р. Кожим // Межд. симпозиум “Проблемы эволюции пермской морской биоты”. М.: ПИН РАН, 1995. 45 с.
- Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
- Решение межведомственного стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы 1988 г. Пермская система. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 48 с.
- Ротай А.П.* Новые данные по угленосности южной части Печорского бассейна // Тр. Ин-та геологических наук. 1947. Вып. 90. Угольная сер. № 2. С. 111–133.
- Сухов Е.Е., Игонин В.М.* К биостратиграфической характеристике пограничных отложений нижней и верхней перми по р. Адзья (гряда Чернышева). Дел. ВИНТИ. № 3853-В90. Казань, 1990. 7 с.
- Схема стратиграфии пермских отложений Урала / Чувашов Б.И., Софроничский П.А., Молин В.А. и др. // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: 1994. С. 128–152. Приложения: Региональные стратиграфические схемы перми Урала. 17 с.
- Тектоника платформенного чехла Печорской плиты / Дедеев В.А., Малышев Н.А., Юдин В.В. и др. // Тектоника платформенных областей. Новосибирск: Наука, 1988. С. 137–150.
- Тимофеев П.П.* Геология и фации юрской угленосной формации южной Сибири. М.: Наука, 1969. 457 с.
- Угленосная формация Печорского бассейна / Дедеев В.А. Л.: Наука, 1990. 177 с.
- Хайцер Л.Л.* Новые данные по стратиграфии перми и триаса р. Адзья. Северная часть гряды Чернышева // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1962а: Т. 37 (1). С. 57–61.
- Хайцер Л.Л.* О фациях песчаных и галечных отложений угленосной толщи Печорского бассейна // ДАН СССР. 1962б: Т. 147. № 4. С. 912–915.
- Чальшиев В.И.* Ископаемые почвы пермских угленосных отложений Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР. 1974. 36 с.
- Чальшиев В.И., Варюхина Л.М.* Биостратиграфия перми Северо-Востока европейской части СССР. Л.: Наука, 1968. 243 с.
- Чальшиев В.И., Варюхина Л.М., Молин В.А.* Граница перми и триаса в красноцветных отложениях Северного Приуралья. М.: Наука, 1965. 119 с.
- Чувашов Б.И.* Кунгурский ярус пермской системы (проблемы выделения и корреляции) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 10–28.
- Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В.* Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Предуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990а. 386 с.
- Чувашов Б.И., Мизенс Г.А., Черных В.В.* О корреляции артинско-кунгурских отложений Пермского Предуралья и бассейна р. Печоры // Ежегодник-1989. Институт геологии и геохимии УрО АН СССР, 1990б. С. 7–13.
- Шуреков Н.А.* Пермские угленосные отложения юга Печорского бассейна. Казань: Казанский университет, 1976. 152 с.
- Ярославцев Г.М.* К вопросу о методике изучения палеогеографических условий углеобразования // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сб. 2. М., 1962. С. 67–73.
- Koloda N.A., Molin V.A., Fefilova L.A.* Palynology of the Permian deposits in western Russian Arctic. St.-Peterburg-Trondheim, 1992–1993. 180 p.
- Mitchum R.M.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy // Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1977. Mem. 26. P. 205–212.
- Posamentier H.W., Vail P.R.* Eustatic controls on clastic deposition II-sequence and systems tract models // Sea-level changes: an integrated approach / Wilgus C.K. et al. (eds). Tulsa, Oklahoma: Soc. Econ. paleontol. and mineralog. 1988. № 42. P. 125–154.
- Sandstone depositional environments / Scholle P.A., Spearling Darwin (eds). Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1982. 410 p.
- Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications / Weimer P., Posamentier H.W. (eds). Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1994. Mem. 58. 492 p.
- Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M., Rahmani V.D.* Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies // Methods in exploration Series. Tulsa, Oklahoma, AAPG. 1990. № 7. 55 p.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M. et al.* An overview of fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions // Sea-level changes: an integrated approach / Wilgus C.K. et al. (eds). Tulsa, Oklahoma. Soc. Econ. paleontol. and mineralog. 1988. № 42. P. 39–45.
- Visher G.S.* How to distinguish barrier bar and channel sands // World Oil. 1969. V. 168. № 8. P. 160–113.

Рецензенты: А.С. Алексеев, Б.И. Чувашов

УДК (551.8+551.583):551.7361.761

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ ВО ВРЕМЯ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ БИОСФЕРНЫХ ПЕРЕСТРОЕК

© 2001 г. М. А. Жарков, Н. М. Чумаков

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 30.11.99 г.

Возникновение и аридизация Пангеи, смена ледникового климата на безледниковый привели в пермском периоде и раннем триасе к существенным перестройкам во всех подсистемах биосферы. Составленные литолого-палеогеографические карты для позднесакмарско-раннеартинского, позднеказанско-раннетатарского времени перми и индского века раннего триаса свидетельствуют, что главные палеогеографические изменения были связаны с воздыманием Пангеи, последовательной регрессией эпиконтинентальных морей, исчезновением областей ледникового осадконакопления, постепенным расширением обстановок аридной и семиаридной седиментации, увеличением площади и числа бессточных бассейнов, сокращением речного и возрастанием подземного стока в шельфовые моря, окружающие Пангею. Это повлекло за собой глобальное изменение баланса обмена веществ между сушей и океаном, сокращение потока питательных веществ с суши и первичной продукции в океане, что могло привести к крушению пищевых цепей и послужить одной из причин массового вымирания в конце перми.

Ключевые слова. Пермь, триас, палеогеография, обстановки седиментации, Пангея, глобальный обмен веществ, биосферные перестройки.

1. ВВЕДЕНИЕ

Пермские и раннетриасовые климатические и биотические перестройки – одни из самых значительных в фанерозое. Они выразились в смене ледникового климата безледниковым, аридизации Пангеи (Partish, 1993, 1995), массовом вымирании морской и наземной фауны в конце пермского периода (Raup, Sepkoski, 1986; Sepkoski, 1989; Erwin, 1995; Maxwell, 1989; Алексеев, 1998; Очев, Шишкин, 1998; Пономаренко, Сукачева, 1998 и др.). Существенные изменения затронули все подсистемы биосферы и сопровождалась глобальными изменениями изотопных соотношений стронция, углерода и серы (Burke et al., 1982; Baud et al., 1989; Denison, Koepnik, 1995; Erwin, 1995a; Scholle, 1995).

Наиболее интенсивные биосферные преобразования происходили начиная со второй половины ранней перми и до индского века раннего триаса. Они подготавливались длительными палеогеографическими и климатическими изменениями, которые должны были оказать также значительное влияние на процессы осадконакопления и следовательно на условия обитания организмов как в пределах суперконтинента Пангея, так и в окружающих его шельфовых морях и океанах. Вместе с тем, взаимосвязанная последовательность таких изменений еще слабо изучена.

Настоящая статья посвящается выяснению наиболее важных особенностей палеогеографии и размещения обстановок седиментации. С этой це-

лью составлены глобальные литолого-палеогеографические карты по трем возрастным срезам: позднесакмарско-раннеартинскому времени ранней перми (рис. 1), позднеказанско-раннетатарскому времени поздней перми (рис. 2), индскому веку раннего триаса (рис. 3). Основой для карт послужили реконструкции, подготовленные для международного проекта “Пангея” (Scotese, Langford, 1995; Golonka et al., 1994), а также глобальные по-вековые орографические схемы (Ziegler et al., 1997, 1998). Карты составлены путем обобщения и систематизации опубликованных данных, приведенных в списке литературы, трудности, возникающие при межрегиональных корреляциях пермских отложений, общеизвестны. В последние годы предложен ряд схем такой корреляции, несколько различающихся между собой. Нами была использована стратиграфическая схема, предложенная для проекта “Пангея” (Ross et al., 1994). Составленные карты позволяют восстановить наиболее значительные палеогеографические и седиментационные преобразования на Земле, происходившие в перми и раннем триасе. Существующие разногласия в корреляциях делают несколько условными датировки этих преобразований, но не изменяют их существа и последовательности.

2. ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРМО-ТРИАСОВОЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Сравнение составленных литолого-палеогеографических карт показывает, что в течение рас-

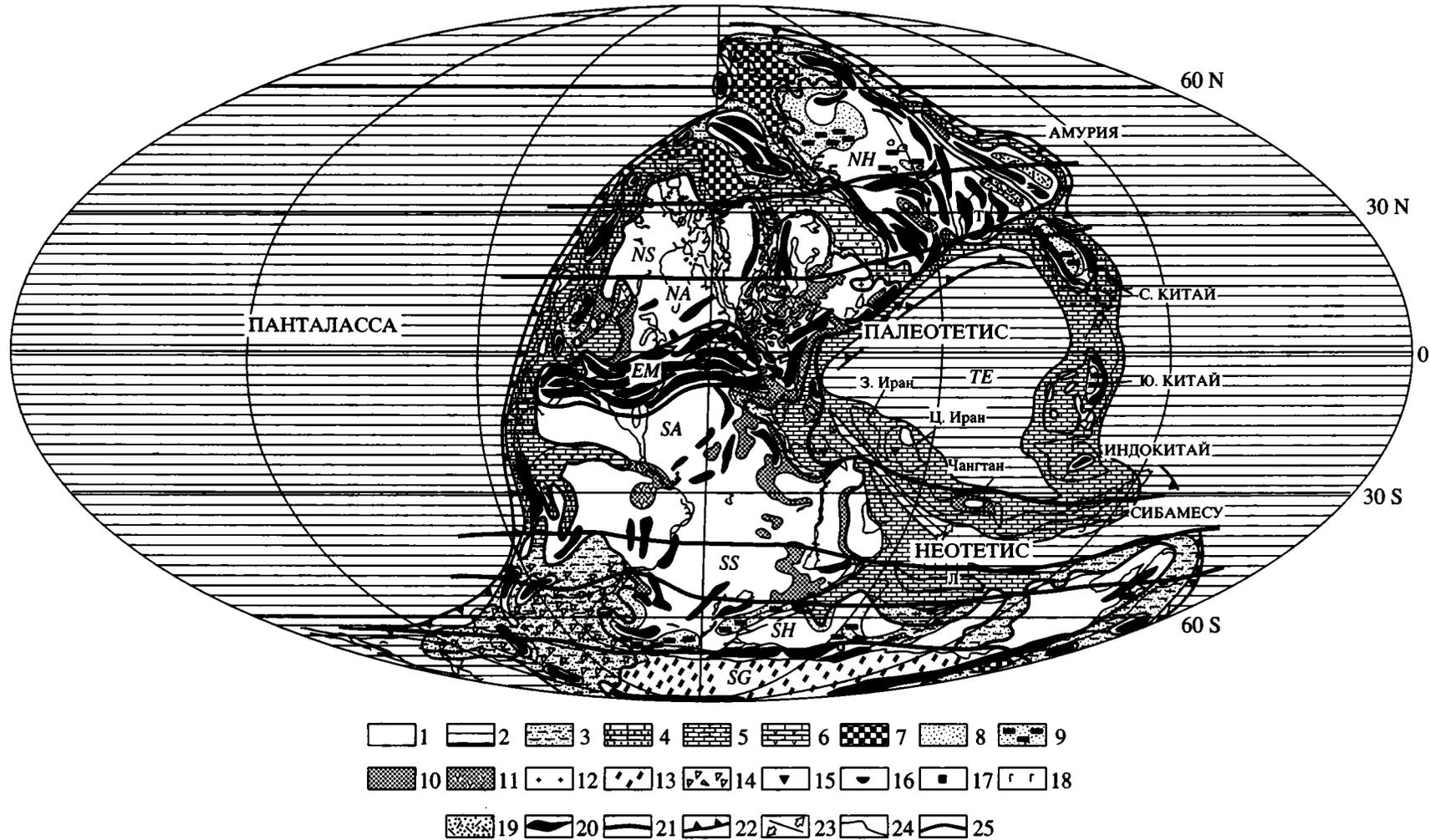


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая карта позднесакмарско-раннеартинского времени ранней перми.

1 – суша; 2 – океаны; 3 – шельфовые терригенные моря; 4 – шельфовые терригенно-карбонатные моря; 5 – карбонатные платформы; 6 – эвапоритово-карбонатные платформы; 7 – черносланцевые (аноксичные) бассейны; 8 – внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальные и аллювиально-озерные бассейны в гумидных зонах; 9 – угленосные бассейны; 10 – внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальные, эоловые и озерные бассейны красноцветной седиментации в аридных зонах; 11 – внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальные, озерные и себховые бассейны красноцветной гипсоносной седиментации; 12 – соленосные бассейны; 13 – области развития преимущественно континентальных ледниковых отложений; 14 – преимущественно марино-гляциальные ледниковые отложения; 15 – латеритовые отложения, бокситы; 16 – каолиновые глины, каолинсодержащие породы; 17 – железные руды; 18 – внутриконтинентальные базальты; 19 – вулканогенно-осадочные отложения; 20 – горные сооружения; 21 – границы седиментационно-климатических поясов (EM – экваториально-горный, NA – северный аридный, эвапоритовый, NS – северный семиаридный, NH – северный гумидный, угленосный, SA – южный аридный, эвапоритовый, SS – южный семиаридный, SH – южный гумидный, угленосный, SG – южный ледниковый, TE – тропическо-экваториальный угленосно-бокситоносный); 22 – зоны субдукций; 23 – оси спрединга; 24 – современные береговые линии; 25 – древние береговые линии. Т – Тарим, Л – Лхасса.

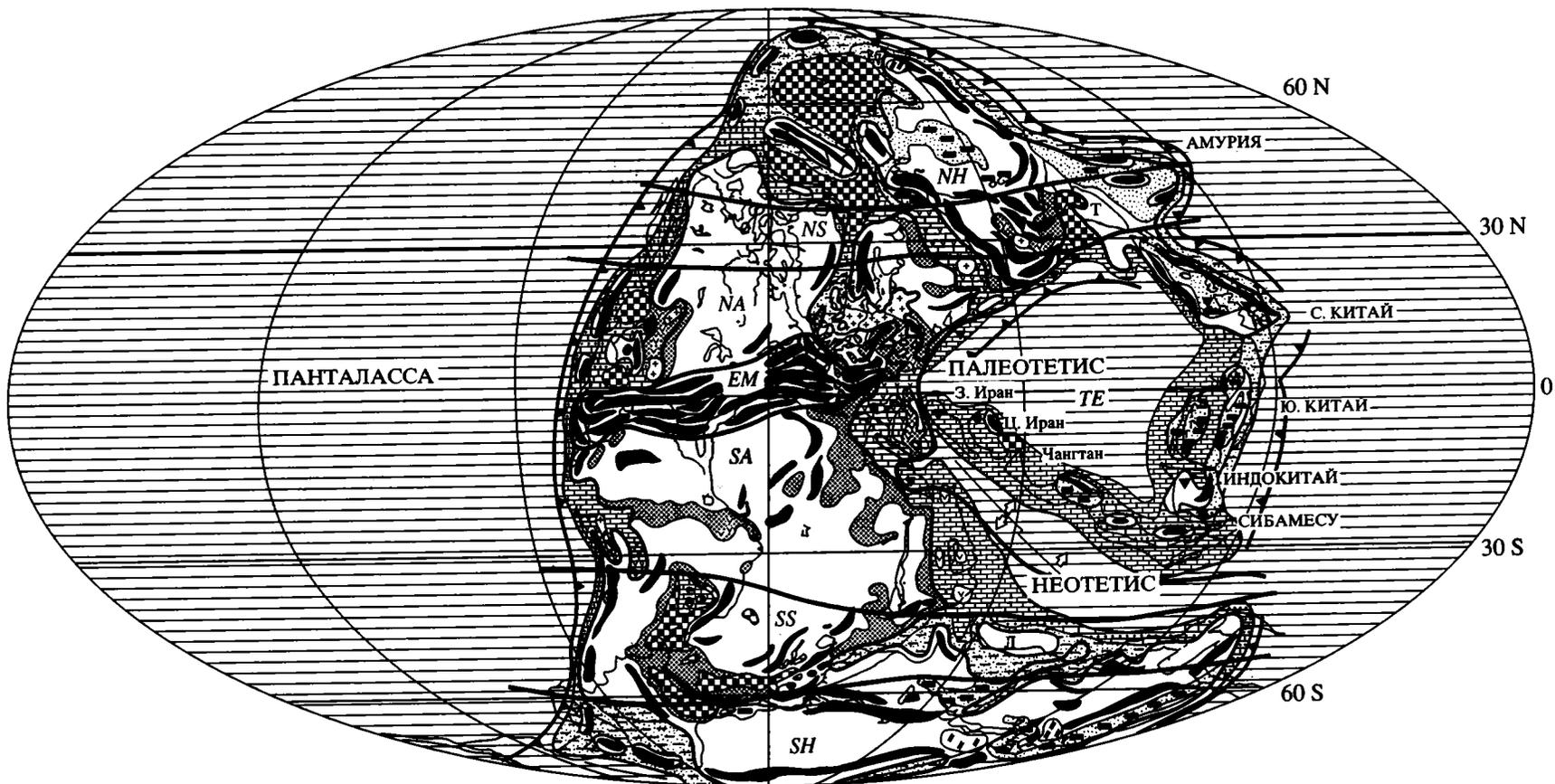


Рис. 2. Литолого-палеогеографическая карта позднеказанско-раннетатарского времени поздней перми. Усл. обозначения см. на рис. 1.

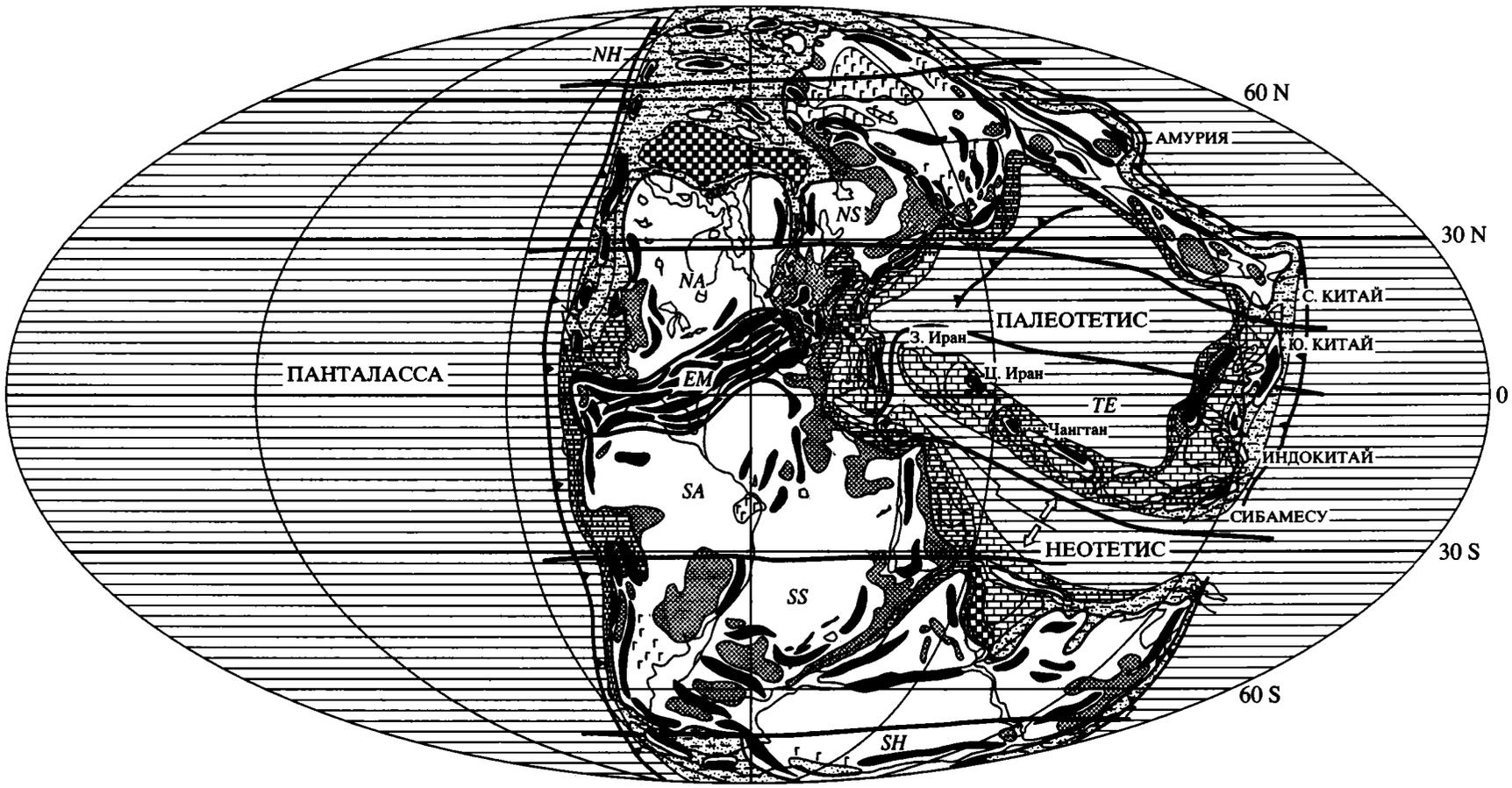


Рис. 3. Литолого-палеогеографическая карта индского века раннего триаса. Усл. обозначения см. на рис. 1.

смагриваемого времени размещение на Земле главных глобальных палеогеографических элементов оставалось почти неизменным. Сохранялась меридиональная асимметрия, выраженная в существовании океанического полушария, занятого океаном Панталасса, и континентального полушария, где располагались громадный континент Пангея, океаны Палеотетис и Неотетис, Катазийская и Киммерийская системы микроконтинентов (Metcalf, 1994; Golonka et al., 1994; Scotese, Langford, 1995; Ziegler et al., 1997, 1998). Пангея, образованная объединением Лавразийской группы континентов (Северной Америки, Балтии, Сибири и Казахстана) и Гондванских континентов (Южной Америки, Африки, Индостана, Австралии и Антарктиды), простиралась в виде единого суперконтинента от южного полюса и почти до 75°–85° с.ш., пересекая все широтные климатические пояса. Катазийская система, объединяющая Северо-Китайский, Южно-Китайский и Индо-Китайский микроконтиненты, простиралась почти в меридиональном направлении, ограничивая с востока Палеотетис (Scotese, Langford, 1995). Киммерийская система отделяла Неотетис от Палеотетиса и объединяла микроконтиненты Западного Ирана, Центрального Ирана, Северного Тибета (Чантан) и Бирмо-Малазии (Сибамесу) (Scotese, Langford, 1995). Отмечается только небольшое (на 5–10°) смещение Пангеи на север (Scotese, Langford, 1995; Ziegler, 1997, 1998). Более интенсивный дрейф на север (на 10–15°) произошел в Киммерийской и Катазийской системах микроконтинентов. Он был связан с расширением Неотетиса (Scotese, Langford, 1995; Ziegler et al., 1998).

Принципиальная неизменность пространственного размещения главных палеогеографических элементов Земли в перми и начале триаса позволяет высказать предположение о том, что биосферные преобразования этого этапа геологической истории не были связаны с какими-либо быстрыми и кардинальными палеотектоническими и палеогеографическими событиями. По-видимому, перестройки вызывались длительными и последовательными глобальными изменениями, которые происходили на суперконтиненте Пангея и медленно меняли взаимосвязи с окружающими его морями и океанами. Это предположение заставляет обратить особое внимание на палеогеографическую эволюцию Пангеи и на те изменения обстановок седиментации, которые происходили на ее территории и в прилегающих морских акваториях.

Главные орографические особенности Пангеи в позднекамарско-раннеартиновское время были следующими. В ее центральной приэкваториальной зоне располагалась грандиозная коллизионная горная система Центральной Пангеи (Scotese, Langford, 1995; Ziegler et al., 1997), которая пересе-

кала Пангею с запада на восток, разделяя суперконтинент на две половины: северную – Лавразийскую и южную – Гондванскую. Во внутренних континентальных областях Лавразийской и Гондванской частях суперконтинента находилась коллизионные горные системы и пояса, остаточные докембрийские и палеозойские горы, сводовые поднятия, платообразные возвышенности (Ziegler et al., 1997). Коллизионные горные системы располагались в пределах Казахстано-Ангарской области Лавразии. Здесь вдоль западных и южных окраин простирались горные пояса Бырранга, Урала и Кызылкумов, а на восточной периферии – Саян, Алтая и Верхоянья; в центре располагалась Енисей-Зайсанская горная система (Ziegler et al., 1997). Остаточными и внутриплитными горами были Антлер, Гренвильские, Анцестрал, Фронт-Ранже и Анкомпаге в Северной Америке, Скандинавские на западе Балтии (Ziegler et al., 1997). Большие площади Лавразийской части Пангеи занимали платообразные поднятия, такие как Байкальское и Патомское в Ангариде, Осло в Балтии. На территории Гондванской части Пангеи среди внутренних и остаточных горных систем отмечаются Асунсьон вдоль западного обрамления бассейна Параны в Южной Америке, Эспиньясу на востоке Южной Америки, Мавританский пояс и хребты Угарта и Ифарос на северо-западе Африки, горные пояса Ломагунди, Мичунга, Макуту, Микуми, Атакора, Майомбе, Митумба, Виндхук на востоке, в центре и на юге Африки, Мак-Доннел, Флиндрес, Лаклан, Хамерсли, Масгрейв в Австралии (Ziegler et al., 1997). Выделяются также платообразные и сводовые поднятия Ахаггар и Эннеди в Африке, Великое Западное плато в Австралии. Горные сооружения андского типа простирались вдоль западного окончания Южной Америки (Анды), южной окраины Антарктиды (хребет Росса), на востоке Австралии (Нью-Ингленд) (Scotese, Langford, 1995; Ziegler et al., 1997).

Можно полагать, что многие внутриконтинентальные области Пангеи по своему орографическому строению были, по-видимому, в значительной мере сходны с современными бессточными высокими равнинами типа Центрально-Африканской и Ботсванской и плато, такими, как Центрально-Иранское, Гобийское, Центрально-Атласское, Высоких равнин Северной Америки, Западно-Австралийское и др. Подобные палеогеографические особенности предопределяли широкое развитие на территории Пангеи обширных бессточных областей как в аридных, так и в гумидных климатических зонах.

Вместе с тем, на значительных пространствах Пангеи в позднекамарско-раннеартиновское время продолжали существовать шельфовые, окраинные и внутренние моря. Северная периферия Пангеи была занята Верхояно-Чукотским, Свер-

друским и Баренцевским окраинными морями. На западе Северной Америки далеко вдавались в сушу внутренние морские бассейны Мидконтинента, Мидленда, Делаверский, Виллистонский и другие. Они отделялись от западных шельфовых морей поднятиями и островами Анкомпагре, Педернал и Диабле. Почти в центре Лавразийской половины Пангеи располагалось крупное Восточно-Европейское внутреннее море, через которое устанавливались периодические связи между Палеотетисом и Арктическими бассейнами. В Гондванской части Пангеи всю ее юго-западную периферию охватывал огромный окраинный морской бассейн, простиравшийся между Южной Америкой, Южной Африкой и Антарктидой. На западе находились Перуано-Боливийский и Субандийский морские заливообразные бассейны, а на востоке Мозамбик-Мадагаскарский и Западно-Австралийский. Внутренними морями и заливами суперконтинент Пангея расчленялся на ряд самостоятельных областей суши, среди которых можно отметить Казахстано-Ангарида, Лаврентию (Северную Америку и Западную Европу), Западную Гондвану и Восточную Гондвану. Следует упомянуть также крупные окраинные моря на восточной периферии Пангеи, которые занимали Итало-Динаридскую часть Европы, северные области Африки, почти всю северную половину Аравийского полуострова, северную окраину Индостана.

Основная тенденция палеогеографической эволюции Пангеи на протяжении поздней перми и индского века раннего триаса была связана с продолжающимся воздыманием суперконтинента. Это фиксируется последовательным отступлением моря из внутриконтинентальных областей и сокращением окраинных морей на северной и южной периферии Пангеи. Так, в Лавразии к концу перми перестало существовать Восточно-Европейское внутреннее море. Сократилась акватория окраинных морей на северо-западе и западе Ангарида, а также внутренних морей на западе Северной Америки. Очень уменьшились размеры окраинного моря на юго-восточной периферии Гондванской части Пангеи. Отступление внутренних и сокращение окраинных морей происходило именно за счет воздымания Пангеи, а не в результате глобального падения уровня моря, как предполагают некоторые исследователи (Schopf, 1974; Parrish, 1995 и др.). Вытекает это из того обстоятельства, что почти неизменными все время оставались размеры и особенности размещения окружающих Пангею шельфовых зон. Их площадь почти не изменялась. Сокращались только окраинные моря, а на месте внутренних морских водоемов возникали бассейны внутреннего стока. Таким образом, во второй половине поздней перми и в начале раннего триаса Пангея представляла собой огромный континент высо-

кого стояния, вдоль западных, южных и северо-восточных окраин которого простирались горные системы, отделявшие внутренние зоны от шельфовых морей и океанов. В центральных районах располагались платообразные возвышенности и внутриплитные горные пояса, между которыми находились обширные низменные бессточные области с меандрирующими реками и системами озер.

3. ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ В ПЕРМИ И РАННЕМ ТРИАСЕ

Представленные литолого-палеогеографические карты (рис. 1, 2, 3) достаточно полно освещают пространственное размещение обстановок седиментации в рассматриваемое время. Они дают возможность наметить пояса аридных, гумидных и ледниковых обстановок седиментации и выявить глобальные изменения палеогеографии, условий осадконакопления и климата. При составлении карт главное внимание уделялось выделению крупных и широко распространенных однотипных литолого-фациальных зон как в пределах шельфовых морей, так и во внутриконтинентальных областях. Среди аридных обстановок седиментации были выделены литолого-палеогеографические зоны четырех типов: 1) внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальной, эоловой и озерной красноцветной седиментации, 2) внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальной, озерной и себховой красноцветной гипсованой седиментации, 3) соленосные бассейны, 4) эвапоритово-карбонатные платформы. Среди гумидных обособлены две группы обстановок: 1) внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальные и аллювиально-озерные и 2) угленосные. Области развития ледниковых обстановок подразделены на преимущественно континентальные и преимущественно марино-гляциальные. Шельфовые обстановки осадконакопления разграничены на шельфовые терригенные и терригенно-карбонатные моря, карбонатные платформы и черносланцевые (аноксичные). Кроме того, немасштабными знаками показаны главнейшие палеоклиматические индикаторы: латеритные отложения и бокситы, каолиновые и каолинсодержавшие породы, железные руды.

3.1. Обстановки аридной седиментации

Огромные размеры Пангеи и формирование вдоль ее окраин протяженных горных систем, постепенная регрессия эпиконтинентальных морей и глобальное потепление, связанное с завершением оледенения, приводили, в конечном счете, к возрастанию аридности в низких и средних широтах внутриконтинентальных областей и продвижению к полюсам аридных и семиаридных по-

ясов (Robinson, 1973; Parrish et al., 1986; Parrish, 1993, 1995; Barron, Fawcett, 1995). Эти изменения в пространственном размещении аридных и семиаридных обстановок хорошо фиксируются на литолого-палеогеографических картах (рис. 1, 2, 3).

Начиная с сакмарского века ранней перми и до индского века раннего триаса все центральные районы Пангеи, расположенные севернее и южнее горной страны Центральной Пангеи охватывались обстановками аридного осадконакопления, что позволяет выделить северный и южный аридные пояса. Северный аридный пояс хорошо устанавливается на юге Лавразийской части Пангеи по широкому развитию золотых комплексов, континентальных и прибрежных себх, эвапоритовых и соленосных бассейнов, пересыхающих речных долин (вади), пустынь с плейевыми соляными озерами, красноцветных аллювиальных и аллювиально-озерных отложений (Mckee et al., 1967; Glennie, 1983; Жарков, 1974; Мерзляков, 1979; Peterson, 1980; Drong et al., 1982; Ziegler, 1982; Clemmensen, Abrahamsen, 1983; Glennie, Buller, 1983; Mazzullo et al., 1985; Кухтинов, 1987а, 1987б; Frenzel et al., 1988; Johnson et al., 1988, Afzali et al., 1989; Smith, 1989; Gast, 1991; Kiersnowski et al., 1995; Mazzulo, 1995; Wardlaw et al., 1995). Пояс простирался от западной периферии Северной Америки (бассейны Мидконтинента, Виллстонский, Делаверский и др.) в центральные, южные районы Лавразии (Восточно-Европейский, Днепро-Донецкий, Центрально-Европейский бассейны) и до южных окраин Казахстано-Ангарида (Чу-Сарысуевский бассейн). Южный аридный пояс также намечается вполне уверенно на территории северной половины Гондванской части Пангеи. На западе южного пояса располагались Перуано-Боливийский и Субандийский соленосные бассейны. На западе и северо-западе Аргентины отмечены золотые отложения (Limarino, Spalletti, 1986). В центральных и восточных внутриконтинентальных районах аридные красноцветные аллювиально-озерные, эвапоритовые и пустынные обстановки зафиксированы в бассейнах Амазонском, Парнаиба, Беррейриньяс, Гобонском, Мали-Нигерийском, Северо-Сахарском, Мурзук, Куфра, Абьяд, Мозамбикском (Высоцкий и др., 1973; Blant, 1973; Naim, Smithwick, 1976; Cahen et al., 1984; Klitzsch, 1990; Kogbe, Burollet, 1990; Lefran, Guirand, 1990; Wycisk, 1990; Baud et al., 1993; Broustin et al., 1995; Tankard et al., 1995; Salem, 1996). Вдоль восточной периферии южного аридного пояса простиралась широкая зона карбонатно-эвапоритовых плато, прибрежных и континентальных себх, шельфовых, заливных и внутриостровных солеродных и эвапоритовых водоемов. Она охватывала Северо-Итальянский, Динаридский, Мечекский, Мизийский, Аравийский и др. бассейны (Murris, 1980; Berberian, King, 1981; Zharkov, 1981; Sharief, 1981, 1983; Cassins et al.,

1992; Husseini, 1992; Ustaömer, Robertson, 1993; Alsharhan, Naim, 1995).

Северный и южный аридные пояса разделялись горной страной Центральной Пангеи. Для нее был характерен, по-видимому, рельеф Гималайского типа и, возможно, смена высотных климатических зон от пустынных обстановок в подножьях и предгорьях к горно-степным и горнолуговым обстановкам в средних и верхних поясах. На восточных окраинах горной страны в межгорных котловинах, которые были бассейнами внутреннего стока с разветвленными, меандрирующими реками и озерами, осадконакопление происходило в семиаридных условиях (Cassins et al., 1992, 1995; Ori, 1988; Châteauneuf, Farjanel, 1989). Подобные же семиаридные обстановки могли локально существовать также на западной окраине горной страны.

В пространственном размещении аридных поясов, начиная со второй половины ранней перми, намечаются весьма характерные изменения. Южный Гондванский аридный пояс, в целом, мигрировал на север. В поздне-сакмарско-раннеартиновское время он располагался между 10° – 15° и 40° – 45° ю.ш., тогда как в индском веке раннего триаса его северная граница находилась вблизи экватора, а южная – на 30° ю.ш., что в значительной степени связано с дрейфом Пангеи к северу. Что же касается северного Лавразийского аридного пояса, то за рассматриваемое время он не только в целом сместился на север, но и существенно расширился за счет перемещения северной границы. В поздней перми и раннем триасе Лавразийский аридный пояс занимал постоянное положение между 5° – 15° и 30° с.ш.

Обращают на себя внимание очень важные седиментационные изменения, которые произошли в раннем триасе и, видимо, полностью охватили как северный, так и южный аридные пояса. В это время во всех внутриконтинентальных и прибрежных бассейнах аридных поясов прекратились процессы соленакопления. Эвапоритовая седиментация происходила в условиях либо континентальных себх, плейевых озер или такыров в обстановках аллювиальных и аллювиально-озерных равнин, либо, реже, на перикратонных эвапоритово-карбонатных платформах. Широкое развитие получили разветвленные речные системы и зоны меандрирующих рек (McKee, 1954; Кухтинов, 1987б; Мовшович, 1987; Klitzsch, 1990; Wycisk, 1990). Такие изменения, очевидно, были связаны с возрастанием муссонности климата, усилением сезонных и многолетних колебаний засушливых и влажных периодов (Kutzbach, Gallimore, 1989; Parrish, 1995). Можно поэтому сказать, что в раннем триасе, по-видимому, произошла небольшая гумидизация обстановок седиментации в аридных поясах и условия осадконакопления в них стали

приближаться к семиаридным. Следует отметить еще одно немаловажное изменение в поясах аридной седиментации в это время. В связи с последовательным воздыманием Пангеи и отступлением внутренних морей из ее центральных областей увеличивалось количество и возрастала площадь континентальных бассейнов внутреннего стока с красноцветными аллювиально-озерными, эвапоритовыми и пустынными обстановками осадконакопления, особенно в западных районах суперконтинента.

3.2. Обстановки семиаридной седиментации

В перми и раннем триасе получили исключительно широкое развитие области с недостаточным и сезонным увлажнением. В короткие влажные сезоны в этих областях формировались обширные зоны меандрирования, семиаридные аллювиальные конуса выноса, отложения временных рек с золовыми песчаными дюнами, почвенные карбонатные конкреции и калькриты, красноцветные и пестроцветные аллювиальные и аллювиально-озерные отложения, открытые и закрытые озера с черносланцевой седиментацией, а в продолжительные засушливые сезоны континентальные себховые и соленосные комплексы. Как предполагается (Partish, 1995), такое увлажнение было связано с влиянием сильно ослабленных муссонов во внутриконтинентальных и отгороженных горами от океанов областях Пангеи.

Семиаридные обстановки отмечены на территории Пангеи как в Южном, так и в Северном полушариях, что позволяет выделить южный и северный семиаридные пояса. Южный семиаридный пояс достаточно уверенно намечается в поздней перми на территории южных районов Африки и Южной Америки. В бассейнах Карру, Танзанийском и ряде других установлены отложения аллювиальных равнин, зон меандрирования, паводковых равнин с озерами и плейями (Kreuser et al., 1990; Smith, 1990; Turner, 1990; Yemane, Kelts, 1990). Здесь формировались мощные аллювиально-озерные пестроцветные комплексы с типичными семиаридными аллювиальными конусами выноса. В юго-восточном районе бассейна Карру отмечены также почвенные карбонатные конкреции, сходные с калькритами и плейевый тип гипсовой седиментации (Turner, 1990). Зоны меандрирования на юге Африки и юго-востоке Южной Америки окружали крупные пресноводные озерные бассейны черносланцевой седиментации (Yemane, Kelts, 1990; Yemane, 1993, 1994; Franca et al., 1995). В районах развития крупных озер преобладал местный умеренный гумидный климат со среднегодовыми температурами около 10°C и умеренными сезонными колебаниями (Yemane, 1993). В других районах южно-

го семиаридного пояса предполагается чередование засушливых и влажных сезонов, со скудными осадками, связанными с муссонным климатом (Smith, 1990).

Семиаридные обстановки в северном поясе достаточно надежно выделяются в центре Лавразийской части Пангеи в пределах Московской синеклизы и Волго-Уральской области. В позднеказанско-раннетатарское время здесь формировался сложный комплекс аллювиальных, аллювиально-озерных, субаквальных эвапоритовых, континентальных и прибрежных себховых отложений (Игнатъев, 1963, 1987; Кулева, 1980; Строк, 1987; Твердохлебов, 1987а; Твердохлебов, Шминке, 1990; Лозовский, 1998а; Лозовский, Блом, 1998; Лозовский, Жарков, 1998). Преобладали обстановки непостоянных аллювиально-озерных равнин с сезонными циклами осадконакопления, перерывами в седиментации, образованием почв и каличе, плейевым и себховым гипсонакоплением. Периодически широкое развитие получали разветвленные речные системы, а дальше от областей сноса, возможно, и зоны меандрирования. Отмечается последовательное возрастание гумидности к концу поздней перми (Строк, 1987; Игнатъев, 1987; Твердохлебов, 1987а). Еще одна область семиаридного осадконакопления, входящая в северный пояс, намечается в южный район Казахстано-Ангарида в пределах Чу-Сарысуйской впадины. Здесь в континентальных аллювиально-озерных, пойменных и себховых условиях формировались красноцветные и пестроцветные отложения, континентальные соленосные комплексы с наборами пород сульфатно-натриево-кальциевого состава (глаубериты), указывающими на чередование теплых влажных, засушливых и холодных сезонов. Возможно, создавались условия и для золотого осадконакопления. Зимние температуры могли колебаться от -5 до -15°C, а летние - достигать +20...+30°C (Жеребцова, 1977). В целом северный семиаридный пояс простирался в первой половине поздней перми между 25°-30° и 35°-40° с.ш.

В конце поздней перми и в раннем триасе ширина семиаридных поясов как в Южном, так и в Северном полушариях последовательно увеличивалась. Происходило это, главным образом, за счет смещения высокоширотных границ поясов к полюсам. Южная граница южного семиаридного пояса в раннем триасе располагалась вблизи 70°-75° ю.ш. В состав этого пояса вошла почти вся территория Австралии, где обстановки семиаридного аллювиально-озерного красноцветного осадконакопления отмечаются в бассейнах Боуэн, Мэриборо, Спрингфилд, Тасманском (Браун и др., 1970; Veever, 1984). Северная граница северного семиаридного пояса в раннем триасе находилась между 65° и 70° с.ш. Он охватывал северные предуральские области Восточно-Европейской платформы,

южные и центральные районы Ангариды. Здесь в Печорском, Коротайхинском, Большесынинском, Косью-Роговском, Кузнецком, Горловском, Джунгарском и в западных районах Приверхоанского бассейнов преобладали аллювиальные и аллювиально-озерные обстановки красноцветной и пестроцветной семиаридной седиментации (Чельшев, 1972; Дагис и др., 1979; Калантар, 1987; Неуструева, Богомазов, 1987; Лозовский, Балабанов, 1987). В состав северного семиаридного пояса входили также Таримский, Северо-Китайский и Амурский микроконтиненты, в пределах которых широкое распространение красноцветных флювиальных и пестроцветных пресноводно-озерных отложений установлено в бассейнах Куча, Северо-Китайском, Приханкайском и др. (Котляр, 1984; Wang Hongzhen, 1985; Дуранте, 1998; Лозовский, 1998б).

Таким образом, на протяжении поздней перми и раннего триаса семиаридные условия распространились на обширные области средних и высоких широт Пангеи в обоих полушариях. Преобладающими были аллювиально-озерные обстановки, что позволяет называть пояса их развития "семиаридными аллювиально-озерными". Северный семиаридный пояс в раннем триасе охватывал территорию между 30° и 65° – 70° с.ш. Соизмеримую ширину имел и южный семиаридный пояс, простиравшийся между 30° и 70° – 75° ю.ш. Как видно, оба пояса симметрично располагались относительно экватора. К началу триаса произошло также некоторое выравнивание обстановок седиментации на всей территории Пангеи. Об этом свидетельствует не только исчезновение холмных поясов и расширение поясов семиаридного аллювиально-озерного осадконакопления, но и некоторое увеличение влажности в аридных поясах.

3.3. Обстановки гумидной седиментации

Гумидные обстановки осадконакопления и пояса гумидной седиментации достаточно уверенно выделяются только для пермской эпохи. Они устанавливаются по распространению, главным образом, угленосных бассейнов, а также обстановок сероцветного аллювиального, аллювиально-озерного, болотного и пойменного осадконакопления. Имеющиеся данные позволяют наметить для пермского времени на территории Пангеи северный и южный гумидные пояса (см. рис. 1, 2).

В северном поясе континентальные и прибрежные гумидные обстановки широко развиты в Ангариде и Северном Приуралье. Здесь находились Тунгусский, Кузнецкий, Горловский, Печорский и другие угленосные бассейны (Атлас..., 1968; Чельшев, 1972; Богомазов и др., 1984; Мейен, Голубева, 1984; Юзвический и др., 1984; Гуревич, 1987; Бетехтина и др., 1988; Дуранте, Могучева, 1998). В позднесакмарско-раннеартинское

время гумидный угленосный пояс охватывал всю северную окраину Пангеи, расположенную севернее 30° – 40° с.ш. В позднеказанско-раннетатарское время пояс занимал те же районы Ангариды и Приуралья и простирался к северу от 40° – 45° с.ш. В северной его части известны марино-гляциальные и сезонные ледовые отложения (Чумаков, 1994).

Южный гумидный угленосный пояс в позднесакмарско-раннеартинское время находился между 50° – 55° и 70° – 75° ю.ш. В его состав входили угленосные бассейны Карру, Рухуху, Луангва и др. на юге Африки, Сокоа на западе Мадагаскара, Дамадор, Джгория, Маханади, Сатпура и др. в Индостане, Боуэн на востоке Австралии (Ahmad, 1964; Браун и др., 1970; Kreuser, Semkiwa, 1987; Cook, 1990; Kreuser et al., 1990; Smith, 1990; Turner, 1990; Mishra, 1991; Mitra, 1991; Langford, 1992). В поздней перми южный пояс охватил почти всю территорию Восточной Гондваны, включая Австралию и Антарктиду, и располагался южнее 55° – 60° ю.ш. В Африке гумидные условия сохранились только на крайнем юге, где находился угленосный бассейн Джугела Ферри-Врихейд (Yemane, Kelts, 1990). На территории Индостана в состав пояса входили упомянутые выше угленосные бассейны, а в Австралии – все юго-восточные области, где располагались угленосные бассейны Боуэн, Денисон, Сиднейский, Тасманский, Мари и др. (Langford, 1992). В некоторых угленосных бассейнах (Сиднейском, Тасманском, Марри) установлены марино-гляциальные и континентальные ледниковые отложения позднепермского (казанского) возраста (Caputo, Crowell, 1985; Langford, 1992; Crowell, 1995; Eyles et al., 1998). Это позволяет считать, что в южном гумидном угленосном поясе эпизодически возникали ледники.

В рассматриваемое время существовала еще одна обширная область гумидной седиментации, которая охватывала Катазийские и Киммерийские микроконтиненты, а также окраинные прибрежные зоны Пангеи. Она выделяется как экваториальная гумидная угленосно-бокситоносная. Угленосные бассейны, аллювиальные, аллювиально-озерные, аллювиально-пойменные и болотные обстановки здесь установлены на Северо-Китайском, Амурском, Таримском, Южно-Китайском и Чангтанском микроконтинентах, а также в пределах Цайдамского, Цинлинского и Сунпань-Ганьцзыйского террейнов (Котляр, 1984; Lee, 1984, 1985a, 1986a, b; Ulmishak, 1984; Sheng et al., 1985; Wang Hongzhen, 1985; Yang Zunyi et al., 1986; Enos, 1995; Дуранте, 1998). Области бокситообразования отмечены на Северо-Китайском, Южно-Китайском, Индокитайском, Западно-Иранском микроконтинентах, а также в пределах Кавказской и Памирской окраин Пангеи (Левен, 1984; Enos, 1995).

В раннем триасе повсеместно на всей территории Пангеи, Катазийских и Киммерийских микроконтинентов прекратилось углеобразование. Гумидные пояса раннетриасового времени намечаются только в приполярных зонах Северного и Южного полушария по преобладанию в разрезах сероцветов на окраине Ангариды и в Антарктиде (Дагис и др., 1979; Садовников, Орлова, 1997; Retablak, 1999).

Таким образом, можно отметить, что на протяжении поздней перми и раннего триаса в гумидных поясах произошел ряд важных изменений. Во-первых, в раннем триасе повсеместно перестали существовать даже в гумидных поясах обстановки, благоприятные для углеобразования. Во-вторых, семиаридные обстановки осадконакопления последовательно захватывали области гумидной седиментации, повсеместно сокращая их площадь. В-третьих, гумидные пояса переместились к полюсам. Все эти изменения, очевидно, были связаны с общим потеплением и семиаридизацией климата.

3.4. Обстановки ледниковой седиментации

Наиболее значительные биосферные преобразования, как уже отмечалось, начались в завершающие стадии верхнепалеозойских оледенений, по-видимому, еще в сакмарском веке ранней перми. Как полагает большинство исследователей, максимального распространения раннепермские ледники достигали в ассельско-сакмарское время (Visser, 1996; Crowell, 1995). В это время оледенение охватило высокие и средние палеошироты Южной Америки, Африки (с южной Аравией и Мадагаскаром), Индии, Тибета, Австралии; его влияние, видимо, распространялось также на Малакко-Бирманский блок. Видимо, почти целиком была покрыта ледниками Антарктида. Ширина южного ледникового пояса временами достигала 45–50°. Ледниковые щиты и горные ледники оставили на этих континентах многочисленные следы ледниковой экзарации (штрихованное ледниковое ложе со всеми характерными текстурами, троговые долины, фиорды), базальные тиллиты, флювио-, озерно- и марино-гляциальные отложения. Последние имеют особенно широкое распространение. Марино-гляциальные отложения формировались с участием шельфовых ледников, талых ледниковых вод, айсбергов и в большей или меньшей степени перерабатывались подводно-колювиальными процессами. Во второй половине сакмарского – начале артинского веков ледники повсеместно начали отступать и ледниковый пояс сильно сузился. Его северная граница стала располагаться в районе Южного полярного круга (рис. 1).

В Южной Африке в раннепермское время в бассейнах Карру, Калахари и Карасбург отложилась

мощная серия ледниковых отложений (верхняя часть группы Двайка). По периферии бассейнов и на разделявших их поднятиях она представлена континентальными ледниковыми отложениями, а в центральных и юго-западных частях бассейнов – главным образом марино-гляциальными. Последние следы айсбергового разноса в Южной Африке отмечены в основании группы Экка, в нижней части формации Принц Альберт, имеющий, по-видимому, артинский возраст.

В Австралии нижнепермские ледниковые отложения сохранились в многочисленных осадочных бассейнах, протягивающихся от о-ва Тасмания на юге до зал. Ж. Бонапарта на севере и от западного до восточного побережья. Многие исследователи считают, что пермские оледенения начались здесь в сакмарский век и, сокращаясь в размерах, продолжались с перерывами в артинский и кунгурский до казанского (Crowell, Frakes, 1971) или уфимского (Eyles et al., 1998). Другие авторы определяют возраст оледенения в Австралии, как ассельско-раннесакмарский и полагают, что после него покровных оледенений не было (Dickins, 1996; Lindsay, 1997).

Важнейшие центры располагались в западной, центральной и южной Австралии (Lindsay, 1997) и, видимо, в Большом артезианском бассейне (Frakes, 1979). Мощное оледенение охватывало горные хребты восточного побережья континента. Текстуры ледникового ложа и тиллитов указывают на то, что в прибрежной зоне Южной Австралии ледники двигались с юго-востока на северо-запад, наступая со стороны Антарктиды (Lindsay, 1997; Bourman, Alley, 1999). В юго-восточную Австралию айсберговый ледниковый материал тоже в значительной степени мог поступать из Антарктиды (Eyles et al., 1998).

В Южной Америке нижнепермские ледниковые отложения известны в нескольких бассейнах к югу от 10° современной ю.ш. Самым крупным из них является бассейн Парана в Южной Бразилии. Верхнепалеозойские ледниковые отложения выделяются здесь в группу Итараре. К ранней перми относится большая, верхняя ее часть. Относительно стратиграфического объема последней мнения расходятся. Большинство исследователей считает, что она имеет ассельско-сакмарский или же ассельско-артинский возраст (França et al., 1995), хотя высказывалось также мнение о кунгурском возрасте ее самой верхней части.

В группе Итараре, также как в нижнепермских ледниковых разрезах других континентов, наблюдается неоднократное чередование континентальных и марино-гляциальных фаций, ледниковых и межледниковых эпизодов, причем последние нередко сопровождалась угленакплением. В Южной Америке было несколько центров оледенений. В восточную часть бассейна Парана ледники

проникали с юго-востока из южной Африки, а в западную – с поднятия Асуньсон Южной Америки (França et al., 1995). В прогиб Серджипе-Алагас ледниковый язык приходил со стороны Экваториальной Африки.

Следы раннепермских оледенений довольно многочисленны и на Индостанском полуострове. Здесь преобладают континентальные ледниковые отложения (сохранившиеся, главным образом, в многочисленных грабенах), а в северном обрамлении полуострова – марино-гляциальные отложения. Тиллиты, валунные конгломераты и другие ледниковые отложения залегают в основании сакмарско-артинской свиты Талчир (Chandra, 1992). Во многих местах в подошве этой свиты наблюдалось ложе с характерными признаками ледниковой экзарации. Направление штриховки на ледниковом ложе, ориентировка удлиненных камней и другие текстуры в тиллитах, за некоторым исключением, согласованно указывают на общее движение ледников с юга и юго-востока (Ahmad, 1981), т.е. со стороны Антарктиды и Австралии.

В Антарктиде верхнепалеозойские ледниковые отложения широко распространены в Трансантарктическом хребте, известны в обрамлении шельфового ледника Ронне и в некоторых прибрежных районах атлантического сектора Восточной Антарктиды. Ледниковые отложения выполняют несколько осадочных бассейнов и представлены континентальными и марино-гляциальными фациями. Их возраст обычно определяют как каменноугольный и раннепермский (Isbell et al., 1997). Современный ледниковый покров затрудняет детальную реконструкцию позднепалеозойского оледенения Антарктиды, но поскольку в начале ранней перми ледники с этого континента, как уже отмечалось, распространялись до Южной Африки, Индии и Южной Австралии, очевидно, что вся Восточная Антарктида подвергалась в это время мощному оледенению. Оно не могло закончиться раньше артинского века, так как антарктические ледники достигали в это время Южной Африки (Visser, 1997) и Индии (Chandra, 1992), а в Юго-Восточную Австралию антарктические айсберги приносили обломочный материал вплоть до кунгурского века (Eyles et al., 1998).

В Северном полушарии достоверных признаков раннепермских оледенений не обнаружено. Указания на следы ледовых, ледниковых и флювиогляциальных отложений здесь единичны (Андрианов, 1966; Бобин, 1940), но генезис этих отложений не доказан достаточно (Чумаков, 1994).

В позднеказанско-раннетатарское время устанвливаются только эпизоды гляциального осадконакопления в приполярных гумидных поясах Южного и Северного полушарий. В южном приполярном поясе следы айсбергового и ледового разноса (“дропстоуны”) отмечены в казанских

или татарских отложениях в Юго-Восточной Австралии в Сиднейском и Тасманском угленосных бассейнах, в бассейне Марри, в северной части гор Принца Чарльза (Crowell, Frakes, 1971; Crowell, 1995; Eyles et al., 1998).

В приполярных областях Северного полушария ледовые и марино-гляциальные отложения позднеказанского и раннетатарского возраста установлены среди морских образований в пределах Колымского и Охотского массивов (Эпштейн, 1973; Чумаков, 1994). Возможно, также, они есть и в Верхоянском складчатом поясе (Андрианов, 1966) и на Омолонском массиве (Кашик и др., 1990). Наличие марино-гляциальных отложений указывает на существование в середине поздней перми в некоторых северо-восточных районах Пангеи наземных ледников, которые местами достигали уровня моря и образовывали айсберги, а, возможно, и шельфовые ледники (Чумаков, 1994). Эти геологические данные хорошо согласуются с палеомагнитными и геодинамическими реконструкциями, в соответствии с которыми северный гумидный эпизодически гляциальный пояс располагался севернее 60° с.ш. (Храмов и др., 1982; Scotese, Langford, 1995; Парфенов и др., 1999) или 70° с.ш. (Ziegler et al., 1998).

Раннетриасовые ледниковые отложения не установлены ни в северных, ни в южных приполярных районах Пангеи. Приполярные области обоих полушарий Земли в раннем триасе были, как уже отмечалось, теплыми гумидными.

3.5. Морские обстановки карбонатного и эвапоритово-карбонатного осадконакопления

При анализе особенностей пространственного размещения обстановок морской седиментации во время поздней перми и раннего триаса, в первую очередь, обращает на себя внимание исключительно широкое развитие карбонатонакопления во многих шельфовых морях, окружавших Пангею, Катазийские и Киммерийские микроконтиненты, а также во многих внутренних морях на территории Лавразии и Гондваны. Особенно показательным в этом отношении было позднеказанско-раннетатарское время (рис. 2).

Вдоль западной периферии Пангеи карбонатонакопление происходило почти во всех шельфовых морях между 45° и 50° с.ш. Наиболее обширные мелководные рамповые карбонатные платформы открытого шельфа и карбонатные платформы окаймленных шельфов внутренних морей намечаются на западной окраине Гондванской части Пангеи в пределах Перуанского, Перуано-Боливийского и Субандийского бассейнов (França et al., 1995; Helwig, 1972; Sempere, 1995). Здесь во внутренних морских бассейнах также

формировались эвапоритово-карбонатные платформы.

Второй крупной областью карбонатной седиментации на западе Пангеи была юго-западная окраина Северной Америки. На этой территории прослеживается протяженная зона взаимосвязанных окраинных морей, охватывающая бассейны Чиуауа, Марфа, Педрегоса, Центрально-Аризонский, Центральной Юты, Драй-Маунтин, Фосфория, Центрального Вайоминга и др., в пределах которых формировались мелководные шельфовые преимущественно окаймленные карбонатные платформы (Franzel et al., 1988; Johnson et al., 1988; Mazzullo, 1995; McKee et al., 1967; Peterzson, 1980; Rascoe, 1988; Ross, Ross, 1995; Wardlow et al., 1995). На западе эта зона отделялась от открытого океана островными поднятиями (Англер и др.) и цепочкой вулканогенных островных дуг, а на востоке ограничивалась горными сооружениями (Анкомпагре, Педернал, Диабло и др.), которые отделяли ее от эвапоритовых бассейнов Мидконтинента. В целом вся система карбонатных шельфовых морей, островных дуг и разделяющих их проливов представляла собой промежуточную область между открытым океаном на западе и внутриконтинентальными эвапоритовыми бассейнами на востоке (Жарков, 1974, 1978; Zharkov, 1981). Ряд крупных морских бассейнов далеко внедрялись в континент и были типичными заливообразными внутренними морями, которые соединялись узкими проливами с бассейнами промежуточной области. Одним из них был Делаверский бассейн, связанный узким проливом Ховей с карбонатными морями Марфа и Чиуауа. Вдоль всей периферии Делаверского бассейна установлен характерный ряд замещений от зарифовых фаций к пизолитовым карбонатным мелям, терригенно-карбонатным приливно-отливным и лагунным эвапоритовым зонам и, наконец, к прибрежной себхе и озерам, а в сторону центра бассейна наблюдается переход от массивных рифов к предрифовому склону и к глубоководной внутривосстановленной зоне глубиной от 300 до 550 м с тонкослоистыми терригенно-карбонатными отложениями (Garber, Harris, 1993; Mazzullo, 1995). В последующем в глубоководной некомпенсированной осадками зоне происходило сульфато- и соленакопление (Anderson, Dean, 1995; Lowenstein, 1988). Все имеющиеся данные свидетельствуют о том, что карбонатное и эвапоритовое осадконакопление во всех окраинных и внутренних морских бассейнах юго-западной периферии Северной Америки происходило в тепловодных условиях в обстановках аридного тропического климата (Anderson, Dean, 1995).

Широкое развитие обстановок карбонатной седиментации установлено в шельфовых морях, занимавших северную окраину Пангеи (Stemmerik, 1995; Beauchamp et al., 1989; Trettin, 1989;

Dixon, Dietrich, 1990; Davies, Nassichuk, 1991; Jensen, Sørensen, 1992; Koyi et al., 1993; Beauchamp, 1995; Breivik et al., 1995; Nassichuk, 1995; Stemmerik, Worsley, 1995). Карбонатные платформы окаймленных шельфов различной ширины и протяженности прослеживаются вдоль южного склона Свердрупского бассейна, на восточном и, возможно, западном бортах Норвежско-Гренландского бассейна, а также на юго-восточном шельфе Баренцевского бассейна. Карбонатные платформы этих бассейнов существенно различаются между собой. Так, для сравнительно узкого Свердрупского карбонатного окаймленного шельфа характерна обедненная биота, среди которой доминирует так называемая "мшанковая ассоциация", а в составе карбонатного материала преобладает низкомагнезиальный кальцит и наблюдается повышенное содержание глауконита, что позволило считать эти шельфовые карбонатные отложения сформировавшимися в умеренных холодноводных условиях (Beauchamp, 1993, 1995). Для Баренцевоморской карбонатной платформы также характерно широкое развитие массивных брахиоподовых и мшанковых известняков, кремней и биотурбаций, образование которых происходило в мелководных, обогащенных кислородом и, по-видимому, умеренно-холодноводных обстановках (Stemmerik, Worsley, 1995). В отличие от этого, в пределах Норвежско-Гренландского бассейна шельфовые карбонатные платформы образованы мшанково-водорослевыми холмами, достигающими мощности до 70 м и ширины около 500 м, окруженными мелководными оолитовыми и аллотигенными карбонатами, которые в прибрежной зоне замещаются себховыми приливно-отливными и лагунными отложениями, представленными известковыми мергелями, водорослевыми карбонатами, нодулярными мозаичными гипсами, оолитовыми грейнстоунами (Stemmerik, 1995). Такие по- существу эвапоритово-карбонатные платформы формировались в тепловодных условиях в семиаридной климатической зоне.

На восточной периферии Пангеи обстановки карбонатной седиментации имели особенно широкое развитие. Они охватывали все шельфовые моря, расположенные вдоль Гондванской и Лавразийской окраин Пангеи между 45° ю.ш. и 30° с.ш. Этот пояс карбонатнакопления, простиравшийся в Южном полушарии – с юго-востока на северо-запад, а в Северном полушарии с юго-запада на северо-восток, почти целиком находился в межсубтропической зоне, что обуславливало тепловодные условия карбонатной седиментации и формирование, наряду с карбонатными, также эвапоритово-карбонатных платформ. Одна из крупнейших эвапоритово-карбонатных платформ располагалась в пределах Аравийского полуострова. Она занимала почти всю северо-восточную половину полу-

острова, простираясь более чем на 4500 км при ширине от 1000 до 2500 км. Это была шельфовая перикратонная окаймленная платформа с литоральным и сублиторальным карбонатонакоплением, а также участками с супралиторальными себховыми зонами или обстановками мелководного субаквального эвапоритообразования (Murgis, 1980; Berberian, King, 1981; Sharief, 1981, 1983; Husseini, 1992; Alsharhan, Nairn, 1995). С северо-востока платформа ограничивалась протяженными рифогенными постройками, оконтуривающими глубоководный континентальный склон (Murtis, 1980; Alsharhan, Nairn, 1995). На северо-западе Аравийская эвапоритово-карбонатная платформа отделялась относительно глубоководным карбонатно-глинистым шельфом от Таврической карбонатной платформы, которая, по-видимому, принадлежала к перикратонному рамповому типу, окаймляя с юго-запада узкий океанический рифтогенный трог. Еще северо-западнее выделяется Тунисская карбонатная шельфовая платформа (Lys, 1988). Севернее трога располагалась обширная Итало-Динаридская эвапоритово-карбонатная платформа, охватывающая, по всей вероятности, Доломитовые и Карнийские Альпы, хр. Дравт, а также горный массив Дурмидор и зону Высокого Карста в Динаридах (Miljush, 1973; Bugisch et al., 1976; Zharkov, 1981). Палеогеографические реконструкции позволяют предположить, что восточнее Итало-Динаридской платформы располагался суша, а к востоку от нее находился Мизийский солончатый бассейн, с востока ограничивавшийся окаймленной эвапоритово-карбонатной платформой (Жуков и др., 1976; Zharkov, 1981).

Вдоль юго-восточной окраины Лавразии на шельфе Палеотетиса намечается протяженная Кавказская карбонатная платформа, сложенная разнообразными водорослевыми, мшанковыми, брахиоподовыми, губковыми, коралловыми, оолитовыми и калькарениновыми известняками с многочисленными рифогенными постройками, формирование которых происходило в литоральной и сублиторальной зонах мелководного шельфа (Миклухо-Маклай, Миклухо-Маклай, 1966; Левен, 1993; Котляр и др., 1984; Ростовцев, 1984). По-видимому, Кавказская карбонатная платформа также принадлежала к перикратонному окаймленному типу, но вполне возможно, что в нее входили несколько связанных между собой самостоятельных перикратонных карбонатных платформ. На северной шельфовой окраине Палеотетиса в поздней перми предполагается существование Афгано-Памирской перикратонной карбонатной платформы, в пределах которой происходило формирование биогермных и органогенно-обломочных карбонатных построек, глинистых известняков и мергелей, оолитовых карбонатов в обстановках литорального и сублиторального осадко-

накопления (Миклухо-Маклай, 1963; Левен, 1984; Дронов, Кафарский, 1980; Левен и др., 1989).

Еще один крупный регион тепловодного карбонатонакопления охватывал Киммерийские и Катазийские микроконтиненты, значительные площади которых, как отмечалось, были заняты шельфовыми морями. Карбонатные платформы располагались здесь по всей южной и северной периферии Киммерийских микроконтинентов, протягиваясь от Западного Ирана до Сибамесу. В пределах Катазийских микроконтинентов обстановки карбонатной седиментации преобладали на их западных окраинах и в ряде центральных областей. На территории Западного и Центрального Ирана находилась обширная карбонатная платформа, в окраинных зонах которой преобладали условия сублиторального и внутрилиторального шельфового карбонатонакопления, а в центральных областях располагался относительно глубоководный бассейн с глинисто-известняковым и черносланцевым осадконакоплением (Alsharhan, Nairn, 1995). Иранская платформа на северо-востоке, по-видимому, соединялась с карбонатной платформой, сформировавшейся в пределах Южно-Афганского срединного массива и, возможно, Сулейман-Киртарской области юго-восточного Афганистана. Сплошной чехол шельфовых, преимущественно литоральных и сублиторальных карбонатных отложений в поздней перми охватывал здесь зоны Зури, Хуспасруд, Гильменд, Тирин, Логар, Аргандаб и северо-западную часть прогиба Катаваз (Дронов, Кафарский, 1980). Как можно судить по принятому варианту плитной реконструкции (Scotese, Langford, 1995), восточнее, по всей вероятности, единой Ирано-Южно-Афганской карбонатной платформы находилась еще одна карбонатная платформа, которая охватывала западные и южные периферийные зоны микроконтинента Чангтан (Северный Тибет). Она окаймляла с запада и юга прибрежную область паралических и континентальных обстановок седиментации, расположенную в северных центральных районах (Enos, 1995). Предполагается, что эта карбонатная платформа простиралась далеко на восток, охватывая южные и восточные окраины Сибамесу (Hutchison, 1989). На территории Южно-Китайского микроконтинента мелководная карбонатная платформа формировалась на большей части северной и западной половины кратона; в ее южной окраине располагались рифогенные барьерные сооружения (Sheng et al., 1985; Enos, 1995). Возможно, значительная по протяженности окаймленная шельфовая карбонатная платформа простиралась вдоль восточной и северо-восточной окраин Амурского микроконтинента в пределах Восточно-Сихотэ-Алинской зоны (Котляр, 1984).

Наконец, следует отметить один из самых крупных внутренних морских бассейнов эвапори-

тово-карбонатного осадконакопления – Восточно-Европейский. Карбонатная и периодически в некоторых районах эвапоритовая седиментация здесь происходила вплоть до конца казанского, а в ряде участков – и до начала татарского века (Атлас..., 1968; Жарков, 1974). На протяжении всего этого времени на востоке Восточно-Европейской платформы, охватывая Прикаспийскую синеклизу, Волго-Уральскую область и север Московской синеклизы, формировалась громадная эвапоритово-карбонатная платформа, в пределах которой осадконакопление происходило в мелководных шельфовых обстановках, условиях аридного и семиаридного климата и сопровождалось субаквальной и себховой сульфатной седиментацией, а также образованием крупных соледородных бассейнов в северных окраинах Прикаспийской впадины и прилегающих районах.

Таким образом, на протяжении поздней перми в шельфовых морях, окружающих Пангею, Катазийские и Киммерийские системы микроконтинентов, преобладала карбонатная и эвапоритово-карбонатная седиментация. Особенно широкое развитие получили обстановки тепловодного осадконакопления, приуроченные к аридным и семиаридным климатическим поясам. Они охватывали все морские бассейны, расположенные вокруг и внутри Пангеи между 40°–50° с.ш. и 40°–50° ю.ш. Практически сплошной пояс карбонатных и эвапоритово-карбонатных платформ простирался вдоль западной периферии Пангеи в пределах межсубтропической зоны. Еще более грандиозный пояс эвапоритово-карбонатных и карбонатных платформ протягивался на восточной окраине Пангеи, начиная от Аравийского полуострова на юге до Кавказской области на севере и далее, захватывая Восточно-Европейский бассейн почти до Баренцева моря. Третий обширный пояс тепловодных обстановок карбонатонакопления был приурочен к шельфовым морям Киммерийских и Катазийских микроконтинентов. Он целиком располагался в пределах экваториально-тропической зоны. Одной из характерных особенностей этих платформ было широкое развитие в некоторых районах (Западный Иран, Южно-Китайский кратон) перерывов в осадконакоплении с образованием карста и локальным бокситообразованием (Enos, 1995). В позднепермское время карбонатонакопление происходило также и в умеренно-холодноводных условиях. Они зафиксированы в северном среднеширотном гумидном поясе, где карбонатные платформы формировались на шельфах Свердрупского и Баренцевского бассейнов. Свообразные верхнепермские карбонатные (преимущественно известняковые) отложения, которые условно названы “бивальвиевыми рифами” (Ганелин, 1997), встречаются в северном и южном холодно-умеренных поясах. На севере они известны на Омолонском и Приколым-

ском массивах, острове Врангеля, а на юге – в Новой Зеландии. Известняки эти характеризуются таксономически обедненными, но количественно богатыми биотами, отсутствием теплолюбивых рифостроителей, других обитателей тепловодных карбонатных платформ и преобладанием пелиципод (иногда очень крупных) с брахиоподами (Руннегар, 1984; Ганелин, 1997). В нижней перми Тасмании подобные известняки по простиранию замещаются тиллитами (Rao, 1981).

Характерная особенность всех пермских шельфовых карбонатных морей – весьма ограниченное развитие вдоль их прибрежных зон обстановок терригенного осадконакопления. Так, в прибрежных участках Аравийской эвапоритово-карбонатной платформы терригенные осадки отмечены только вдоль юго-западной окраины, а также в некоторых локальных участках вблизи небольших поднятий в Загросе, на юго-востоке Таврической области и на западе Аравии (Alsharhan, Naim, 1995). Узкие зоны песчаных отмелей и пляжей, либо сравнительно небольших по протяженности себховых супралиторальных зон, выявлены вокруг многих других карбонатных и эвапоритово-карбонатных платформ как на западной, так и на восточной окраинах Пангеи. Даже в случае развития обширной полосы прибрежной себхи и пересыхающих озер (плайя), как это установлено в пределах Кэпитенского шельфа Делаверского бассейна, где ширина себховой фашиальной зоны достигает нескольких десятков километров (Garber, Harris, 1993; Mazzullo, 1995), терригенные осадки имеют ограниченное распространение, а преобладают здесь мозаичные гипсовые породы, переслаивающиеся с доломитами. Карбонатные платформы в пределах Киммерийских террейнов в своих окраинных прибрежных участках тоже ограничены очень узкими зонами кластических осадков, что хорошо фиксируется для Ирано-Южно-Афганской карбонатной платформы. Лишь на территории Южно-Китайского микроконтинента в начале татарского века литоральные морские терригенные фации получили относительно широкое развитие вокруг поднятия Камдиан (Enos, 1995). Также весьма узкими прибрежными шельфовыми терригенными осадками, представленными преимущественно тонкозернистыми песчаниками, окаймлены карбонатные платформы в Свердрупском и Баренцевском бассейнах (Beauchamp, 1995; Stemmerik, Worsley, 1995). Только в пределах Приуральской окраины Восточно-Европейского бассейна зафиксировано обширное распространение терригенных отложений, накопившихся в прибрежных зонах (Chuvashov, 1995).

В раннем триасе произошло значительное сокращение шельфового карбонатонакопления, особенно на северной и западной окраинах Пангеи, где появились обширные терригенные шельфы. Однако принципиальная картина размеще-

ния карбонатных платформ в целом сохранилась прежней.

Ограниченное развитие прибрежных кластогенных осадков в большинстве шельфовых карбонатных морей свидетельствует о том, что карбонатные и эвапоритово-карбонатные платформы, формировавшиеся вдоль низменных окраин Пангеи, Катазийских и Киммерийских континентов в аридных и семиаридных климатических зонах, соседствовали с пустынными областями, что подтверждается установлением здесь эоловых образований и дюн. В гумидных зонах карбонатные платформы располагались вблизи заболоченных побережий с небольшим количеством мандрирующих рек. Таким образом, карбонатные платформы как бы блокировали низменные окраины Пангеи, подчеркивая тем самым, что на этом суперконтиненте преобладали палеогеографические условия, благоприятные для внутреннего, а не для внешнего речного стока.

3.6. Обстановки черносланцевой седиментации

Аноксические обстановки, благоприятные для черносланцевого осадконакопления, во второй половине ранней перми, а также в поздней перми и раннем триасе были характерны для многих шельфовых морей и внутриконтинентальных озерных водоемов. Они зафиксированы во всех климатических поясах.

Весьма широкое развитие холодноводных и умеренно-холодноводных аноксических обстановок черносланцевой седиментации установлено в шельфовых морях северной окраины Пангеи. В позднекамарско-раннеартинское и в позднеказанско-раннетатарское время здесь располагалась протяженная зона взаимосвязанных черносланцевых бассейнов, простиравшаяся от северных окраин Аляски до восточных районов Баренцева моря. В нее входили бассейны Свердрупский, Вендел, Бьерна, Хаммерфест, Нордкапп, Северо-Восточного Шпицбергена и, возможно, Северо-Ново-Земельский (Beauchamp, 1995; Stemmerik, Worsley, 1995). Глубоководные внутренние области этих бассейнов характеризовались застойными аноксическими условиями осадконакопления. В Свердрупском бассейне аккумуляция спикуловых кремней сначала происходила в условиях проградационного клиноформного заполнения глубоководных зон и осушения отдельных участков окаймленной карбонатной платформы с последовательным осаждением спикуловых глинистых илов, прослоев и линз карбонатов и глауконитсодержащих песков, а затем – формированием преимущественно спикуловой кремнистой толщи в холодноводных климатических условиях (Beauchamp, 1995). В бассейнах Вендел, Бьерна, Хаммерфест, Нордкапп и Северо-Восточного Шпицбергена в это время

также преобладали обстановки глубоководного застойного осадконакопления. Здесь происходила аккумуляция биотурбидитных кремнистых спикуловых сланцев в наиболее погруженных центральных зонах, а в более мелководных шельфовых участках вблизи карбонатных платформ – темноцветных глинистых илов с тонкими прослоями биокластических карбонатов (пакстоунов и вакстоунов) (Stemmerik, Worsley, 1995).

Севернее Свердрупско-Баренцевской зоны бассейнов черносланцевой седиментации намечается крупный Верхояно-Чукотский бассейн аноксического осадконакопления. Его границы в настоящее время устанавливаются весьма условно по разрозненным и удаленным друг от друга районам распространения черносланцевых отложений в пределах Колымо-Чукотской и Верхоянской областей, а также на островах Арктического бассейна (Эпштейн, 1973; Ганелин, 1984а, 1984б, 1984в, 1984г, 1997; Устрицкий, 1984, 1993; Кашик и др., 1990). На о. Врангеля эти отложения представлены тонкослоистыми, ленточными микритовыми сероводородистыми известняками и черными глинистыми сланцами, а также пестроцветными сланцами с кремнисто-марганцевыми конкрециями (Ганелин, 1997). В южной части Яно-Колымской области преобладают черные аргиллитовые и алевролит-аргиллитовые породные массивные и микрослоистые ассоциации, формирование которых происходило преимущественно в спокойных застойных гидродинамических условиях во внутренних удаленных от берега зонах морского бассейна (Эпштейн, 1973). В целом обстановки холодноводной и умеренно-холодноводной черносланцевой седиментации в глубоководных морях северной окраины Пангеи охватывали многие бассейны, приуроченные как к среднеширотному гумидному, так и к приполярному умеренному эпизодически гляциальному климатическим поясам.

Тепловодные морские аноксические обстановки черносланцевого осадконакопления зафиксированы в ряде районов субтропических и тропических зон. Они предполагаются в бассейнах Фосфория, Чиуауа и некоторых других на юго-западной периферии Северо-Американской окраины Пангеи, где черносланцевая седиментация, возможно, продолжалась до конца казанского века (Sheldon et al., 1967; Ettenson, 1994; Woods et al., 1991). На восточной периферии Пангеи аноксические условия периодически возобновлялись во многих районах на территориях Аравийской и Итало-Динаридной эвапоритово-карбонатных платформ (Zharkov, 1981; Alsharhan, Nairn, 1995). На юго-востоке Лавразийской части Пангеи и в прилегающих участках северо-западной окраины Таримского микроконтинента условия, благоприятные для черносланцевой седиментации, длительное время сохранялись в Северо-Таримском бассейне (Enos, 1995). Еще один район развития аноксических ус-

ловий осадконакопления охватывал центральные и северо-восточные области Центрально-Иранского микроконтинента, где в относительно глубоководных участках внутренних зон карбонатной платформы накапливались черные микритовые битуминозные известняки, черные мергели и сланцы с линзами и конкрециями кремней (Geological..., 1977; Sharief, 1981, 1983; Hussein, 1992; Alsharhan, Nairn, 1995). Необходимо отметить, что все отмеченные районы и бассейны тепловодного черносланцевого осадконакопления были приурочены к мелководным шельфовым областям морских акваторий, расположенных либо вблизи эвапоритовых бассейнов, либо непосредственно в пределах эвапоритово-карбонатных или карбонатных платформ.

Широкое распространение, особенно, начиная с казанского века, получили также озерные условия черносланцевого осадконакопления. Как уже упоминалось, протяженный пояс подобных громадных пресноводных озер простирался вдоль южных окраин Западной Гондваны, занимая значительные пространства Южной Америки и Южной Африки (Padula, 1969; Yemane, Kelts, 1990; Yemane, 1993, 1994; França et al., 1995). Видимо, крупный черносланцевый озерный бассейн существовал в пределах Тургайской низменности на юге Казахстано-Ангарида в Лавразии (Атлас..., 1968).

В раннем триасе количество бассейнов черносланцевой седиментации уменьшилось. На северной окраине Пангеи сохранился Свердрупско-Баренцевский бассейн и небольшой бассейн на Чукотке (Дагис и др., 1979; Trettin, 1989; Wignall, Hallam, 1992; Ettensohn, 1994; Wignall, Twitchett, 1996). Продолжал существовать Северо-Итальянский бассейн (Wignall, Hallam, 1992; Wignall, Twitchett, 1996). Новый черносланцевый бассейн намечается в Предгималайской зоне Индостана (Кароог, Токуока, 1985). Кроме этого, в раннем триасе выделяется глубоководный черносланцевый бассейн вдоль континентальных склонов Амурского и Северо-Китайского микроконтинентов (Isazaki, 1994; Брагин, 2000).

В целом представляется возможным выделить несколько типов бассейнов аноксической черносланцевой седиментации. Первый тип охватывает шельфовые глубоководные бассейны, расположенные в окраинных морях на периферии Пангеи. К ним можно отнести Свердрупско-Баренцевский и Колымо-Чукотский бассейны. Второй тип объединяет черносланцевые бассейны, формирование которых происходило во внутренних более глубоководных зонах карбонатных платформ. Среди таких бассейнов можно назвать Предгималайский и Центрально-Иранский. Третий тип характеризуется промежуточным расположением бассейнов аноксической седи-

ментации между солеродными или эвапоритовыми бассейнами, с одной стороны, и шельфовыми зонами карбонатного осадконакопления, с другой. К этому типу принадлежат бассейны Фосфория, Чиуауа, Северо-Итальянский, Северо-Таримский и некоторые другие. Наконец, последний, четвертый тип объединяет озерные внутриконтинентальные черносланцевые бассейны.

Обращает на себя внимание пространственная близость многих бассейнов черносланцевой седиментации к эвапоритовым зонам и солеродным бассейнам того же возраста или предшествующего пермского соленакопления. Как известно (Zarkov et al., 1979), в недрах эвапоритовых бассейнов накапливаются огромные массы высококонцентрированных рассолов, которые в последующем через подземный сток могут поступать в шельфовые зоны и промежуточные бассейны. Подземный сток тяжелых соленых рассолов в погруженные участки шельфов или в глубоководные бассейны окраинных морей создавал соленую стратификацию вод и застойные условия, благоприятные для накопления осадков с повышенным содержанием органического вещества. Такие условия могли предопределять аноксические обстановки в Свердрупском, Баренцевском, Фосфории, Чиуауа, Северо-Итальянском, Северо-Таримском, Восточно-Европейском, Центрально-Европейском, Аравийском и других бассейнах. В Колымо-Чукотском, Баренцевском и Свердрупском бассейнах периодически, особенно в казанском и татарском веках, возникала также температурная стратификация вод. Особенности пространственного расположения большинства черносланцевых бассейнов свидетельствует о том, что застойные условия осадконакопления в шельфовых и окраинных морях возникали не за счет поступления бескислородных вод из океана, как предполагает ряд исследователей (Hallam, 1994; Wignall, Hallam, 1992, 1996; Knoll et al., 1996; Wignall, Twitchett, 1996). Эти данные показывают, что в формировании большинства морских черносланцевых бассейнов более вероятно участие высококонцентрированных рассолов, поступавших либо из эвапоритовых бассейнов, расположенных на окраине Пангеи, либо путем подземного стока с суперконтинента. Вообще, можно предполагать, что подземный сток рассолов с Пангеи на всем протяжении ее высокого стояния в поздней перми и раннем триасе мог иметь большое влияние на окружающие шельфовые моря.

3.7. Обстановки морской терригенной седиментации

Весьма примечательная особенность позднепермского времени – относительно ограниченное распространение морей с терригенной седиментацией вокруг Пангеи, а также Киммерийских и

Катазийских микроконтинентов. Более или менее значительные площади обстановок морского мелководного и, в особенности, глубоководного терригенного осадконакопления, начиная с казанского века поздней перми, устанавливаются в сравнительно небольшом числе регионов. Они, как правило, приурочены либо к приполярным районам Северного и Южного полушарий, либо к восточным окраинам Пангеи и Катазийских микроконтинентов.

Обширная область морской терригенной седиментации охватывала северную окраину Пангеи в пределах Северо-Аляскинской, Юконской, Новоземельской, Верхояно-Охотской и Колымо-Омолонской провинций (Ганелин, 1984а, 1984б, 1984в; Устрицкий, 1984, 1993; Черняк, 1984; Кашик и др., 1990; Пovyшева, Устрицкий, 1996; Beauchamp, 1995; Садовников, Орлова, 1997). Северо-Аляскинский мелководный терригенный шельф выделяется формированием глауконитовых песчаников, известковистых аргиллитов, глинистых известняков, которые накапливались в прибрежных зонах и во внутреннем шельфе, иногда в штормовых условиях (Beauchamp, 1995). Новоземельский терригенный шельф казанско-татарского времени характеризовался накоплением сложно чередующегося комплекса песчаников, алевролитов и аргиллитов, образование которого происходило преимущественно во внутренних и внешних зонах шельфа в приливно-отливных и, возможно, проксимально-дистальных штормовых условиях. Прибрежно-морские отложения Верхоянской области отличаются повышенным содержанием песчаников. Они накапливались, видимо, в сублитеральной зоне с преобладанием приливно-отливных течений и штормов. Терригенный шельф Колымо-Омолонской провинции характеризовался, по-видимому, мелководными приливно-отливными и волновыми условиями, на что указывает чередование глауконитовых песчаников, кремнисто-глинистых глауконитовых известняков и ракушечники. В целом мелководные терригенные шельфы Северо-Аляскинской, Юконской, Таймырской и Колымо-Омолонской областей в позднепермское время были сравнительно узкими и окаймляли глубоководные внутренние зоны морских окраинных бассейнов с застойными аноксическими обстановками.

Вторая достаточно крупная область развития мелководного терригенного шельфа намечается на северо-восточной периферии Пангеи в пределах Монгольской окраины Панталассы (Шипулина, 1959; Zonenshain et al., 1990). Здесь распространена мощная песчаниково-сланцевая толща, образование которой происходило, по-видимому, на внутреннем и внешнем шельфе, а также, возможно, на континентальном склоне в глубоководном турбидитном прогибе.

Следующие две области значительного терригенного морского осадконакопления были приурочены к активным континентальным окраинам. Одна из них располагалась в юго-восточных районах Южно-Китайского микроконтинента, а вторая – на Ново-Зеландской периферии Восточно-Гондванской части Пангеи. Южно-Китайская область, в соответствии с современными взглядами (Hsü et al., 1990), представляла собой в позднепермское время глубокий предгорный прогиб с мощным терригенным турбидитным и молассовым осадконакоплением, формирование которого, возможно, происходило на активной северной окраине Хунаньского микроконтинента, отделенного от платформы Янцзы Наньпаньцзянским океаном. Предполагается, что в поздней перми происходило поднятие и эрозия активной окраины Хунаньского микроконтинента и окружающих островных дуг, а также накопление флишеидных и конгломератовых толщ в глубоководном прогибе. Узкий мелководный терригенный шельф намечается также вдоль южной пассивной окраины Хунаньского микроконтинента на периферии Гуанхайского океана¹. Ново-Зеландская область отличается накоплением мощных терригенных, преимущественно зеленоцветных и сероцветных песчано-глинистых отложений. Они формировались в пределах мелководных шельфов и глубоководных прогибов вдоль островных вулканических дуг (Браун и др., 1970; Stevens, Speden, 1978; Veevers, 1984).

Сравнительно узкие позднепермские терригенные шельфы предполагаются также вдоль западной периферии Пангеи. Здесь намечается протяженная система субдукционных горных систем и вулканических островных дуг, протягивающаяся от западных окраин Канады и США (островные дуги Никола, Гунтингтон, Галлавах, Кламач и др.) до южных окраин Южной Америки и Западной Антарктиды (субдукционная зона Анд, Патагонская дуга и др.). На склонах этих дуг могли существовать мелководные терригенные шельфы (Scotese, Langford, 1995). Однако глубокие прогибы с мощным позднепермским осадконакоплением здесь не установлены.

В целом еще раз можно отметить, что на протяжении поздней перми шельфовые терригенные моря значительно уступали по своим размерам и количеству областям карбонатной седиментации. Такая же тенденция, в принципе, сохранилась и в раннем триасе, несмотря на то, что размеры шельфов с терригенным осадконакоплением в это время существенно расширились, особенно на северной и западной окраинах Пангеи.

¹ На наших литолого-палеогеографических картах, составленных на основе реконструкций С.Р. Scotese, Р.Р. Langford (1995), Хунаньский микроконтинент, Наньпаньцзянский и Гуанхайский океаны не выделяются.

4. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ СЕДИМЕНТАЦИОННО- КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Анализ пространственного размещения широтных поясов аридной, семиаридной, гумидной и ледниковой седиментации показывает, что на протяжении от позднепалеозойского времени ранней перми до индского века раннего триаса происходило последовательное расширение аридных и семиаридных условий осадконакопления и глобальное выравнивание седиментационно-климатической зональности.

Наиболее значительная климатическая и седиментационная широтная асимметрия существовала в позднепалеозойско-раннепермское время. В это время был один южный ледниковый пояс, который охватывал все приполярные области Южного полушария, расположенные южнее 60°–75° ю.ш. Асимметрично относительно экватора располагались также северный и южный гумидные угленосные пояса. Южный гумидный пояс был сравнительно узким и простирался между 50°–55° и 60°–75° ю.ш. В некоторых его секторах эпизодически возникали ледники. Северный гумидный угленосный пояс, в отличие от южного, был весьма широким и охватывал все области Пангеи, находящиеся севернее 30°–40° с.ш. Резко асимметричным было размещение семиаридных и аридных поясов. Эти пояса в Южном полушарии простирались почти до 50°–55° ю.ш., тогда как в Северном они не заходили за 30°–40° с.ш.

В позднепалеозойско-раннепермское время расположения седиментационных поясов на территории Пангеи в Южном и Северном полушариях становится более симметричным. Центральное положение по-прежнему занимал экваториальный горный пояс. К югу и к северу от него располагались аридные и семиаридные пояса. Средние и высокие широты обоих полушарий занимали гумидные угленосные пояса, в приполярных районах которых эпизодически возникали небольшие центры оледенений. Вместе с тем, некоторая асимметрия седиментационно-климатических поясов продолжает сохраняться. Так, аридные и семиаридные пояса имели разную ширину и по-разному располагались относительно экватора. Аридный пояс Южного полушария простирался почти до 35°–40° ю.ш., тогда как в Северном полушарии аналогичный пояс не заходил за 30° с.ш. Гораздо более широким и смещенным к полюсу был южный семиаридный пояс, который располагался между 35°–40° и 50°–60° ю.ш. В то же время северный семиаридный пояс простирался между 30° и 40° с.ш. Подобное же смещение ближе к полярным зонам фиксируется и для южного гумидного угленосного пояса по сравнению с северным. Асимметрия поясов могла вызываться асимметричным расположением континенталь-

ных областей и морей в приполярных зонах. Большой массив суши Восточной Пангеи находился в южных высоких широтах, тогда как площадь суши северных приполярных районов Пангеи была значительно меньше и окружена морскими акваториями. Асимметрия усиливалась также тем обстоятельством, что значительные территории Лавразийской части Пангеи в позднепалеозойско-раннепермское время еще были заняты крупными внутренними и шельфовыми морями.

В конце перми и в начале раннего триаса произошло глобальное выравнивание широтной седиментационной зональности на территории Пангеи. В это время, по-видимому, установилась почти полная симметрия поясов аридного, семиаридного и гумидного осадконакопления относительно экватора. Пояса аридной эвапоритовой седиментации находились между 30° ю.ш. и 30° с.ш. Семиаридные аллювиально-озерные пояса простирались в Северном полушарии между 30° с.ш. и 65°–70° с.ш., а в Южном полушарии – между 30° ю.ш. и 75° ю.ш. Приполярные зоны обоих полушарий входили в пояса гумидной седиментации. На территории Пангеи стали резко преобладать обстановки аридного и семиаридного осадконакопления. В результате во внутренних областях Пангеи к концу перми возросло количество и увеличилась площадь бассейнов внутреннего стока, в которых преобладали условия внутриконтинентальной аридной эвапоритовой и семиаридной аллювиально-озерной седиментации.

5. ГЛОБАЛЬНЫЙ ОБМЕН ВЕЩЕСТВ МЕЖДУ СУШЕЙ И ОКЕАНАМИ ВО ВРЕМЯ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ БИОСФЕРНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Приведенные в предыдущих разделах данные свидетельствуют о том, что важнейшие палеогеографические изменения на протяжении поздней перми и раннего триаса состояли в деградации ледниковых поясов и постепенном воздымании Пангеи, выражавшемся в регрессии внутренних и окраинных морей. Последствием этих процессов было глобальное потепление, расширение поясов аридных и семиаридных обстановок и увеличение площади и количества бассейнов внутреннего стока. Одновременно произошло сокращение гумидных обстановок седиментации. В результате этого непрерывно сокращался внешний речной сток. Происходило смещение центров терригенной седиментации с внешних окраин Пангеи во внутренние области.

Весьма показательны в этой связи удивительно большие диспропорции между объемами континентального и морского терригенного осадконакопления, а также между объемами карбонатной и терригенной морской седиментации, которые установились в позднепермское время. Даже при-

близительные оценки показывают, что во второй половине поздней перми объем континентально-го терригенного осадконакопления примерно на порядок превосходил объем морской терригенной седиментации. В то же время, объем накопившихся карбонатных отложений в 1.5–2 раза превышал суммарный объем морских терригенных отложений. Эти соотношения были обратными по сравнению, например, с меловым периодом, когда пропорция между карбонатными и терригенными отложениями составляла примерно 1 : 2 (Ронов, 1980). В плиоценовую эпоху морских карбонатных пород накопилось в 15 раз меньше, чем морских терригенных (Ронов, 1980). В современную эпоху шельфовая биогенная карбонатная седиментация также во много раз уступает морскому терригенному осадконакоплению (Гаррелс, Маккензи, 1974; Лисицын, 1974). Все эти необычные пропорциональные соотношения могут вполне однозначно свидетельствовать о том, что в позднепермское время был принципиально иной глобальный обмен веществ между сушей и шельфовыми морями. Дисбаланс минерального обмена между суперконтинентом и океанами, по-видимому, уравнивался возрастанием подземного стока в шельфовые зоны океанов.

Объем подземного стока можно приблизительно оценить следующим образом. Современная пропорция между объемами терригенной морской и континентальной седиментации, по-видимому, была близкой к плиоценовой и могла примерно равняться 1 : 2 (Ронов, 1980). В поздней перми, как отмечалось, морская терригенная седиментация почти на порядок уступала континентальной (пропорция 1 : 10), т.е. была в 5 раз меньше современной. Современный привнос в океаны различных химических компонентов достигает примерно 237×10^{14} г/год; из них почти 210×10^{14} г/год (88.6%) приходится на речной сток и только 4.3×10^{14} г/год (1.8%) – на подземный (Гаррелс, Маккензи, 1974). Современная пропорция между внешним речным и подземным стоком равняется около 50 : 1. В конце перми роль подземного стока могла во много раз превышать современный. В современных аридных и семиаридных зонах, как установлено для Каспийского и Аральского морей, подземный сток достигает 25–27% всего водного стока (Зекцер и др., 1984). Если это учесть, то можно предположить, что в конце поздней перми, когда семиаридные и аридные обстановки преобладали на территории Пангеи, подземный материковый сток, возможно, на порядок, если не больше, превосходил современный. Эти оценки весьма приблизительны и дают лишь самую общую качественную картину объема подземного стока в позднепермское время. Если даже сделанная оценка из-за неопределенности и неполноты данных определяет лишь порядок величин, она тем не менее свидетельствует о зна-

чительном возрастании подземного стока в позднепермские шельфовые моря с суперконтинента Пангеи.

Последовательное сокращение внешнего речного и возрастание подземного стока должны были существенно изменить глобальный обмен веществ между Пангеей и океанами. В первую очередь должен был измениться химический состав стока. Современные данные (Шварцев, 1979; Meybeck, 1979; Савенко, Захарова, 1997; Савенко, в печати) свидетельствуют, что в материковом стоке должны были значительно увеличиться содержания Na, Mg, Ca, Cl, SO₄, HCO₃ и уменьшиться P. Сток из аридных и семиаридных областей значительной массы аноксичных подземных рассолов хлор-магниевого и хлор-кальциевого состава, бедных фосфором, был способен, по-видимому, оказать большое влияние на биоту шельфовых морей.

6. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Палеогеографическая эволюция Пангеи и изменения обстановок седиментации на протяжении от позднекаемурского времени ранней перми до индского века раннего триаса происходили очень медленно и заключались, главным образом, в общем воздымании суперконтинента, регрессии внутренних и окраинных морей, существовании окраинных и внутриконтинентальных коллизионных горных поясов, сводовых поднятий, платообразных возвышенностей и равнин. В результате на территории Пангеи получили большое развитие бессточные бассейны. Происходило постепенное сокращение речного стока в окружающие шельфовые моря и океаны и последовательное увеличение стока во внутриконтинентальные области.

2. На протяжении перми и раннего триаса происходило глобальное потепление климата; оно сопровождалось постепенной деградацией ледникового пояса, расширением аридных и семиаридных условий осадконакопления, сокращением гумидных обстановок и последовательным выравниванием седиментационно-климатической широтной зональности.

3. В начале раннего триаса на территории Пангеи повсеместно прекратилось соленакопление и углеобразование. Связано это было, по-видимому, с усиливающимся влиянием муссонов в низких и средних широтах Пангеи (Partish, 1995), а также расширением поясов семиаридной седиментации.

4. Позднепермское и раннетриасовое время характеризовалось исключительно широким развитием карбонатных и эвапоритово-карбонатных платформ. Они простирались вдоль западной и восточной окраин Пангеи, вокруг Киммерий-

ских и Катазийских микроконтинентов между 40°–45° с.ш. и 40°–50° ю.ш. Благоприятные условия для карбонатного осадконакопления как в тепловодных, так и в умеренно-холодноводных обстановках предопределялись ограниченным сносом кластогенного материала с суши в окружающие шельфовые моря, свидетельствуя тем самым, что на суперконтиненте преобладал внутренний, а не внешний речной сток.

5. В поздней перми весьма ограниченное развитие имели шельфовые моря с терригенным осадконакоплением. Они, как правило, располагались либо на северных и южных окраинах Пангеи в средне- и высокоширотных зонах гумидных поясов, либо на восточной периферии Катазийских микроконтинентов в тропическо-экваториальном гумидном поясе. Ограниченное развитие терригенных шельфовых морей вокруг Пангеи дополнительно подтверждает, что с этого суперконтинента был весьма ограниченный речной сток.

6. Характерная особенность перми и раннего триаса – широкое распространение аноксических бассейнов черносланцевого осадконакопления. Выделяются три типа таких бассейнов: 1) шельфовые глубоководные, 2) внутренних зон карбонатных и эвапоритово-карбонатных платформ, 3) озерные континентальные. Многие шельфовые черносланцевые бассейны располагались вблизи одновозрастных или более древних эвапоритовых областей, из которых могли поступать тяжелые рассолы в шельфовые зоны. Здесь создавались соленосная стратификация вод и застойные условия, благоприятные для формирования осадков с повышенным содержанием органического вещества. Весьма широкое развитие подобных аноксических шельфовых бассейнов вокруг Пангеи свидетельствует о том, что подземный сток рассолов играл большую роль в обмене веществ между суперконтинентом и окружающими шельфовыми акваториями.

7. Пермо-триасовый биотический кризис был, по-видимому, подготовлен в поздней перми длительной постледниковой аридизацией климата, сильным сокращением внешнего речного и значительным увеличением подземного стока с Пангеи, что привело к кардинальному изменению баланса обмена веществ между сушей и океанами. Эти процессы могли вызвать кризис, сокращение первичной продуктивности и биомассы континентальной биоты, а также резкое сокращение стока питательных веществ с Пангеи, падение продуктивности биомассы, а затем вымирание фитопланктона (Зезина, 1991) и крушение всей питательной пирамиды морской биоты.

Авторы искренне признательны М.А. Семихатову, Э.Я. Левену и В.Г. Ганелину за критическое

обсуждение статьи, ценные советы, замечания и рекомендации по рассмотренным в ней проблемам.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 99-05-65004, 99-05-64077).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С.* Массовые вымирания в фанерозое. Дис. в форме научного доклада на соискание ученой степени докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1998. 76 с.
- Андрианов В.Н.* Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М.: Наука, 1966. 136 с.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М., 1968. Т. 2.
- Бетехтина О.А., Горелова С.Г., Дрягина Л.Л. и др.* Верхний палеозой Ангариды. Новосибирск: Наука, 1988. 265 с.
- Бобин Е.С.* Юдомо-Аллах-Юнский водораздел // Тр. треста "Золоторазведка" и ин-та НИГРИЗолото. 1940. Вып. 13. С. 31–53.
- Богомазов В.М.* Позднепалеозойские озера Урало-Монгольского подвижного пояса / Ред. Мартинсон Г.Г., Неуструева И.Ю. История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л.: Наука, 1987. С. 96–114.
- Богомазов В.М., Македонов А.В., Горский В.П.* Печерская провинция / Ред. Котляр Г.В., Степанов Д.Л. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 87–98.
- Брагин Н.Ю.* Проявления пермо-триасового кризиса биосферы в глубоководных отложениях Палеопацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 3. С. 25–36.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К.* Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М.: Мир, 1970. 348 с.
- Высоцкий И.В., Кац Я.Г., Леонов Г.П. и др.* (ред.). Геология и полезные ископаемые Африки. М.: Недра, 1973. 544 с.
- Ганелин В.Г.* Таймыро-Колымская подобласть / Ред. Котляр Г.В., Степанов Д.Л. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984а. С. 111–123.
- Ганелин В.Г.* Верхояно-Охотская провинция / Ред. Котляр Г.В., Степанов Д.Л. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984б. С. 130–137.
- Ганелин В.Г.* Колымо-Омолонская провинция / Ред. Котляр Г.В., Степанов Д.Л. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984в. С. 137–142.
- Ганелин В.Г.* Новосибирско-Врангелевская провинция / Ред. Котляр Г.В., Степанов Д.Л. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984г. С. 142–152.
- Ганелин В.Г.* Бореальная бентосная биота в структуре позднепалеозойского Мирового океана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 29–42.
- Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
- Гуревич А.Б.* Позднепалеозойские озерные водоемы территории Тунгусского бассейна / Ред. Мартинсон Г.Г., Неуструева И.Ю. История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л.: Наука, 1987. С. 114–127.

- Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы северо-востока Азии. М.: Наука, 1979. 245 с.
- Дронов В.И., Кафарский А.Х. Пермская система / Ред. Дронов В.И. Геология и полезные ископаемые Афганистана. Кн. 1. М.: Недра, 1980. С. 112–132.
- Дуранте М.В. Характерные разрезы пограничных континентальных отложений перми и триаса Евразии. Северный Китай / Ред. Лозовский В.Р., Есаулова Н.К. Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. М.: ГЕОС, 1998. С. 175–183.
- Дуранте М.В., Могучева Н.К. Характерные разрезы пограничных континентальных отложений перми и триаса Евразии. Кузнецкий бассейн / Ред. Лозовский В.Р., Есаулова Н.К. Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. М.: ГЕОС, 1998. С. 162–171.
- Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974. 392 с.
- Жарков М.А. История палеозойского соленакпления. Новосибирск: Наука, 1978. 172 с.
- Жеребцова И.К. К вопросу о континентальном галогенезе / Ред. Яншин А.Л., Жарков М.А. Проблемы соленакпления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977. С. 124–128.
- Жуков Ф.И., Вазар И.И., Янев С.Н. Пермские осадочно-вулканогенные формации и рудные месторождения Карпато-Балканской области. Киев: Наукова думка, 1976. 182 с.
- Зезина О.Н. О значении температур и условий питания в историческом развитии морской биоты // Важнейшие биотические события в истории Земли. Таллинн: АН Эстонской ССР, 1991. С. 41–47.
- Зекцер И.С., Джамалов Р.Г., Месхетели А.В. Подземный водообмен суши и моря. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 207 с.
- Игнатьев В.И. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Ч. 2. Фации. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1963. 335 с.
- Игнатьев В.И. Позднепермские озера Волго-Уральской антеклизы / Ред. Мартинсон Г.Г., Неуструева И.Ю. История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л.: Наука, 1987. С. 140–148.
- Калантар И.З. Триасовые озера на территории севера Предуральяского прогиба и Печерской синеклизы / Ред. Мартинсон Г.Г., Неуструева И.Ю. История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л.: Наука, 1987. С. 221–235.
- Кашик Д.С., Ганелин В.Г., Караваева Н.И. и др. Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. 200 с.
- Котляр Г.В. Дальневосточная провинция / Ред. Котляр Г.В., Степанов Д.Л. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 195–205.
- Котляр Г.В., Кропачева Г.С., Ростовцев К.О., Чедия И.О. Закавказская провинция / Ред. Котляр Г.В., Степанов Д.Л. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 160–174.
- Кулева Г.В. Верхнеказанские и татарские континентальные отложения юго-востока Русской платформы. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1980. 161 с.
- Кухтинов Д.А. Позднепермские озера Арало-Каспийского региона / Ред. Мартинсон Г.Г., Неуструева И.Ю. История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л.: Наука, 1987а. С. 157–161.
- Кухтинов Д.А. Триасовые озера Арало-Каспийского региона / Ред. Мартинсон Г.Г., Неуструева И.Ю. История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л.: Наука, 1987б. С. 242–245.
- Левен Э.Я. Среднеазиатская провинция / Ред. Котляр Г.В., Степанов Д.Л. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 174–195.
- Левен Э.Я. Главные события пермской истории области Тетис и фузулиниды // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 59–75.
- Левен Э.Я., Дмитриев В.Ю., Новиков В.П. Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме пермских отложений Средней Азии (Памирский субрегион). Душанбе: Дониш, 1989. 60 с.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лозовский В.Р. Характерные разрезы пограничных континентальных отложений Евразии. Среднеевропейский бассейн / Ред. Лозовский В.Р., Есаулова Н.К. Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. М.: ГЕОС, 1998а. С. 139–145.
- Лозовский В.Р. Характерные разрезы пограничных континентальных отложений Евразии. Джимусарский бассейн / Ред. Лозовский В.Р., Есаулова Н.К. Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. М.: ГЕОС, 1998б. С. 171–175.
- Лозовский В.Р., Балабанов Ю.П. Характерные разрезы пограничных континентальных отложений перми и триаса Евразии. Тимано-Печерская плита / Ред. Лозовский В.Р., Есаулова Н.К. Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. М.: ГЕОС, 1998. С. 145–162.
- Лозовский В.Р., Блом Г.И. Опорные разрезы пограничных континентальных отложений перми и триаса Восточной Европы. Бассейн р. Ветлуга / Ред. Лозовский В.Р., Есаулова Н.К. Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. М.: ГЕОС, 1998. С. 7–13.
- Лозовский В.Р., Жарков И.Я. Опорные разрезы пограничных континентальных отложений перми и триаса Восточной Европы. Бассейн р. Волга / Ред. Лозовский В.Р., Есаулова Н.К. Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. М.: ГЕОС, 1998. С. 13–19.
- Мейен С.В., Голубева И.И. Среднесибирская провинция / Ред. Котляр Г.В., Степанов Д.Л. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 222–226.
- Мерзляков Г.А. Пермские соленосные бассейны Евразии. Новосибирск: Наука, 1979. 142 с.
- Миклухо-Маклай А.Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 329 с.
- Миклухо-Маклай А.Д., Миклухо-Маклай К.В. Крымско-Кавказская альпийская складчатая область / Ред. Лихарев Б.К. Пермская система. Стратиграфия СССР. М.: Недра, 1966. С. 391–402.
- Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 636 с.
- Мовшович Е.В. Триасовые озера юга европейской части СССР / Ред. Мартинсон Г.Г., Неуструева И.Ю. Ис-

- тория озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л.: Наука, 1987. С. 213–221.
- Неуструева И.Ю., Богомазов В.М. Триасовые озера Кузнецкого бассейна / Ред. Мартинсон Г.Г., Неуструева И.Ю. История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л.: Наука, 1987. С. 245–249.
- Очев В.Г., Шишкин М.А. Смена континентальной биоты на рубеже палеозоя и мезозоя в Восточной Европе. Сообщества наземных позвоночных / Ред. Лозовский В.Р., Есаулова Н.К. Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. М.: ГЕОС, 1998. С. 59–74.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Д.У. и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. № 11. С. 1563–1574.
- Повышева Л.Г., Устрицкий В.И. Пермские отложения Новой Земли // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 5. С. 25–34.
- Пономаренко А.Г., Сукачева И.Д. Смена континентальной биоты на рубеже палеозоя и мезозоя в Восточной Европе. Насекомые / Ред. Лозовский В.Р., Есаулова Н.К. Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. М.: ГЕОС, 1998. С. 96–106.
- Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.
- Ростовцев К.О. Крымско-Кавказская провинция / Ред. Котляр Г.В., Степанов Д.Л. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 157–160.
- Руннегар Б. Пермь Гондваны // Стратиграфия. Секция С.01. Доклады. Т. 1. 27-й Межд. геол. конгресс. М.: Наука, 1984. С. 147–158.
- Савенко В.С. Коэффициенты водной миграции химических элементов в зоне гипергенеза // Литология и полезные ископаемые. В печати.
- Савенко В.С., Захарова Е.А. Основные закономерности поведения фтора в речном стоке // Водные ресурсы. 1997. Т. 24. № 2. С. 159–168.
- Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф. О пограничных отложениях перми и триаса северной и восточной окраин Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. № 1. С. 14–20.
- Строк Н.И. Позднепермские озера Московской синеклизы / Ред. Мартинсон Г.Г., Неуструева И.Ю. История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л.: Наука, 1987. С. 128–139.
- Твердохлебов В.П. Позднепермские озерно-аллювиальные ландшафты Южного Предуралья / Ред. Мартинсон Г.Г., Неуструева И.Ю. История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л.: Наука, 1987а. С. 149–157.
- Твердохлебов В.П. Триасовые озера Южного Предуралья / Ред. Мартинсон Г.Г., Неуструева И.Ю. История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л.: Наука, 1987б. С. 235–242.
- Твердохлебов В.П., Шминке Л.Н. Эоловые образования татарского яруса в бассейне р. Вятки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 4. С. 934–936.
- Устрицкий В.И. Таймыро-Хатанская провинция / Ред. Котляр Г.В., Степанов Д.Л. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 123–130.
- Устрицкий В.И. Бореальная биогеографическая область в палеозое // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 67–78.
- Храмов А.Н., Гончарова Г.И., Комиссарова Г.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Чельшев В.И. Литолого-палеогеографические карты казанского, татарского и индского веков // Ред. Черных В.А. Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя Северного Приуралья. Л.: Наука, 1972.
- Черняк Г.Е. Новоземельская провинция / Ред. Котляр Г.В., Степанов Д.Л. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 98–105.
- Чумаков Н.М. Следы позднепермского оледенения на реке Колыма: отзвук гондванских оледенений на северо-востоке Азии? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 130–150.
- Шварцев С.Л. Геохимия подземных вод гипергенеза. М.: Недра, 1978. 287 с.
- Шипулина Ф.К. (ред.). Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 494 с.
- Эпштейн О.Г. Литология и условия образования верхнепермских ледово-морских отложений южной части Яно-Колымской складчатой области. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Магадан: Центр. компл. темат. эксп. 1973. 120 с.
- Юзвизкий А.З., Горелова С.Г., Бетехтина О.А. Алтае-Саянская провинция / Ред. Котляр Г.В., Степанов Д.Л. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 208–222.
- Afzali H., Badia D., Baroz F. et al. Synthèse géologique des bassins Permians Français. Mem. BRGM. № 128. 1989. 228 p.
- Ahmad F. The Permian basin of peninsular India // Report of the Twenty-Second session Intern. Geol. Congr. India. Pt. 9. New Delhi. 1964. P. 123–138.
- Ahmad H. Late Palaeozoic Talchir tillites of Peninsular India / Hambrey M.J., Harland J. (eds). Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge: Univ. Press, 1981. P. 326–330.
- Alsharhan A.S., Nairn A.E.M. Stratigraphy and sedimentology of the Permian in the Arabian Basin and adjacent areas: a critical review / Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. (eds). The Permian of Northern Pangea. V. II. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 187–214.
- Anderson R.Y., Dean W.E. Filling the Delaware Basin: Hydrologic and Climatic Controls on the Upper Permian Castile Formation Varved Evaporite / Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. (eds). The Permian of Northern Pangea. V. II. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 61–78.
- Bardossy G. Carboniferous to Jurassic Bauxite Deposits as Paleoclimatic and Paleogeographic Indicators / Embry A.F., Beauchamp B., Glass D.J. (eds). Pangea: Global Environments and Resources. Canad. Soc. of Petrol. Geol. Mem. 17. Calgary, Canada, 1994. P. 283–293.
- Barron E.J., Fawcett P.J. The Climate of Pangea: a review of climate model simulations of the Permian / Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. (eds). The Permian of Northern Pangea. V. I. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 37–52.
- Baud A., Magaritz M., Holser W.T. Permian-Triassic of the Tethys: carbon isotope studies // Geol. Rundsch. 1989. V. 78. P. 649–677.

- Baud A., Marcoux J., Guirand R., Ricou L.-E., Gaetani M.* Late Murgabian (266 to 264 Ma) // Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Explanatory Notes. Paris: Gauthier-Villars, 1993.
- Beauchamp B.* Tropical vs. temperate Permian carbonates in the Sverdrup Basin, Canadian Arctic / Karvonen R., Haan J.D., Keenon J. et al. (eds). Carboniferous to Jurassic Pangea. Core Workshop – Guidebook. Calgary, Alberta, Canada: MCARA Printing Limited, 1993. P. 109–130.
- Beauchamp B.* Permian history of Arctic North America / Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. (eds). The Permian of Northern Pangea. V. II. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 3–22.
- Beauchamp B., Harrison J.C., Henderson C.M.* Upper Paleozoic stratigraphy and basin analysis of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago // Current research. Part G. Geol. Surv. Can. Pap. 89–1G. 1989. P. 105–124.
- Berberian M., King G.C.P.* Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran // J. Can. Earth. Sci. 1981. V. 18. P. 210–265.
- Blant G.* Structure et paléogéographic du Litoral méridional et oriental de L'Afrique / Blant G. (ed.). Sedimentary Basins of the African Coasts. V. 2. Souther and Coasts. Assoc. Afr., Geol. Surv. Paris. 1973. P. 193–231.
- Bourman R.P., Alley N.* Permian glaciated bedrock surfaces and associated sediments on Kaugaroo Island, South Australia: implications for local Gondwanan icemass dynamics // Australian J. of Earth Sci. 1999. V. 45. № 4. P. 523–531.
- Brevik A.J., Gudlaugsson S.T., Faleide J.I.* Ottar Basin, SW Barents Sea: a major Upper Palaeozoic rift basin containing large volumes of deeply buried salt // Basin Research. 1995. V. 7. № 4. P. 299–312.
- Broutin J., Roger J., Platel J.P. et al.* The Permian Pangea. Phytogeographic implications of new paleontological discoveries in Oman (Arabian Peninsula) // C. R. Acad. Sci. Paris. 1995. V. 321. Ser. Ila. P. 1069–1086.
- Buggisch W., Flügel E., Leitz f., Tietz G.-F.* Die fazielle und palaeogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Raudgebieten // Geol. Rundschau. 1976. Bd. 65. H. 2. S. 649–690.
- Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A. et al.* Variation of Seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time // Geology. 1982. V. 10. P. 516–519.
- Cahen L., Snelling N.J., Delhal J., Vail J.R.* The geochronology and evolution of Africa. Oxford: Clarendon Press, 1984. 512 p.
- Caputo M.V., Crowell J.C.* Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era // Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. V. 96. P. 1020–1036.
- Cassins G., Toutin–Morin N., Virgili C.* Permian and Triassic events in the continental domains of Mediterranean Europe / Sweet W.C., Yang Z.Y., Dickins J.M., Yin H.J. (eds). Permian–Triassic events in the eastern Tethys. Cambridge: Univ. Press, 1992. P. 60–77.
- Cassins G., Toutin–Morin N., Virgili C.* A general outline of the Permian continental basins in Southwestern Europe / Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. (eds). The Permian of Northern Pangea. V. II. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 137–157.
- Chandra S.* Changing patterns of the Permian Gondwana vegetation // Palaeobotanist. 1992. V. 40. P. 73–100.
- Châteauneuf J.J., Farjanel G.* Syntèse géologique des bassins permien français // Bull. Rech. Geol. Min. (Orléans). Mem. 1989. V. 128. 288 p.
- Chumakov N.M.* The problems of Old Glaciations (Pre-Pleistocene glaciogeology in the USSR). USA: Harwood Acad. Publ., 1992. 208 p.
- Chuvashov B.I.* Permian deposits of the Ural and Preduralje / Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. (eds). The Permian of Northern Pangea. V. II. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 158–183.
- Clemensen L.B., Abrahamsen K.* Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran Basin (Permian) Scotland // Sedimentology. 1983. V. 30. P. 311–339.
- Cook P.I.* Australia: Evolution of a Continent. Canberra: Australian Government Publ. Serv., 1990. 97 p.
- Crowell J.C.* The ending of the Late Paleozoic ice age during the Permian Period / Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. (eds). The Permian of Northern Pangea. V. I. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 62–74.
- Crowell J.C., Frakes L.A.* Late Paleozoic glaciation, IV. Australia // Geol. Soc. Amer. Bull. 1971. V. 82. P. 2515–2540.
- Davies G.R., Nassichuk W.W.* Carboniferous and Permian history of the Sverdrup Basin, Arctic islands / Tretin H.P. (ed.). Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. Geol. Surv. Canada. Geol. Canada. 1991. V. 3. P. 343–368.
- Denison R.E., Koepnick R.B.* Variation in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of Permian Sea-Water: an overview / Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. (eds). The Permian of Northern Pangea. V. I. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 124–132.
- Dickins J.M.* Problems of a Late Palaeozoic glaciation in Australia and subsequent climate in the Permian // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1996. V. 125. P. 185–197.
- Dixon J., Dietrich J.R.* Canadian Beaufort Sea and adjacent land areas // The geology of North America. Vol. L. The Arctic Ocean Region. Geol. Soc. Amer. Boulder Co. 1990. P. 239–256.
- Drong H.-J., Plein E., Sonnemann D. et al.* Der Schneverdingen – Sondstein des Rotliegendeneine aolische Sedimentfüllung alter Grabenstrukturen // Z. Dtsch. Geol. Ges. 1982. V. 133. P. 699–725.
- Enos P.* The Permian of China / Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. (eds). The Permian of Northern Pangea. V. II. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 225–256.
- Erwin D.H.* The End-Permian Mass Extinction / Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. (eds). The Permian of Northern Pangea. V. I. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 20–34.
- Ettensohn F.R.* Marine, organic-rich, dark-shale deposition on North American parts of Pangea, Carboniferous to Jurassic: effects of supercontinent organization / Embry A.F., Beauchamp B., Glass D.J. (eds). Pangea: Global Environments and Resources. Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem. 17. Calgary. 1994. P. 743–762.
- Eyles C.H., Eyles N., Gostin V.A.* Facies and allostratigraphy of highlatitude glacially influenced marine strata of the Early Permian southern Sydney Basin // Sedimentol. 1998. V. 45. № 1. P. 121–161.
- Frakes L.A.* Climates throughout geologic time. Amsterdam: Elsevier, 1979. 310 p.

- França A.B., Milani E.J., Schneider R.L. et al.* Phanerozoic correlation in southern South America / Tankard A.J., Soares R.S., Welsink H.J. (eds). Petroleum basin of South America. AAPG. Mem. 1995. V. 62. P. 129–161.
- Frenzel H.N., Bloomer R.R., Cline R.B. et al.* The Permian Basin region / Sloss L.L. (ed.). Sedimentary Cover North American Craton, U.S. The Geology of North America. V. D-2. Geol. Soc. Amer.: Boulder Co., 1988. P. 261–306.
- Garber R.A., Harris P.M.* Geology of the Upper Permian Capitan Shelf Margin—A Study from a Continuous Core in the Northern Delaware Basin / Karvonen R., Haan J.D., Keenon J. et al. (eds). Carboniferous to Jurassic Pangea. Core Workshop – Guidebook. Calgary, Alberta, Canada: MCARA Printing Limited, 1993. P. 5–72.
- Gast R.E.* The perennial Rotliegend saline lake in NW Germany // Geol. Jahrb. A. 1991. V. 119. P. 25–59.
- Geological map of Iran. Sheet № 2. North-Central Iran. M. 1 : 1 000 000. National Iranian Oil Co. Teheran. 1977.
- Glennie K.W.* Lower Permian Rotliegend desert sedimentation in the North Sea / Brookfield M.W., Ahlbrandt T.S. (eds). Eolian Sediments and Processes. Dev. Sediment. V. 38. Amsterdam: Elsevier, 1983. P. 521–541.
- Glennie K.W., Buller A.T.* The Permian Weissliegend of N. W. Europe: the partial deformation of aeolian dune sand caused by the Zechstein transgression // Sediment. Geol. 1983. V. 35. P. 43–81.
- Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R.* Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps / Embry A.F., Beauchamp B., Glass D.J. (eds). Pangea: Global Environments and Resources. Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem. 17. Calgary. 1994. P. 1–48.
- Hallam A.* The earliest Triassic as an anoxic event, and its relationship to the End-Paleozoic mass extinction / Embry A.F., Beauchamp B., Glass D.J. (eds). Pangea: Global Environments and Resources. Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem. 17. Calgary. 1994. P. 797–804.
- Helwig J.* Stratigraphy, sedimentation, paleogeography and paleoclimates of Carboniferous (“Gondwana”) and Permian of Bolivia // AAPG Bull. 1972. V. 56. P. 1008–1033.
- Hsü K.J., Jiliang Li, Haihong C. et al.* Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific geology // Tectonophysics. 1990. V. 183. P. 9–39.
- Hussein M.I.* Upper Paleozoic tectono-sedimentary evolution of the Arabian and adjoining plates // J. Geol. Soc. London. 1992. V. 149. P. 419–429.
- Hutchison C.S.* Geological Evolution of the South-East Asia. Oxford: Clarendon, 1989. 368 p.
- Isbell J.L., Seegers G.M., Gelhar G.A.* Upper Paleozoic glacial and postglacial deposits, central Transantarctic mountains, Antarctica / Martini P. (ed.). Late Glacial and Postglacial environmental changes. Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic. Oxford. Univ. Press. N.Y. 1997. P. 230–242.
- Isozaki Y.* Superanoxia across the Permo-Triassic boundary: record in accreted deep-sea pelagic chert in Japan / Embry A.F., Beauchamp B., Glass D.J. (eds). Pangea: Global Environments and Resources. Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem. 17. Calgary. 1994. P. 805–812.
- Jensen L.N., Sørensen K.* Tectonic framework and halokinesis of the Nordkapp Basin / Larsen R.M., Brekke H., Larsen B.T., Talleraas E. (eds). Structural and Tectonic Modelling are its Application to Petroleum Geology. Spec. Publ. Norwegian Petrol. Soc. 1992. № 1. P. 109–120.
- Johnson K.S., Amsden T.W., Denison R.E. et al.* Southern midcontinent region / Sloss L.L. (ed.). Sedimentary Cover North American Craton, U.S. The Geology of North America. V. D-2. Geol. Soc. Amer.: Boulder. Co., 1988. P. 307–359.
- Kapoor H.M., Tokuoka T.* Sedimentary facies of the Permian and Triassic of the Himalayas / Nakazawa K., Dickins J.M. (eds). The Tethys. Her paleogeography and paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic. Tokyo: Tokai Univ. Press, 1985. P. 23–58.
- Kiersnowski H., Paul J., Peryt T.M., Smith D.B.* Facies, paleogeography and sedimentary history of the Southern Permian Basin in Europe / Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. (eds). The Permian of Northern Pangea. V. II. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 119–136.
- Klitzsch E.* Paleogeographical development and correlation of the Continental Strata (former Nubian Sandstone) in northeast Africa // J. African Earth Sci. 1990. V. 10. № 1/2. P. 199–213.
- Knoll A.H., Bambach R.K., Canfield D.E., Grotzinger J.P.* Comparative Earth History and Late Permian Mass Extinction // Science. 1996. V. 273. P. 452–457.
- Kogbe C.A., Burolett P.F.* A review of continental sediments in Africa // J. African Earth Sci. 1990. V. 10. № 1/2. P. 1–25.
- Koyi H., Talbot C.J., Torudbakken B.O.* Salt diapirs of the southwest Nordkapp Basin: analogue modelling // Tectonophysics. 1993. V. 228. P. 167–187.
- Kreuser T., Semkiwa P.M.* Geometry and depositional history of a Karoo (Permian) coal basin (Mchuchuma–Ketewaka) in SW-Tanzania // N. Jahrbuch Geol. Paläontol. 1987. Mh. 2. P. 69–98.
- Kreuser T., Wopfner H., Kaaya C.Z. et al.* Depositional evolution of Permo-Triassic Karoo basin in Tanzania with reference to their economic potential // J. of African Earth Sci. 1990. V. 10. № 1/2. P. 151–167.
- Kutzbach J.E., Gallimore R.G.* Pangean climates: megamonsoons of the megacontinent // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. D. 3. P. 3341–3357.
- Langford R.P.* Permian coal and palaeogeography of Gondwana. BMR Record 1991/95, Paleogeography. V. 39. Bur. Miner. Resourc. Canberra. Australia. 1992. 139 p.
- Lee K.Y.* Geology of the Chaidamu basin, Qinghai Province, northwest China // US Geol. Surv. Open-File. Rep. 84–413. 1984. 39 p.
- Lee K.Y.* Geology of the petroleum and coal deposits in the Junggar (Zhungaer) basin, Xinjiang Uygur Zizhiqu, northwest China // US Geol. Surv. Open-File. Rep. 85–230. 1985a. 55 p.
- Lee K.Y.* Geology of the Tarim Basin with special emphasis on petroleum deposits, Xinjiang Uygur Zizhiqu, northwest China // US Geol. Surv. Open-File. Rep. 85–616. 1985b. 55 p.
- Lee K.Y.* Geology of the petroleum and coal deposits in North China basin, eastern China // US Geol. Surv. Open-File. Rep. 86–154. 1986a. 57 p.
- Lee K.Y.* Petroleum geology of the Songliao basin, northeast China // US Geol. Surv. Open-File. Rep. 86–502. 1986b. 18 p.
- Lefran J.Ph., Guirand R.* The Continental Intercalaire of northwestern Sahara and its equivalents in the neighbouring regions // J. African Earth Sci. 1990. V. 10. № 1/2. P. 27–77.
- Limarino C.O., Spalletti L.A.* Eolian Permian deposits in west and northwest Argentina // Sedimentary Geology. 1986. V. 49. P. 109–127.
- Lindsay J.F.* Permian postglacial environments of the Australian Plate / Martini I.P. (ed.). Late glacial and postglacial

- environmental changes. New York–Oxford: Oxford Univ. Press, 1997. P. 213–229.
- Lowenstein T.K.* Origin of depositional cycles in a Permian “Saline giant”: the Salado (McNutt Zone) evaporites of New Mexico and Texas // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1988. V. 100. P. 592–608.
- Lys M.* Carboniferous and Permian marine deposits in Southern Tunisia – Micropaleontology (foraminifera) and paleobiogeography // *Bull. Central. Explor.-Prod. Elf.-Aquitaine.* 1988. V. 12. № 2. P. 601–659.
- Mader D.* Evolution of Palaeoecology and Palaeoenvironment of Permian and Triassic Fluvial Basin in Europe. Vol. 1. Western and Eastern Europe. Vol. 2. Southeastern Europe and Index. Stuttgart–New York: Gustav Fischer Verlag, 1992. 1340 p.
- Martin H.* The Late Palaeozoic Dwyka Group of the South Kalahari Basin in Namibia and Botswana and the subglacial valleys of the Kaokoveld in Namibia / *Humbrey M.J., Harland J.* (eds). *Earth’s pre-Pleistocene glacial record.* Cambridge: Univ. Press, 1981. P. 61–66.
- Maxwell W.D.* The end Permian mass extinction / *Donovan S.K.* (ed.). *Mass Extinctions: Processes and Evidence.* London: Belknap Press, 1989. P. 152–173.
- Mazzullo S.J.* Permian stratigraphy and facies, Permian Basin (Texas–New Mexico) and adjoining areas in the Midcontinent United States / *Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S.* (eds). *The Permian of Northern Pangea.* V. II. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 41–60.
- Mazzullo S.J., Mazzullo J., Harris P.M.* Significance of eolian quartzose sheet sands on emergent carbonate shelves; Permian of west Texas–New Mexico // *AAPG Bull.* 1985. V. 69. P. 284.
- McKee E.D.* Stratigraphy and history of the Moenkopi Formation of Triassic age // *Geol. Surv. Amer. Mem.* 1954. V. 61. P. 12–21.
- McKee E.D., Oriel S.S., Sheldon R.P. et al.* Paleotectonic Investigations of the Permian System in the United States. *Geol. Surv. Prof. Paper.* V. 515. Washington: US Government Printing office, 1967. 271 p.
- Menning M.* A numerical time scale for the Permian and Triassic Periods an integrated time analysis / *Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.E.* (eds). *The Permian of Northern Pangea.* V. I. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 77–97.
- Metcalfe I.* Late Palaeozoic and Mesozoic Palaeogeography of Eastern Pangea and Tethys / *Embry A.F., Beauchamp B., Glass D.J.* (eds). *Pangea: Global Environments and Resources.* Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem. 17. Calgary. 1994. P. 97–111.
- Meybeck M.* Concentration des auf fluviales en elements majeurs et apports en solution aux oceans // *Rev. geol. dynam. et geogr. phys.* 1979. V. 21. № 3. P. 215–246.
- Miljush P.* Geological-Tectonic Structure and Evolution of Evolution of Outher Dinarids and Adriatic Area // *AAPG Bull.* 1973. V. 57. № 5. P. 913–929.
- Mishra H.K.* A comparison of the petrology of some Permian coals of India with those of Western Australia / *Ulbrich H., Rocha Campos A.C.* (eds). *Gondwana Seven. Proceedings.* San-Paulo: Inst. Geociencias-USP, 1991. P. 261–271.
- Mitra N.D.* The sedimentary history of Lower Gondwana coal basin of peninsular India / *Ulbrich H., Rocha Campos A.C.* (eds). *Gondwana Seven. Proceedings.* San-Paulo: Inst. Geociencias-USP, 1991. P. 271–288.
- Murriss R.J.* Middle East: stratigraphic evolution and oil habitat // *AAPG Bull.* 1980. V. 64. P. 597–618.
- Nairn A.E.M., Smithwick M.E.* Permian paleogeography and climatology / *Falke H.* (ed.). *The Continental Permian in Central, West and South Europe.* Reidel, Boston. 1976. P. 283–312.
- Nassichuk W.W.* Permian ammonoids in the Arctic region of the World / *Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S.* (eds). *The Permian of Northern Pangea.* V. I. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 210–235.
- Ori G.G.* The nature of the Permian rivers in Southern Alps // *Mem. Soc. Geol. Ital.* 1988. V. 34. P. 155–160.
- Padula V.T.* Oil shale of Permian Irati Formation, Brazil // *AAPG Bull.* 1969. V. 53. № 3. P. 591–602.
- Parrish J.T.* Climate of the supercontinent Pangea // *J. Geol.* 1993. V. 101. P. 215–233.
- Parrish J.T.* Geologic evidence of Permian climate / *Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S.* (eds). *The Permian of Northern Pangea.* V. I. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 53–61.
- Parrish J.M., Parrish J.T., Ziegler A.M.* Permian-Triassic paleogeography and paleoclimatology and implications for the rapid distributions / *Hotton N.H., Maclean P.D. et al.* (eds). *The Ecology and Biology of Mamma-Like reptiles.* Washington: Smithsonian Press, 1986. P. 109–132.
- Peterson J.A.* Permian paleogeography and sedimentary provinces, west central United States / *Fouch T.D., Magath-an E.R.* (eds). *Paleozoic Paleogeography of West-Central United States.* Rocky Mountain Section Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Symp. 1980. V. 1. P. 271–292.
- Rao C.P.* Criteria for reconnection of cold-water carbonate sedimentation: Berriedale Limestone (Lower Permian) Tasmania, Australia // *J. Sedimen. Petrol.* 1981. V. 51. P. 491–506.
- Rascoe B.* Permian system in western Midcontinent / *Morgan W.A., Babcock J.A.* (eds). *Permian rocks of the Midcontinent.* Midcontinent Section Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 1988. V. 1. P. 3–12.
- Raup D.M., Sepkoski J.J.Jr.* Periodicity of extinctions of families and genera // *Science.* 1986. V. 231. P. 833–836.
- Retallack G.J., Krull E.S.* Landscape ecological shift at the Permian–Triassic boundary in Antarctica // *Australian J. Earth Sci.* 1999. V. 46. P. 785–812.
- Robinson P.L.* Palaeoclimatology and continental drift / *Tarling D.H., Runcorn S.K.* (eds). *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences.* V. 1. New York, London: Academic Press, 1973. P. 449–476.
- Ross C.A., Baud A., Menning M.* A Time Scale for Project Pangea / *Embry A.F., Beauchamp B., Glass D.J.* (eds). *Pangea: Global Environments and Resources.* Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem. 17. Calgary. 1994. P. 81–83.
- Ross C.A., Ross J.R.P.* Permian Sequence stratigraphy / *Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S.* (eds). *The Permian of Northern Pangea.* V. I. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 98–123.
- Salem M.J.* The Geology of Sirt Basin. Amsterdam: Elsevier, 1996. V. I–III.
- Scholle P.A.* Carbon and sulfur isotope stratigraphy of the Permian and adjacent intervals / *Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S.* (eds). *The Permian of Northern Pangea.* V. I. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 133–149.
- Schopf T.J.M.* Permo-Triassic extinctions: relation to sea-floor spreading // *J. Geol.* 1974. V. 82. P. 129–143.
- Scotese C.R., Langford R.P.* Pangea and paleogeography of the Permian / *Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S.* (eds). *The Permian of Northern Pangea.* V. I. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 3–19.

- Sempere T.* Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions / Tankard A.J., Soares R., Welsink (eds). Petroleum basin of South America. AAPG Mem. 1995. V. 62. P. 96–128.
- Sepkoski J.J.Jr.* A compendium of fossil marine families // Mus. Contrib. Biol. Geol. Milwaukee Publ. 1982. V. 51. P. 1–125.
- Sepkoski J.J.Jr.* Periodicity in extinction and the problem of catastrophism in the history of life // J. Geol. Soc. London. 1989. V. 146. P. 7–19.
- Sharief F.A.* Lithofacies distribution of Permo–Triassic rocks in the Middle East // J. Petrol. Geol. 1981. № 4. P. 299–310.
- Sharief F.A.* Permian and Triassic geologic history and tectonic of the Middle East // J. Petrol. Geol. 1983. № 6. P. 95–102.
- Sheldon R.P., Cressman E.R., Cheney T.M., McKelvey V.E.* Middle Rocky Mountains and northeastern Great Basin / McKee E.D., Oriel S.S. et al. (eds). Paleotectonic Investigation of the Permian System in the United States. Geol. Surv. Prof. Paper. V. 515. Washington: US Government Printing Office, 1967. P. 157–170.
- Sheng Jin-zhang, Rui Lin, Chen Chu-zhen.* Permian and Triassic sedimentary facies and paleogeography of South China / Nakazawa K., Dickins J.M. (eds). The Tethys. Her paleogeography and paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic. Tokyo: Tokai Univ. Press, 1985. P. 59–81.
- Smith D.B.* The Late Permian palaeogeography of north-east England // Proc. York. Geol. Soc. 1989. V. 47. P. 285–312.
- Smith R.M.H.* A review of stratigraphy and sedimentary environments of the Karoo Basin of South Africa // J. African Earth Sci. 1990. V. 10. № 1/2. P. 117–137.
- Sneh A.* Permian dune patterns in northwestern Europe challenged // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. P. 44–51.
- Stemmerik L.* Permian history of the Norwegian-Greenland Sea Area / Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. (eds). The Permian of Northern Pangea. V. II. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 98–118.
- Stemmerik L., Worsley D.* Permian History of the Barents shelf area / Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. (eds). The Permian of Northern Pangea. V. II. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 81–97.
- Stevens S.M.* Was development of brackish ocean a factor in Permian extinctions? // Geology. 1997. V. 88. P. 133–138.
- Stevens G.R., Speden I.G.* New Zealand // The Phanerozoic Geology of the World. II. The Mesozoic. A. Amsterdam-Oxford-New York: Elsevier, 1978. P. 251–328.
- Tankard A.J., Soares R., Welsink H.J.* (eds). Petroleum basin of South America AAPG. Memoir 62. 1995. 637 p.
- Trettin H.P.* The Arctic Islands / Bally A.W., Palmer A.R. (eds). The geology of North America – an overview. The geology of North America. V. A. Geol. Soc. Amer. Boulder Co. 1989. P. 349–370.
- Turner B.R.* Continental sediments in South Africa // J. African Earth Sci. 1990. V. 10. № 1/2. P. 139–149.
- Ulmishek G.* Geology and petroleum resources of basin of western China. Argonne National Laboratories. ANL/ES 146. 1984. 131 p.
- Ustaömer T., Robertson A.H.F.* Late Palaeozoic–Early Mesozoic marginal basins along the active southern continental margin of Eurasia: evidence from the Central Pontides (Turkey) and adjacent region // Geol. J. 1993. V. 28. № 3–4. P. 219–238.
- Veevers J.J.* Phanerozoic Earth History of Australia. Oxford: Clarendon, 1984. 418 p.
- Veevers J.J., Powell C.M.A.* Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive–regressive depositional sequences in Euramerica // Geol. Soc. Amer. Bull. 1987. V. 98. P. 475–487.
- Visser J.N.J.* Controls on Early Permian shelf deglaciation in the Karoo Basin of South Africa // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1996. V. 125. P. 129–139.
- Wang Hongzhen* (ed.). Atlas of the Paleogeography of China, Beijing: Cartograph. Publ. House. 1985.
- Wardlaw B.R., Snyder W.S., Sphinos C., Gallegos D.M.* Permian of the Western United States / Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. (eds). The Permian of Northern Pangea. V. II. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 23–40.
- Wignall P.B., Hallam A.* Anoxia as a cause of the Permian/Triassic mass extinction: facies evidence for northern Italy and the western United States // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1992. № 93. P. 21–46.
- Wignall P.B., Hallam A.* Facies change at the end-Permian mass extinction in S.E. Sichuan, China // Palaios. 1996. V. 11. P. 587–596.
- Wignall P.B., Twitchett R.J.* Oceanic Anoxia and the End Permian Mass Extinction // Science. 1996. V. 272. P. 1155–1158.
- Woods R.D., Salvador A., Miles A.E.* Chapter 7, pre-Triassic. The Gulf of Mexico Basin / Salvador A. (ed.). The Geology of North America. V.J. Boulder: Geological Soc. America, 1991. P. 109–129.
- Wycisk P.* Aspects of cratonal sedimentation: facies distribution of fluvial and shallow marine sequences in NW Sudan/SW Egypt since Silurian time // J. African Earth Sci. 1990. № 1/2. P. 215–228.
- Yang Zunyi, Cheng Yuqi, Wang Hongzhen.* The geology of China. London-Oxford: University Press, 1986. 303 p.
- Yemane K.* Contribution of Late Permian palaeogeography in maintaining a temperate climate in Gondwana // Nature. 1993. V. 362. № 6407. P. 51–54.
- Yemane K.* Palynoflora and kerogen constituents of Upper Permian Gondwana deposits, Northern Malawi: implication for paleoclimate and source-rock potential / Embry A.F., Beauchamp B., Glass D.J. (eds). Pangea: Global Environments and Resources. Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem. 17. Calgary. 1994. P. 449–468.
- Yemane K., Kelts K.* A short review of paleoenvironments for Lower Beaufort (Upper Permian) Karoo sequences from southern to central Africa: a major Gondwana lacustrine episode // J. African Earth Sci. 1990. V. 10. № 1/2. P. 169–185.
- Zarkov M.A., Zarkova T.M., Merzljakov G.A.* Die Volumenverhältnisse halogener Gesteine in paläozoischen Salinarbecken und des Problem des Stoffbestandsentwicklung der Meerwassers // Z. geol. Wiss. 1979. V. 7. Berlin. S. 827–841.
- Zharkov M.A.* History of Paleozoic Salt Accumulation. Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag, 1981. 308 p.
- Ziegler A.M., Gibbs M.T., Hulver M.Z.* A mini-atlas of oceanic water masses in the Permian period. Proceeding of the Royal Society of Victoria, Australia. 1998. V. 110. № 1/2. P. 323–343.
- Ziegler A.M., Hulver M.L., Rowley D.B.* Permian world topography and climate / Martini P. (ed.). Late Glacial and Postglacial Environmental changes (Quaternary, Carboniferous – Permian and Proterozoic). Oxford Univ. Press. N.Y. 1997. P. 111–146.
- Ziegler P.A.* Geological atlas of western and central Europe. Amsterdam: Elsevier, 1982. 130 p.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.* Geology of the USSR: A Plate-Tectonic Synthesis. Amer. Geophys. Un. Geodyn. Ser. 1990. V. 21. 242 p.

Рецензенты А.С. Алексеев, Э.Я. Левен

УДК 551.735.9/761:563.12

ПЕРМО-ТРИАСОВЫЙ БИОТИЧЕСКИЙ КРИЗИС И ФОРАМИНИФЕРЫ

© 2001 г. Э. Я. Левен, О. А. Корчагин

*Геологический институт РАН,
109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Поступила в редакцию 20.12.98 г., получена после доработки 05.12.99 г.

Позднепермский кризис в развитии фораминифер проходил в две фазы. В первую фазу в конце мидийского века вымерло 40% всех родов фораминифер. Кризис особенно затронул фузулинид, процент вымирания которых составил 76% родов и 70% семейств. Вблизи границы перми и триаса исчезли все фораминиферы. При этом фузулиниды полностью вымирают, а часть мелких фораминифер (лазаруз-таксоны) вновь появляются в зоне *I. isarcica*. Вначале они представлены архаичными палеозойскими формами. Обновление комплексов за счет появления мезозойских форм начинается в конце индского века и существенно ускоряется в анизийском веке.

Ключевые слова. Пермь, триас, фораминиферы, кризис.

ВВЕДЕНИЕ

Биотические изменения на рубеже палеозоя и мезозоя давно привлекают внимание исследователей, и этому вопросу посвящена обширная литература. В большинстве публикаций вслед за Шиндевольфом (Schindewolf, 1954) отстаивается идея о катастрофическом характере этих изменений, что, однако, поддерживается не всеми исследователями, приводящими примеры постепенности позднепалеозойского вымирания (Руженцев, Сарычева, 1965; Рейтлингер, 1965 и др.). В настоящей статье делается попытка подойти к проблеме, проследив динамику развития комплексов фораминифер в конце перми и начале триаса. Нельзя сказать, что фораминиферы ранее оставались вне внимания специалистов, рассматривающих изменения биоты на этом отрезке геологической истории. Однако посвященные им публикации в большинстве своем носят частный характер, ограничиваясь анализом их распределения в каком-то отдельно взятом разрезе. В обобщающих работах, наоборот, картина рисуется слишком грубыми мазками, в результате чего многие важные закономерности остаются незамеченными.

В предлагаемой вниманию читателей статье обобщены все доступные авторам литературные данные по фораминиферам верхней перми Тетиса и нижнего триаса, а также собственные материалы по разрезам Закавказья, Памира и Афганистана. Распределение фораминифер в этом интервале разреза анализировалось, где это было возможно, на зональном уровне, а сами фораминиферы – на уровне родов и семейств, хотя не оставались без внимания и изменения видовой разнообразия. Нами не проводилась ревизия систематики фораминифер, и встречающиеся в литературе многочисленные списки родов и видов этих иско-

паемых не приведены к какому-то общему знаменателю. Вероятно, это несколько изменило бы результаты подсчетов количества вымерших и вновь появившихся родов на тех или иных исторических рубежах, но вряд ли настолько, чтобы существенно повлиять на выводы. Что касается таксонов более высокого ранга, то они приняты в соответствии с изданными недавно справочниками по систематике фораминифер палеозоя (Справочник..., 1993, 1996).

Достоверность выводов по рассматриваемым в статье вопросам во многом зависит от степени детальности расчленения анализируемых разрезов и точности стратиграфической привязки комплексов фораминифер. К сожалению, число разрезов, удовлетворяющих этим требованиям и принимаемых нами как опорные, очень ограничено. Это вынуждает обращаться к другим разрезам, богатым фораминиферами, но плохо охарактеризованным конодонтами и аммоноидеями. Корреляция таких разрезов с опорными не всегда однозначна. Но основные интересующие нас стратиграфические уровни, такие как границы средней и верхней перми, а также перми и триаса, прослеживаются в них достаточно четко, и это позволяет надеяться, что устанавливаемые изменения фораминиферных комплексов на этих границах близки к истинным.

О СТРАТИГРАФИИ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРМИ И ТРИАСА

Прежде чем перейти к существу рассматриваемых в статье вопросов, необходимо определить в стратиграфической основе, на которой они будут решаться. К этому вынуждает, прежде всего, отсутствие единой точки зрения на положение границы перми и триаса и на ее критерии. Кроме

того, нет единого мнения о ярусном и зональном подразделении пограничных слоев и их корреляции. Не всегда однозначно трактуются соотношения зональных подразделений шкал, разработанных по разным группам фауны, таким как фузулиниды, конодонты и аммоноидеи.

В нашу задачу не входит аргументированное рассмотрение всех этих проблем. Достаточно лишь их обозначить и оговорить принятые нами варианты решения.

Граница перми и триаса принимается в основании зоны *Hindeodus parvus*, в соответствии с последними рекомендациями Международной рабочей группы по границе перми и триаса (Yin, 1997). Эта граница обладает наибольшим корреляционным потенциалом, что определяет ее предпочтительность. Однако она не носит событийного характера. Главные события, с которыми связывается рубеж мезозоя и палеозоя (регрессия, смена фаций, массовые вымирания, геохимические аномалии и др.), происходили несколько раньше и не совсем одновременно (Wang, 1997).

В соответствии с рекомендациями Международной подкомиссии по пермской системе (SCPS), одобренными Международным геологическим конгрессом в Пекине в 1997 г. (Jin et al., 1997), в настоящей статье принимается трехчленное деление перми с подразделением верхнего лопинского отдела на уцзяпинский и чансинский ярусы. Что касается среднего гваделупского отдела, то предлагаемый SCPS вариант деления его на роадский, вордский и кэптенский ярусы, пока однозначно приемлем только для североамериканских разрезов. Так как все рассматриваемые в статье разрезы расположены в пределах Тетиса, мы предпочитаем пока для среднего отдела пользоваться ярусами тетической шкалы – кубергиндинским, мургабским и мидийским (Левен, 1989; Leven, 1981). При этом верхняя граница мидийского яруса совпадает с границей гваделупского и лопинского отделов, рекомендованной SCPS.

Поскольку пока нет общепринятого зонального деления ярусов верхнего отдела перми, за основу принимается конодонтовая зональная шкала, предложенная в статье (Jin et al., 1997). Используются также цефалоподовые зоны, выделенные в разрезах Закавказья и Южного Китая (Руженцев, Сарычева, 1965; Yin et al., 1996). Для пограничных слоев перми и триаса используются конодонтовые подразделения, установленные в разрезе Мейшань Южного Китая (Zhang et al., 1996; Yin et al., 1996). Однако следует иметь в виду, что относительно палеонтологической характеристики последних и их возрастной интерпретации пока нет единого мнения (Mei, 1996). Для триаса принята зональная схема, разработанная Матсудой (Matsuda, 1985).

Из-за неустоявшихся взглядов на таксономию конодонтов и относительно ограниченного числа разрезов, в которых прослеживается их стратиграфическая последовательность, точная корреляция даже опорных разрезов не всегда возможна. Лишь несколько уровней могут быть более или менее уверенно прослежены в большинстве опорных разрезов и части дополнительных. Это – граница мидийского и уцзяпинского ярусов, проводимая в основании конодонтовой зоны *C. postbitteri*. В Закавказье этот уровень соответствует основанию “чанахчинских” слоев или слоев с *Codonofusiella-Reichelina* (Рейтлингер, 1965; Котляр и др., 1989). В разрезе Абаде ему отвечает основание слоя 5 (Iranian-Japanese..., 1981). В разрезах Южного Китая с этим уровнем связывается граница серий Маокоу и Лопин (Jin et al., 1994). Следующий уровень – это основание конодонтовой зоны *C. leveni*, которая выделяется в подошве ахуринской свиты Закавказья (Коцур и др., 1978), в верхней части слоя 6 разреза Абаде (Iranian-Japanese..., 1981) и внутри формации Уцзяпин в разрезах Южного Китая (Jin et al., 1994). Хорошо прослеживаемым уровнем является граница уцзяпинского и чансинского ярусов или основание конодонтовой зоны *C. subcarinata*, которая хорошо распознается в разрезах Закавказья и Южного Китая (Коцур и др., 1978; Jin et al., 1994). Надежно коррелируемыми уровнями являются основание конодонтовых зон *H. parvus* и *I. isarcica*, прослеживаемых в разрезах Закавказья, Центрального Ирана, Южных Альп, Кашмира, Южного Китая, Тибета (Kozur, 1980; Kozur et al., 1995). Хорошо коррелируемыми уровнями, к которым удастся привязать находки фораминифер (обычно ассоциации зоны *Meandrospira pusilla*) в более высоких частях разреза нижнего триаса, являются конодонтовые зоны *Parachirognathus turnishies* (= *Neospathodus waageni*) и *Neospathodus triangularis-Neospathodus homeri* во Внутренних Динаридах (разрез Гучево) (Судар, 1986). Считается также, что ассоциация фораминифероидных зон *Meandrospira pusilla* и *Meandrospira cheni* в Балканской схеме поддерживается находками аммоноидей *Tirolites* sp. (Salaj et al., 1988).

ФОРАМИНИФЕРЫ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ ПЕРМИ И ТРИАСА В НАИБОЛЕЕ ИЗУЧЕННЫХ И ХОРОШО ДАТИРОВАННЫХ РАЗРЕЗАХ

К хорошо датированным разрезам мы относим, прежде всего, джюльфинский Закавказья (Левен, 1975; Коцур и др., 1978, Котляр и др., 1989, Zakharov, 1988), Абаде Центрального Ирана (Iranian-Japanese..., 1981) и Мейшань Южного Китая (Yin et al., 1996). Благодаря присутствию конодонтов и аммоноидей, пермская часть этих разрезов расчленяется на хорошо коррелируемые

зоны. Данные по перечисленным разрезам приняты нами как базовые при решении вопросов стратиграфического распространения пермских фораминифер. Они дополнены материалами по разрезам Соляного Кряжа (Pakistan–Japanese..., 1985; Wardlaw, Pogue, 1995), Альп (Broglia-Loriga et al., 1986; Buggisch, Noè, 1986), Тавра (Altiner 1981, 1984; Köyüoğlu, Altiner, 1989; Lys, Marcoux, 1978; Zaninetti, Altiner, Çatal, 1981; Zaninetti, Dager, 1978) Северного Кавказа (Миклухо-Маклай, 1954; Котляр и др., 1983, 1989); Юго-Восточного Памира (Левен, 1967; Котляр и др., 1983, 1989), Приморья (Котляр и др., 1983, 1989; Бураго и др., 1974; Соснина, Никитина, 1977; Вукс, Чедия, 1986), которые использованы с той степенью точности, с какой возможна их корреляция с опорными разрезами. По мере возможности, использовались также материалы и по другим разрезам Тетиса и Северной Америки.

Что касается характеристики триасовых (в особенности, нижнетриасовых) фораминифер, то вследствие редкой встречаемости составить адекватное представление об их комплексах и стратиграфическом распространении, ориентируясь лишь на перечисленные выше разрезы, очень трудно. Поэтому в анализ вовлечены материалы по ряду других разрезов, где фораминиферовые комплексы имеют достаточно надежную стратиграфическую привязку. Такими разрезами являются Кухи-Али-Баши на северо-западе Ирана (Baud et al., 1974), Центрального и Восточного Эльбруса (Brönnimann et al., 1972a, b; Stampfli et al., 1976), Тебеса (Brönnimann et al., 1973), Восточного Тавра (Dagger, Zaninetti, 1976; Altiner, Zaninetti, 1981), Внутренних Динарид (Судар, 1986); Южных Альп (Jenny-Deshusses, 1991), Карпат (Salaj, Borza, 1983), Южного Китая (He, 1988; Zhang et al., 1989), а также Северного Кавказа и Предкавказья (Ефимова, 1974). Обобщенные данные по фораминиферам из некоторых перечисленных разрезов содержатся в монографии Занинетти (Zaninetti, 1976).

Анализ распределения фораминиферовых комплексов целесообразно рассмотреть отдельно для фузулинид и мелких фораминифер.

Фузулиниды. Начиная со среднего карбона и до конца средней перми, фузулиниды являлись одной из самых многочисленных и разнообразных групп бентосных организмов теплых морей. В перми наибольшего разнообразия и специализации они достигли в мидийском веке, что, очевидно, было связано с широкой трансгрессией (Левен, 1993). Число семейств и родов в это время доходило, соответственно, до 20 и 46. Доминировали представители отрядов Schwagerinida и Neoschwagerinida.

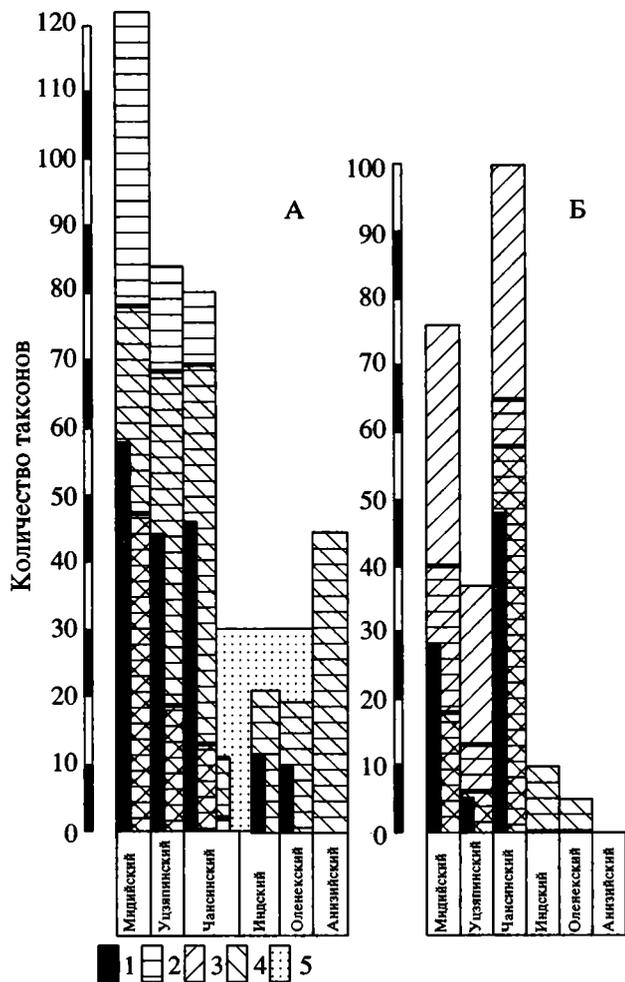
К концу мидийского века эти отряды исчезают. Значительные изменения произошли в отря-

де Schubertellida. Так полностью исчезло до этого многочисленное семейство Yanchienidae и существенно обновилось семейство Paleofusulinidae, в котором возникло несколько новых родов – Ogbinella, Paradunbarula, Pseudodunbarula и Palaeofusulina. Все они появляются сразу после исчезновения последних швагеринид и неошвагеринид в нижней части уцзяпинских слоев Южного Китая и в соответствующих им по возрасту чаначинских слоях Закавказья. До недавнего времени появление последнего из перечисленных родов считалось более поздним. Однако сейчас он отмечен в нижней зоне уцзяпинского яруса Китая (Zhu, 1996). Здесь же появились 2 новых рода из семейства боултониидей – Gallowaiinella и Tewoella, ранее также считавшихся чансинскими. В немногочисленных отрядах Ozawainellida и Staffellida, сколько-нибудь существенных изменений на рассматриваемом рубеже не произошло.

Приведенные данные, базирующиеся на опорных разрезах, хорошо подтверждаются во многих других разрезах Тетиса, хотя не всегда можно с полной уверенностью говорить об одновременности событий, происходящих на рубеже мидийского и уцзяпинского веков. Кроме того, полностью нельзя исключить того, что часть типично мидийских родов, характерных для зоны Lepidolina kumaensis, проходит в уцзяпинский ярус (Toriyama, 1973). Однако четких доказательств этого пока нет.

Количественные изменения в составе фузулинидовых комплексов на рубеже мидийского и уцзяпинского веков выражаются в следующих цифрах (рисунок). Из 20-и семейств и 46-и родов мидийских фузулинид на рассматриваемом рубеже вымерло 14 семейств (70%) и 35 родов (76%). Из оставшихся 11-ти родов 7 проходит в чансинский ярус. В уцзяпинском веке появляются 8 родов, 5 из которых продолжают существовать в чансинском. По-существу, чансинский век – время доживания родов уже существовавших ранее. Лишь один род – Pagananlingella не известен в более древних слоях, но не исключено, что и он появился в уцзяпинском веке.

Всего в чансинском ярусе обнаружено 5 семейств и 13 родов фузулинид. К началу триаса все они исчезают. Происходит это несколько раньше момента появления *N. ragvus*, с чем связывается граница перми и триаса. В разрезе Мейшань, рекомендуемом в качестве типового для этой границы, последние фузулиниды отмечены в слое 20 описания, приведенного в статье (Zhao et al., 1981), что отвечает слоям 23 и 24 в статье (Yin et al., 1996). Чуть выше встречены последние фузулиниды в разрезе Доломитовых Альп, где в нижних полутора-двух метрах слоев Тесеро формации Верфен найдены *Nankinella* и *Staffella* (Broglia-Loriga et al., 1986). М. Пасини (Pasini, 1984) отме-



Динамика изменения фораминиферовых сообществ конца перми-начала триаса.

А. Численность на конец века. Б. Процент вымерших таксонов на конец века относительно их численности.

1 – семейства; 2 – роды; 3 – роды фузулинид; 4 – роды мелких фораминифер; 5 – роды мелких фораминифер, исчезнувших на рубеже перми-триаса и вновь возродившихся (лазарус-таксоны).

чает также находку здесь *Palaeofusulina*, но достоверность ее стратиграфической привязки подвергается сомнениям. Здесь же обнаружены конодонты вида *Hindeodus latidentatus* предкового для *H. parvus*. Этот вид в разрезе Мейшань появляется в белых глинах слоя 25 (Kozur, 1995; Yin et al., 1996), где фузулиниды уже отсутствуют.

Оценивая динамику изменений фузулинидовых комплексов за отрезок времени от мидийского века до чансинского включительно, можно говорить о двух кризисах в развитии фузулинид (Jin, 1993; Stanley, Yang, 1994). Первый и наиболее значительный кризис проявился на рубеже мидийского и уцзяпинского веков, когда вымерло 76% родов и 70% семейств, в числе которых все представители отрядов неошвагеринид и швагеринид.

Второй кризис завершился полным исчезновением фузулинид в конце чансинского века. Между этими двумя кризисами сколько-нибудь существенных изменений в составе фузулинидовых комплексов не наблюдается, если не считать появления нескольких родов в уцзяпинском веке и одного рода – в чансинском. Считалось, правда, что в связи с чансинской трансгрессией происходило значительное обновление в составе комплексов, проявившееся, главным образом, в появлении и расцвете рода *Palaeofusulina* и близких ему родов *Nanlingella* и *Parananlingella*, а также рода *Gallowainella*. Однако после находок трех из этих родов в уцзяпинском ярусе, о чем говорилось выше, утверждение о чансинском обновлении теряет основание. Кроме того, увеличение численности и разнообразия фузулинид в чансинских отложениях отмечается только в разрезах Южного Китая и Индокитая. Во всех остальных регионах Тетиса этого не происходит.

Мелкие фораминиферы. Как и для фузулинид, мидийский век был временем наибольшего многообразия мелких фораминифер. Суммированное по многим разрезам число семейств и родов в мидийском ярусе достигает 38 и 78, соответственно. Доминируют представители отрядов *Nodosarida* и *Cornuspirida*. По данным Г.П. Прониной, детально изучавшей фораминифер из разрезов Закавказья, первые преобладают в нижней части яруса, а вторые – в верхней (Котляр и др., 1989). По ее мнению, эта закономерность наблюдается не только в Закавказье, но имеет общий характер (Prónina, 1995). Среди нодозариид наиболее частыми являются представители родов *Pachyphloia*, *Geinitzina*, *Pseudolangella* и некоторые другие. Среди корнуспирид очень многочисленны и характерны представители семейств *Hemigordiidae* и *Hemigordiopsidae*. Хорошо представлен отряд *Palaeotextularida*, в особенности семейства *Palaeotextularidae* (роды *Palaeotextularia*, *Climacammina*, *Cribrogenina*), *Biserimminidae* (род *Globivalvulina*) и *Dagmaritidae* (род *Dagmarita*). Характерными, хотя и играющими второстепенную роль, являются роды *Sphairionia* (семейство *Lagenidae*), *Abadehella* и *Neoendothyra* (семейства *Valvulinellidae* и *Endothyranopsidae*).

В отличие от фузулинид, рубеж между гваделупским и лопинским отделами по мелким фораминиферам обозначен не столь резко и выражен, главным образом, сменой доминант. Большинство мидийских родов переходит в уцзяпинский ярус, где их общее число в опорных разрезах достигает 48. Если в подсчете их численности не ограничиваться опорными разрезами, а привлечь данные по разрезам Памира, Соляного Кряжа, Тавра и Альп, то общее число родов в уцзяпинском ярусе будет примерно насчитывать 68, то есть, по сравнению с мидийским ярусом, разнообразие мелких фораминифер снизилось на 14%

(76% у фузулинид). При этом лишь для нескольких родов можно говорить с уверенностью о вымирании в конце мидийского века. К ним относятся такие характерные для мидийского яруса роды, как *Shanita*, *Sphaerionia* и ряд других. По-видимому, в уцзяпинском ярусе появляется и несколько новых родов, среди которых можно назвать *Louissetita*, *Paradagmarita*, *Pseudocolaniella*, *Colaniella*. В целом же, различия между фораминиферовыми комплексами мидийского и уцзяпинского ярусов сводятся к смене доминант, когда резко сокращается численность и разнообразие родов семейств *Hemidordiidae*, *Hemigordiopsidae* и *Baisalidae* (отряд *Cornuspirida*), и восстанавливается ведущая роль нодозариид, сохраняющаяся до конца перми.

Подчеркнем, что приведенная выше характеристика фораминиферового комплекса уцзяпинского яруса является усредненной. В реальных разрезах она сильно варьирует и может существенно отличаться от приведенной в зависимости от фациального характера отложений, содержащих фораминифер. Это относится и к степени различий между комплексами мидийского и уцзяпинского ярусов. Так, во многих районах Тетиса в начале уцзяпинского века резко изменилась фациальная обстановка, чему в ряде случаев предшествовали регрессия и кратковременный перерыв в осадконакоплении. На смену мелководным карбонатным фациям, благоприятным для развития бентоса, пришли пелагические фации глин и пелитоморфных известняков. Соответственно, в составе биоты возросла роль планктонных и нектонных организмов и, наоборот, понизилась роль бентосных. Это привело к обеднению сообществ фораминифер, которые в то время были, в основном, бентосными. Наиболее отчетливо это проявлено в разрезах Южного Китая. Поэтому здесь различия мидийского и уцзяпинского фораминиферо-вых комплексов довольно существенны. В разрезах Закавказья резкая смена фаций наблюдается не в основании уцзяпинского яруса, а несколько выше – в основании зоны *S. leveni*. С этого же уровня фораминиферовые комплексы сильно обеднены, что уже отмечалось Е.А. Рейтлингер (1965) и Г.П. Прониной (Котляр и др., 1983). На границе же ярусов, которая литологически выражена не очень резко, происходит лишь некоторая смена доминантов. Интересно, что у фузулинид на этой же границе исчезают швагериниды и неошвагериниды. Еще менее резко изменяется состав комплексов фораминифер в разрезах Тавра, где характер фаций не менялся, по крайней мере, до конца уцзяпинского века.

Также как и у фузулинид, состав и разнообразие комплексов мелких фораминифер чансинского и уцзяпинского ярусов почти не отличаются. Также преобладают нодозарииды. Продолжают существовать почти все роды, известные в уцзяпинском ярусе. Появляется лишь один, существу-

ющий и поныне, новый род – *Meandrospira* (семейство *Meandrospiridae*), очень характерный для второй половины индского яруса нижнего триаса. Общая численность родов, обнаруженных в опорных разрезах, – 49 (48 в уцзяпинском ярусе). Если привлекать данные по другим разрезам (Северный Кавказ, Памир, Приморье, Тавр, Южные Альпы), то это число увеличивается до 69 (68 в уцзяпинском ярусе).

С точки зрения рассматриваемых в статье вопросов было бы интересно проследить динамику изменений фораминиферо-вых комплексов от начала до конца чансинского века. В каждом конкретном разрезе последние целиком зависят от фаций и меняются в больших пределах вплоть до полного исчезновения фораминифер. В более или менее литологически монотонном разрезе Мейшань идет постепенное увеличение разнообразия от 6 родов и 9 видов в основании яруса до 20 родов и 52 видов в его кровле (Zhao et al., 1981). Увеличивается разнообразие вверх по разрезу яруса также в Закавказье и Южных Альпах, но там это отчетливо связано с отсутствием благоприятных фаций в нижней части яруса.

Вблизи границы с триасом во всех известных разрезах фораминиферы полностью исчезают, но происходит это неодновременно. Если исключить из анализа разрезы, где граница перми и триаса не может быть уверенно обозначена из-за возможных перерывов или из-за недостатка данных (Северный Кавказ, Приморье, Тавр, Центральный Иран, Соляной Кряж и некоторые другие), то остаются 3 разреза, в которых точно фиксируется время исчезновения фораминифер. Это – разрезы Закавказья, Южного Китая (Мейшань) и Южных Альп.

В Закавказье последние фораминиферы известны в зоне *Paratiroplites kittli*, где они представлены 19 родами и 37 видами (Пронина, 1989). В вышележащих глинах фораминиферы полностью отсутствуют. В зоне *Pleuronodoceras*–*Rotodiscoceras*, причем в самых ее верхах, фораминиферы имеются в разрезе Мейшань. Вблизи кровли известняков Чансин здесь обнаружено 20 родов и 52 вида (Zhao et al., 1981). Как уже говорилось, по-видимому, к этой же зоне принадлежат самые верхи формации Беллерофон в Южных Альпах. Отсюда определено 33 рода и 43 вида мелких фораминифер (Broglia-Loriga et al., 1986; Buggisch, Noè, 1986).

Как в разрезе Мейшань, так и Южных Альп, комплекс фораминифер в вышележащих слоях резко сокращается. В первом из них единичные представители девяти родов из семи семейств встречены в белых глинах слоя 25, т.е. в нескольких сантиметрах ниже основания триаса (Yin et al., 1996; Zhao et al., 1981). В этих оставшихся сантиметрах разреза (слои 26 и 27а, б) фораминифе-

ры уже отсутствуют, также, как и в нижней части триаса. В Южных Альпах со слоями 25 разреза Мейшань коррелируются низы горизонта оолитовых известняков Тесеро на основании присутствия *N. latidentatus* – вида конодонтов, предкового для *N. parvus* (Broglia-Loriga, 1986). Здесь, как и в слое 25, обнаружены немногочисленные мелкие фораминиферы, принадлежащие 12 родам и 20 видам (Broglia-Loriga, 1986; Buggisch, Noè, 1986). Верхняя часть горизонта фораминифер уже не содержит, также как и основание вышележащей формации Мазин ниже слоев с первыми *N. parvus*.

В самом основании триаса, т.е. в зоне *N. parvus*, ни в одном из известных разрезов фораминиферы пока не обнаружены. Они появляются вновь в зоне *I. isarcica* (Гималаи, Северо-Западный Иран, Восточный Тавр). Находки их редки и немногочисленны. Большей частью – это архаичные примитивные роды семейств *Ammodiscidae* и *Earlandiidae*. Изредка встречаются известные также, начиная с перми, представители семейств *Nodosariidae*, *Ichthyolariidae*, *Cornuspiridae*. Всего из этой части разреза разных местонахождений обнаружено 11 родов и чуть больше видов (Karoo, 1996; Altiner, 1981; Altiner, Zaninetti, 1981; Altiner et al., 1980). Возможно, зоне *I. isarcica* одновозрастны содержащие фораминифер слои с *Otoceras*–*Ophiceras* из основания разреза Кумаонских Гималаев (Kristan-Tollmann, 1984). Если это так, то список родов из этой зоны возрастает до 20.

В верхах индского и низах оленекского ярусов фораминиферы встречаются значительно чаще. Здесь, как и ниже, преобладают палеозойские роды, главным образом, аммодисциды и нодозарииды. Наряду с ними, здесь уже появляются первые представители мезозойских фораминифер, таких как *Arenovidalina*, *Rectoglomospira*, *Lenticulina*, *Gaudryina*, *Triadodiscus*, принадлежащие четырем семействам, одно из которых (*Involutinidae*) новое (Ефимова, 1974; Судар, 1986; Salaj et al., 1988; Gazdzicki, 1974). Примерно на этом же уровне появляются единичные *Meandrospira*, известные в самых верхах перми. Несколько выше по разрезу (конодонтовые зоны *Parachirognathus turnishies*, *Neospathodus triangularis* – *N. homeri*) они становятся наиболее типичными, характеризуя слои (зона *M. pusilla*), прослеживающиеся от Альп на западе до Южного Китая – на востоке. По усредненным данным общее разнообразие комплекса остается примерно тем же, что и в более раннем комплексе (18–20 родов), но число мезозойских родов в нем несколько возрастает. Существенное обновление фораминиферовых комплексов происходит, начиная с анизийского века (конодонтовая зона *Neogondolella regale*), ускоряясь к его середине (конодонтовая зона *Paragondolella bulgarica*, слои с аммоноидеями *Balatonites*), когда почти одновременно появились более 10

новых родов и 5 семейств; общее число родов здесь достигает 45 (Ефимова, 1974; Судар, 1986; Gaetani et al., 1970, Salaj et al., 1983; Gazdzicki, 1974, 1983). Таким образом, с этого времени элементы мезозойских ассоциаций начинают уже играть доминирующую роль.

Подводя итог приведенным выше данным по развитию мелких фораминифер в поздней перми и раннем триасе, можно констатировать следующее:

1. Максимального разнообразия фораминиферовые комплексы достигали в конце мидийского века, когда доминирующими были представители отряда корнуспирид.

2. На рубеже мидийского и уцзяпинского веков доминирующая роль переходит к отряду нодозариид. Родовой и видовой состав комплексов обедняется, но не столь существенно, как у фузулинид.

3. В течение уцзяпинского и чансинского веков, как и у фузулинид, сколько-нибудь значительных изменений в составе комплексов не происходило и они сохраняли примерно тот же родовой состав.

4. Резкое обеднение комплексов произошло в основании зоны *N. latidentatus* или чуть раньше, одновременно с не менее резким повсеместным изменением фауны.

5. В самых верхах разреза перми и низах триаса фораминиферы нигде не обнаружены и во всех разрезах наблюдается “мертвая зона”, лишенная остатков фораминифер. Они вновь появляются лишь в зоне *I. isarcica*, где представлены малочисленными, в основном, архаичными формами, известными с палеозоя (лазарус-таксоны). Полностью вымирают вблизи границы с триасом 40 родов (58%) и 17 (43%) семейств. 29 родов переходят в триас, но в индском ярусе встречено лишь 20; остальные появляются выше по разрезу.

6. Новые, уже типично мезозойские роды и семейства появляются в самых верхах индского яруса, но лишь в анизийском ярусе они становятся преобладающими.

ВЫВОДЫ

Анализ приведенного материала красноречиво свидетельствует о том, что рубеж перми и триаса является кризисным в развитии фораминифер, также как и многих других обитателей морских бассейнов этого времени. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что терминальное пермское вымирание – это лишь кульминация кризиса, первое яркое проявление которого имело место на рубеже гваделупской и лопинской эпох. Соответственно, можно говорить о двух фазах позднепермского фораминиферового кризиса – **начальной** и **заключительной**. Первая привела к вымиранию швагеринид и неошвагеринид и к со-

крашению разнообразия мелких фораминифер, вторая – к полному исчезновению из разрезов всех фузулинид, также как и мелких фораминифер, которые, однако, в отличие от фузулинид, после небольшого перерыва появляются вновь. К аналогичному выводу приводят данные и по многим другим группам ископаемых (Jin et al., 1994; Stanley, Yang, 1994).

При попытках понять причины позднепермского вымирания, обращает на себя внимание, что как начальной, так и заключительной его стадиям предшествовали обширные трансгрессии – мидийская и чансиньская. Подобная закономерность была подмечена Э.Д. Кауффманом (1986) при анализе структуры позднемеловых вымираний. Он склонен придавать этому факту большое значение, считая, что широкие трансгрессии способствуют повышению и выравниванию температуры воды и увеличению разнообразия стено-термных организмов. Экосистема оказывается как бы “подготовленной к гибели”, что и происходит, если резко меняются условия среды. Этот вывод вполне может быть применим при объяснении причин первой фазы позднепермского вымирания. Действительно, наибольшего разнообразия фораминиферы достигают в мидийских отложениях. На рубеже мидийского и уцзяпинского веков происходили резкие изменения среды обитания, которая в лопинскую эпоху сильно отличалась от условий, существовавших в период трансгрессии. Послемидийская регрессия привела к увеличению площади суши и обособлению более или менее изолированных бассейнов, в которых формировались, в основном, фации глин и микритовых известняков. Чрезвычайно малый процент обломочной терригенной компоненты в составе осадков свидетельствует о низком пенеппенизированном рельефе суши, что, в свою очередь, является показателем спокойного тектонического режима, который повсеместно установился после бурной эпохи герцинского орогенеза. Подобные быстрые палеогеографические преобразования не могли не сказаться на климате, химическом составе воды и других составляющих географической среды, которые, несомненно, также менялись, хотя характер и степень этих изменений еще предстоит выяснить. Уникальность рассматриваемого отрезка геологической истории подчеркивается быстро прогрессирующим падением кислорода в атмосфере, которое к началу триаса опускается до наименьших значений за всю историю фанерозоя (Будыко и др., 1985). Возможно, это послужило причиной начавшейся аноксии вод мирового океана (Isozaki, 1997). Всего этого вместе взятого вполне достаточно, чтобы расшатать и разрушить экосистемы, сложившиеся во время мидийской трансгрессии. Продолжают существовать лишь группы с высокой степенью экологической устойчивости к стрессу. Такой относи-

тельно эврибионтной группой были мелкие фораминиферы. Фузулиниды же, особенно такие как крупные высокоспециализированные швагериниды и неошвагериниды, в большинстве своем вымирают.

Таким образом, начало позднепермского вымирания, скорее всего, имело многофакторные причины, одной из которых, возможно, наиболее важной, “спровоцировавшей” все последующие перестройки внешней среды, являлась послемидийская регрессия.

Многофакторность причин не столь очевидна, если говорить о заключительной фазе вымирания, пик которого приходится на границу перми и триаса, что помимо палеонтологических данных, подчеркивается абсолютным минимумом содержания в осадках органического углерода (Baud et al., 1989). По сравнению с послемидийским, терминальное пермское вымирание выражено значительно резче. Полностью вымирают фузулиниды. Исчезают, хотя и на короткое время, мелкие фораминиферы. Вновь появившись, они вначале малочисленны, угнетены, и их быстрое многообразие более или менее восстанавливается лишь в среднем триасе. Интересно, что примерно то же самое наблюдается у радиолярий – совершенно иной группы микроорганизмов, в отличие от палеозойских бентосных фораминифер, ведущих планктонный образ жизни (Kakuwa, 1996; Isozaki, 1997). Если к этому добавить, что во времени исчезновения из разрезов фораминифер и радиолярий приурочено глобальное прекращение угленакопления, свидетельствующее о вымирании торфообразующих растений (Retallack et al., 1996), можно с уверенностью говорить, что пермский терминальный кризис был всеобщим, охватившим не только обитателей шельфов и океанических пространств, но и суши. Такой вывод предполагает общность причин этого кризиса, проявившихся на всей поверхности Земли и несводимых к трансгрессиям и регрессиям со всеми их последствиями (Jin et al., 1994; Hallam, 1994). Поскольку биотические преобразования на рубеже перми и триаса носят резкий, катастрофический характер, соответствующими должны были быть явления, разрушительным образом воздействовавшие на всю биосферу. Среди них наиболее вероятны аэрозольные климатические катастрофы, связанные с усилением вулканической активности или с падением на Землю крупного небесного тела (Будыко, 1980; Будыко и др., 1986; Campbell et al., 1992; Kozur, 1994; Renne, Basu, 1991; Renne et al., 1995; Alvarez et al., 1982). Гибельный эффект таких катастроф мог усиливаться стрессовым состоянием биоты, обусловленным последствиями послемидийского вымирания и кислородным дефицитом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 352 с.
- Будыко М.И., Голицын Г.С., Израэль Ю.А. Глобальные климатические катастрофы. М.: Гидрометеиздат, 1986. 159 с.
- Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. История атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 208 с.
- Бураго В.И., Киселева А.В., Котляр Г.В. и др. Палеонтологическая характеристика пермских отложений Южного Приморья // Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 214–235.
- Вукс Г.П., Чедия И.О. Фораминиферы людянзинской свиты бухты Неизвестная (Южное Приморье) // Корреляция пермо-триасовых отложений востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 82–106.
- Ефимова Н.А. Триасовые фораминиферы Северо-Западного Кавказа и Предкавказья // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1974. Вып. 17. С. 54–83.
- Кауффман Э.Д. Структура вымираний морских биот в меловом периоде // Катастрофы и история Земли. М.: Мир, 1986. С. 156–254.
- Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Кочиркевич Б.В. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира. Джульфинский и дорашамский ярусы СССР. Л.: Наука, 1983. 200 с.
- Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Кропачева Г.С. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира. Мидийский ярус СССР. Л.: Наука, 1989. 182 с.
- Коцур Х., Левен Э.Я., Лозовский В.Р., Пятакова М.В. Расчленение по конодонтам пограничных слоев перми и триаса Закавказья // Бюл. МОИП. Отд. Геологии. 1978. Т. 53. № 3. С. 15–24.
- Левен Э.Я. Стратиграфия и фузулиниды пермских отложений Памира. М.: Наука, 1967. 226 с.
- Левен Э.Я. Стратиграфия пермских отложений Закавказья // Сов. геология. 1975. № 1. С. 96–110.
- Левен Э.Я. Объяснительная записка к стратиграфической шкале пермских отложений области Тетис. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 51 с.
- Левен Э.Я. Главные события пермской истории Тетиса и фузулиниды // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 59–75.
- Миклухо-Маклай К.В. Фораминиферы верхнепермских отложений Северного Кавказа. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 163 с.
- Пронина Г.П. Фораминиферы зоны Paratiroplites kittli дорашамского яруса поздней перми Закавказья // Ежегодн. всес. палеонтол. об-ва. Л.: Наука, 1989. Т. 32. С. 30–41.
- Рейтлингер Е.А. Развитие фораминифер в позднепермскую и раннетриасовую эпохи на территории Закавказья // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1965. Вып. 9. С. 45–70.
- Руженцев В.Е., Сарычева Т.Г. (ред.). Развитие и смена морских организмов на рубеже палеозоя и мезозоя // Тр. Палеонтологич. института АН СССР. 1965. Т. 108. 431 с.
- Соснина М.И., Никитина А. Мелкие фораминиферы верхней перми Южного Приморья // Ископаемая флора и фауна Дальнего Востока и вопросы стратиграфии фанерозоя. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1977. С. 27–52.
- Справочник по систематике мелких фораминифер палеозоя. М.: Наука, 1993. 125 с.
- Справочник по систематике фораминифер палеозоя. М.: Наука, 1996. 205 с.
- Судар М. Микрофосили и биостратиграфия триаса унутрашних динарида југославије између Гучева и Љублишње // Геол. анал. Балк. полуост. 1986. Кн. 1. С. 151–394.
- Altiner D. Reserches stratigraphiques et micropaléontologiques dans le Taurus Oriental au NW de Pinarbashi (Turquie) // Thèse № 2005. Université de Geneve, 1981. 450 p.
- Altiner D. Upper Permian foraminiferal biostratigraphy in some localities of the Taurus Belt. Geology of the Taurus Belt // Intern. Symp. 26–29 September 1983, Ankara, Turkey / Eds Tekeli O., Cöncüoğlu C. Ankara: MTA, 1984. P. 255–268.
- Altiner D., Baud A., Guex J., Stampfli G. La limite Permien-Trias dans quelques localites du Moyen-Orient: recherches stratigraphiques et micropaleontologiques // Riv. Ital. Paleontol. (1979) 1980. V. 85. № 3–4. P. 683–714.
- Altiner D., Zaninetti L. Le Trias dans la region de Pinarbasi, Taurus oriental, Turquie: unites lithologiques, micropaleontologie, milieux de depot // Riv. Ital. Paleontol. (1980) 1981. V. 86. № 4. P. 705–760.
- Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F., Michel H.V. Current status of the impact theory for the terminal Cretaceous extinction // Geological Implications of Impact of Large Asteroids and Comets on the Earth. Geol. Soc. America. Special Paper. 1982. № 190. P. 305–315.
- Baud A., Brönnimann P., Zaninetti L. Sur la présence de *Meandrospira pusilla* (Ho) (Foraminifère) dans le Trias inférieur de Kih-e-Ali Bashi, Julfa, NW Iran // Paläontol. Zeit. 1974. V. 48. № 3/4. P. 205–213.
- Baud A., Magaritz M., Holser W.T. Permian–Triassic of the Tethys: Carbon isotope studies // Geol. Rundschau. 1989. Bd. 78. Heft 2. P. 649–677.
- Broglio-Loriga C., Neri C., Pasini M., Posenato R. Marine fossil assemblages from Upper Permian to Lowermost Triassic in the Western Dolomites (Italy) // Mem. Soc. Geol. Ital. 1986. V. 34. P. 5–44.
- Brönnimann P., Zaninetti L., Bozorgnia F. Triassic (Scythian) smaller Foraminifera from the Elika Formation of the central Albourz, northern Iran, and from the Siusi Formation of the Dolomites, northern Italy // Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 1972a. V. 21. P. 861–884.
- Brönnimann P., Zaninetti L., Bozorgnia F., Huber H. Ammodiscus and Ptychocladia (Foraminifera) from the Triassic Elika Formation, Nessa-Hassakdar Section, Central Albourz, Iran // Riv. Ital. Paleontol. Strat. 1972b. V. 78. № 1. P. 1–28.
- Brönnimann P., Zaninetti L., Moshaghian A., Huber H. Foraminifera from the Sorkh shale formation of the Tabas area, east-central Iran // Riv. Ital. Paleontol. 1973. V. 79. № 1. P. 1–32.
- Buggisch W., Noé S. Upper Permian and Permian–Triassic boundary of the Carnia (Bellerophon Formation, Tesero Horizon, Northern Italy) // Mem. Soc. Geol. Ital. 1986. V. 34. P. 91–106.
- Campbell I.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al. Synchronism of the Siberian Traps and the Permian–Triassic boundary // Science. 1992. V. 258. P. 1760–1763.

- Dagger Z., Zaninetti L.* Sur quelques Foraminifères du Trias inférieur du Taurus oriental, Turquie // C.R. Seances. SPHN Geneve. NS. 1976 (1975). V. 10. Fasc. 2–3. P. 133–137.
- Gaetani M., Gorza M.* The Anisian (Middle Triassic) Carbonate Bank of Camorelli (Lombardy, Southern Apes) // Facies. 1989. V. 21. P. 41–56.
- Gaetani M., Premoli Silva I., Zanin Buri C.* Calcare di Dosso dei Morti // Studi illustr. Carta geol. Italia. Formaz. geol. 1970. Fasc. 4. P. 21–32.
- Gazdzicki A.* Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts // Acta geol. polon. 1974. V. 24. № 1. P. 17–96.
- Gazdzicki A.* Foraminifers and biostratigraphy of the Upper Triassic and Lower Jurassic of the Slovakian and Polish Carpathians // Paleontol. polon. 1983. № 44. P. 109–169.
- Hallam A.* The Earliest Triassic as an anoxic events, and its relationship to the End-Paleozoic mass extinction // Pangea: global environments and resources. Canad. Soc. Petrol. Geol. 1994. Mem. 17. P. 785–795.
- He Y.* Early and Middle Triassic foraminifera from Jiangsu and Anhui Provinces China // Acta Micropaleont. Sin. 1988. V. 5. P. 85–92.
- Iranian-Japanese Research Group. The Permian and the Lower Triassic Systems in Abadeh region, Central Iran // Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. and Mineral. 1981. V. 47. № 2. P. 1–133.
- Isozaki Y.*, Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: records from lost deep sea // Science. 1997. V. 276. P. 235–238.
- Jenny-Deshusses C.* The Permian–Triassic of the Gartnerkofel-1 Core (Carnic Alps, Austria): foraminifera and algae of core and the outcrop section // Abh. geol. B.-A. 1991. B. 45. S. 99–108.
- Jin Y.* The pre-Lopingian benthos crisis // Compt. Rend. XII ICCP. Buenos Aires. 1993. V. 2. P. 269–278.
- Jin Y.* Global chronostratigraphic scheme for the Permian System // Permophiles. 1996. № 28. P. 4–9.
- Jin Y., Wardlaw B.R., Glenister B.F., Kotlyar G.V.* Permian chronostratigraphic subdivisions // Episodes. 1997. V. 20. № 1. P. 10–15.
- Jin Y., Zhu Z., Mei S.* The Maokouan-Lopingian boundary sequences in South China // Paleoword 4. 1994. Nanjing University Press. P. 138–152.
- Kapoor G.* The Giriul Ravine section, candidate of the Global stratotype section and point of the Permo-Triassic boundary // Paleozoic–Mesozoic boundary candidates of the Global stratotype section and point (GSSP) of the Permian–Triassic boundary. Wuhan: China Univ. Geosciences Press. 1996. P. 99–110.
- Kakuwa Y.* Permian–Triassic mass extinction event recorded in bedded chert sequence in southwest Japan // Palaeogeograp. Paleoclimatol. Palaeoecol. 1996. V. 121. P. 35–51.
- Köyliüoğlu M., Altiner D.* Micropaleontologie (Foraminifères et biostratigraphie du Permien Supérieur de la région d'Hakkari (SE Turquie) // Rev. Paléobiologie. 1989. V. 8. № 2. P. 467–503.
- Kozur H.W.* The main events in the Upper Permian and Triassic conodont evolution and its bearing to the Upper Permian and Triassic stratigraphy // Riv. Ital. Paleontol. Strat. 1980. V. 85. № 3–4. P. 741–766.
- Kozur H.W.* The Permian–Triassic boundary and possible causes faunal change near the P/T boundary // Permophiles. 1994. № 24. P. 51–54.
- Kozur H.W.* Permian conodont zonation and its importance for the Permian stratigraphic standard scale // Geol. Paläontol. Mitt. 1995. Bd. 20. S. 165–205.
- Kozur H.W., Wang Cheng-yuan, Zakharov Y.D.* The importance Hindeodus parvus (Conodonta) for the definition of the Permian–Triassic boundary and evaluation of the proposed section for a global stratotype section and point (GSSP) for the base of the Triassic // Geologia. 1994/1995. № 37, 38. P. 173–213.
- Kristan-Tollmann E.* Trias-Foraminiferen von Kumaun im Himalaya // Mitt. Österr. Geol. Ges. 1984. V. 77. P. 263–329.
- Leven E.Ja.* Permian-Tethys stage scale and correlation of sections of the Mediterranean–Alpine folded belt / Ed. Karamata S., Sassi F. IGCP. № 5. Newsletter. 1981. V. 3. P. 100–112.
- Lys M., Marcoux J.* Les niveaux du Permien supérieur des Nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie) // C.R. Acad. Sci. 1978. V. 286. P. 1417–1420.
- Matsuda T.* Late Permian to Early Triassic conodont paleobiogeography in the “Tethys Realm” // The Tethys, 1985. Tokai University Press. P. 157–170.
- Mei S.* Restudy of conodonts from the Permian–Triassic boundary beds at Selong and Meishan and the natural Permian–Triassic boundary / Eds Wang H., Wang X. Continental Memorial Volume of Prof. Sun Yunzhu: Paleontology and Stratigraphy. Wuhan: China University of Geosciences Press. 1996. P. 141–148.
- Pakistan-Japanese Research Group. Permian and Triassic Systems in the Salt Range, Pakistan // The Tethys. Tokai University Press. 1985. P. 219–317.
- Pasini M.* Biostratigrafia con i Foraminiferi del limite Formazione a Bellerophon/Formazione di Werfen fra Recoaro e la Val Badia (Alpi Meridionali) // Riv. Ital. Paleontol. Strat. 1984. V. 90. № 4. P. 481–510.
- Pronina G.P.* Upper Permian small foraminifers zonal standard in the Thethyan realm // XIII Intern. Congress on Carboniferous–Permian. Abstracts. 1995. P. 118.
- Renne P.R., Basu A.R.* Rapid eruption of the Siberian traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary // Science. 1991. V. 253. P. 176–179.
- Renne P.R., Zhang Z., Richards M.A. et al.* Synchrony and causal relations between Permian–Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism // Science. 1995. V. 269. P. 1413–1416.
- Retallack G.J., Veevers J.J., Morante J.* Global coal gap between Permian–Triassic extinction and Middle Triassic recovery of peat-forming plants // Bull. Geol. Soc. America. 1996. V. 108. № 2. P. 195–207.
- Salaj J., Borza K., Samuel O.* Triassic Foraminifers of the West Carpathians. Geol. Ustav. Dionyza Stura. Bratislava. 1983. 213 p.
- Salaj J., Trifonova E., Gheorghian D., Coroneou V.* The Triassic foraminifera microbiostratigraphy of the Carpathian-Balkan and hellenic realm // Mineralia slov. 1988. V. 20. № 5. P. 387–415.
- Schindewolf O.H.* Über die Faunenwende vom Paläozoikum zum Mesozoikum // Z. Deutsch. geol. Ges. 1954. Bd. 105. T. 2. S. 153–182.

- Stamfli G., Zaninetti L., Brönnimann P. et al.* Trias de l'Elbourz oriental, Iran. Stratigraphie, Sédimentologie, micropaléontologie // Riv. Ital. Paleontol. Strat. 1976. V. 82. № 3. P. 467–500.
- Stanley S.M., Yang X. A.* double mass extinction at the end of the Paleozoic Era // Science. 1994. V. 266. P. 1340–1344.
- Toriyama R.* Upper Permian fusulinian zones // The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary. Canad. Soc. Petrol. Geol. 1973. Mem. 2. P. 498–512.
- Wang C.Y.* Conodont evolutionary lineage and zonation for the Latest Permian – and the Earliest Triassic // Permophiles. 1997. № 29. P. 37.
- Wardlaw B.R., Pogue K.R.* The Permian of Pakistan // The Permian of Northern Pangea. Pt. 2. 1995. Berlin. P. 215–224.
- Yin H.* Permian–Triassic Boundary Working Group newsletter № 6 (3 September, 1996) // Permophiles. 1997. № 30. P. 27–28.
- Yin H., Wu S., Ding M.* The Meishan section, candidate of the Global stratotype section and point of Permian–Triassic boundary // The Paleozoic–Mesozoic boundary–candidates of the Global stratotype section and point (GSSP) of the Permian–Triassic boundary. Wuhan: China University of Geosciences Press. 1996. P. 31–48.
- Yin H., Zhang K., Wu S., Peng Y.* Global correlation and definition of the Permian–Triassic boundary // The Paleozoic–Mesozoic boundary–candidates of the Global stratotype section and point (GSSP) of the Permian–Triassic boundary. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1996. P. 3–28.
- Zakharov Yu.D.* Type and hypotype of the Permian–Triassic boundary // Mem. Soc. Geol. Ital. 1988. V. 34. P. 277–289.
- Zaninetti L.* Les Foraminifères du Trias // Riv. Ital. Paleontol. 1976. V. 82. № 1. 258 p.
- Zaninetti L., Altiner D., Çatal E.* Foraminifères et biostratigraphie dans le Permien supérieur du Taurus oriental, Turquie // Notes Lab. Pal. Univ. Genève. 1981. V. 7. № 1. P. 1–37.
- Zaninetti L., Dager Z.* Biostratigraphie intégrée et paléocologie du Trias de la péninsule de Koçaeli (Turquie) // Eclogae geol. helv. 1978. V. 71. № 1. P. 85–104.
- Zhang K., Ding M., Lai X., Liu J.* Conodont sequences of the Permian–Triassic boundary strata at Meishan section, South China // The Paleozoic–Mesozoic boundary candidates of global stratotype section and point (GSSP) of the Permian–Triassic boundary. Wuhan: China University of Geosciences Press. 1996. P. 57–64.
- Zhang G., Zhu J., Chou F. et al.* Study of the early and middle Triassic Lower Jangtze sea basin // Acta geol. Sinica, 1989. V. 63. № 2. P. 134–147.
- Zhao J.K., Sheng J.C., Yao Z.O. et al.* The Changxinian and Permian–Triassic boundary of South China // Bull. Nanjing Inst. Geol. and Paleontol. Acad. Sinica. 1981. № 2. P. 1–95. (Chinese with English abstract).
- Zhu Z.L.* Discovery of Palaeofusulina fauna in the lower part of the Heshan Formation (Early Wuchiapingian) in Laibin, Guangxi, China // Permophiles. 1996. № 28. P. 15.

Рецензенты Г.В. Котляр, К.И. Кузнецова

УДК 551.781.52.(571.1)

КУРГАНСКИЕ СЛОИ НИЖНЕГО ОЛИГОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ЗАУРАЛЬЯ

© 2001 г. М. А. Ахметьев*, Г. Н. Александрова*, В. Н. Беньямовский*,
О. Н. Васильева**, В. И. Железко**, Н. И. Запорожец*

* Геологический институт РАН,

109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

** Институт геологии и геохимии УрО РАН,

620151 Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 24.12.99 г.

Рассмотрены стратиграфическое положение и распространение нижнеолигоценых курганских слоев на юге Западной Сибири. Уточнен их возраст по малакофауне, ихтиофауне, диноцистам, спорам и пыльце. Существуют два возможных сценария их формирования. В соответствии с первым, курганские слои накапливались в период окончательного ухода тавдинского моря при его уже существенном опреснении на рубеже эоцена и олигоцена с территории Западно-Сибирской плиты. Второй сценарий, который представляется более вероятным, особенно для южных районов плиты, связан с повторной ингрессией моря в ее пределы через Тургайский пролив в начале олигоцена (ащайрыкское время) из западных районов Туранской плиты. Подобно тому, как акчагыльское море ингрессировало в плиоцене в пределы Среднего Поволжья и Предуралья по древней речной сети, курганское море распространялось с юга на север более чем на 1000 км по эрозионной Тургайской ложбине, древней долине Тобола и его притоков. К северу и востоку от г. Кургана оно проникло в Омский прогиб и отрицательные структуры Среднего Зауралья. С курганской морской ингрессией в Тургайском прогибе связаны богатейшие залежи бурых железняков (Лисаковское месторождение с запасами в 2 млрд. тонн), формировавшиеся на “геохимических барьерах” в приустьевых частях речных долин при их впадении в морской пролив. Высокое содержание мелкой пыльцы *Quercus graciliformis* и других термофильных таксонов в курганских слоях, вероятнее всего, связано не только с потеплением, вызванным ингрессией к северу морского бассейна, но и частичным переотложением из подстилающих тавдинских отложений, в которых она нередко составляет основную долю палиноспектров.

Ключевые слова. Верхний эоцен, нижний олигоцен, курганские слои, тавдинская и чеганская свиты, ингрессия моря, малакофауна, диноцисты, споры и пыльца, Тургайский прогиб, Западно-Сибирская плита.

ВВЕДЕНИЕ

Курганские слои Западной Сибири с морской олигоценовой малакофауной ащайрыкского типа вновь стали объектом пристального внимания в связи с подготовкой стратиграфической схемы палеогена Западной Сибири. Учитывая, что они распространены в северной части Тургайского прогиба, а также на его продолжении уже в пределах Западно-Сибирской плиты, по крайней мере, до широты г. Курган (Коробков, 1966), более детальное изучение этих слоев дает возможность расшифровать геологические и палеогеографические события, происходившие в раннем олигоцене с момента окончательной регрессии чеганотавдинского моря из Тургая и Западной Сибири, а также выявить особенности перехода от морского осадконакопления к континентальному, осадочному повторной инвазией морского бассейна.

Как самостоятельное подразделение местной шкалы курганские слои были выделены Л.А. Пановой (1970) и первоначально названы толщей. Однако их небольшая мощность, обычно не превышающая нескольких метров, позже закрепила за ними статус слоев. (Стратиграфический словарь СССР ..., 1982). Основой для выделения их в качестве самостоятельного стратона послужил состав палинокомплекса этих отложений, являющийся переходным от комплекса верхних морских тавдинских слоев с доминированием пыльцы термофильных растений (*Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*, *Nyssa crassa* и др.) к комплексам атлымской и куртамышской свит нижнего олигоцена с преобладанием пыльцы хвойных и умеренно-теплолюбивых цветковых. Переходный характер комплекса подчеркивался и постепенным изменением его состава со сменой доминирующих таксонов от основания к кровле курганских слоев. Л.А. Панова, опираясь на определение фауны

моллюсков А.И. Коробковым, считала их морскими, согласно и без перерыва залегающими на чеганских глинах и также согласно перекрывающимися атлымскими песками. При первом описании Л.А. Панова (1970, с. 127) отмечала, что курганские слои сложены “зелеными алевроитовыми глинами с прослоями и линзами слюдисто-кварцевых песков и железистых песчаников”. Она неоднократно высказывала мнение о более широком распространении курганских слоев к северу в створе Тургайского прогиба вплоть до низовьев р. Оби (Мартынов и др., 1988). Основой для такого вывода служили, кроме “смешанных” палинокомплексов, находки В.А. Николаевым (1947а, 1947б) циприн у Алешинских Юрт. Однако знакомство с публикациями В.А. Николаева заставляет с большой осторожностью относиться к такому заключению, так как ископаемая фауна происходит из более древней морской глинистой толщи палеогена и сами моллюски встречены вместе с радиоляриями, спикулами губок, остатками селажий. В перекрывающей глинистую толщу пачке, названной В.А. Николаевым алешинской свитой (позже – алешкинской, см. Стратиграфический словарь СССР ..., 1982), находки моллюсков им не указывались и предполагалось, что эта свита сменяется вверх по разрезу лагерносадской, охарактеризованной верхнеолигоценовой флорой.

Следует отметить, что смешанные по составу палинокомплексы в слоях, переходных от тавдинской (чеганской) свиты к континентальным толщам олигоцена Западной Сибири и Зауралья отмечались и другими исследователями – Н.А. Добруцкой (1961), Н.Б. Дрожжих (1970), И.Г. Ковалевской (1961) и др. Первые два автора отложения с переходным палинокомплексом отнесли к атлымской свите, а И.Г. Ковалевская – к толще чеганоподобных глин. Ю.Ф. Захаровым (1968) эти отложения в центральных и западных районах Западно-Сибирской плиты были объединены в конюлевскую пачку, которая рассматривалась как разновозрастная с алешкинской свитой (Стратиграфический словарь СССР..., с. 29). Условия аккумуляции этой пачки быстро менялись как по латерали, так и по разрезу. Фации блуждающих речных водотоков замещались озерными. Наиболее крупные по площади озера занимали понижения в рельефе, оставляемые регрессирующим морским бассейном. Палинокомплексы этих преимущественно сероцветных осадков, перемежающихся с перемытыми зеленоцветными тавдинскими (чеганскими) глинами, на наш взгляд, пока преждевременно выводить на единый возрастной уровень с палинокомплексами курганских слоев, так как для базальных слоев олигоцена характерно массовое переотложение спор, пыльцы и органикостенного фитопланктона из подстилающих верхнеолигеновых глин. До более полной ревизии материала из центральных и северных

районов Западной Сибири точка зрения о близком возрасте распространенных здесь терминальных отложений тавдинской свиты позднего эоцена и курганских слоев имеет право на существование. Однако если в центральных районах плиты так называемые “переходные слои” действительно могут быть связаны с отступающим тавдинским морем, то курганские слои в их типовой местности формировались, по нашему мнению, в период новой морской трансгрессии, достигшей Западной Сибири с юга, со стороны Тургайского прогиба. Они накапливались в эрозионных ложбинах, врезанных в деструктурированное и частично уже затронутое процессами выветривания тавдинское ложе. Подобные ложбины с вложением базальных слоев олигоцена в морскую верхнеэоценовую толщу давно известны и за пределами Западной Сибири, по северной периферии регрессирующего эпиконтинентального морского бассейна (Пасековская ложбина на Воронежской антиклизе, эрозионные врезы в чеганские глины, заполненные диагональнослоистыми алевроитами кутанбулакской свиты нижнего олигоцена в Приаралье и др.). Комплекс малакофауны курганских слоев практически не содержит видов, общих с тавдинско-чеганскими. Сходство же состава палинокомплексов при их разновозрастности на севере и юге Западной Сибири может быть обусловлено или имитироваться двумя причинами: 1) широтной зональностью растительного покрова, более контрастно проявившейся на фоне прогрессирующего похолодания с конца эоцена, 2) массовым переотложением палиноморф из подстилающих отложений. Авторы полагают, что последнее также вполне вероятно.

География самих курганских слоев в южных районах Западной Сибири существенно расширилась с проведением геолого-съёмочных работ м-ба 1 : 200000, выполненных в начале 80-х годов под руководством Ю.Н. Горбачева. Горизонт ожелезненных песков с моллюсками был зафиксирован в сероцветных, а не зеленоцветных (тавдинских) пачках в ряде мест юга Курганской области (долины рек Нижней Алабуги, а также Юргамыша, восточнее с. Нижнее и в других пунктах). По р. Миасс они были вскрыты скважиной к югу от пос. Каргаполье.

На восток от г. Кургана ингрессия олигоценового моря распространилась и в Омский прогиб. Эти данные были получены при бурении опорной скважины 011-БП в Омском прогибе у пос. Ачаир на Иртыше в 30 км юго-восточнее г. Омска. В пробах с контакта тавдинской свиты и перекрывающей ее исилюкульской (возрастного аналога куртамышской и атлымской свит), а также с уровня 1 м выше этого контакта И.А. Кульковой и Н.И. Запорожец помимо разнообразных зеленых водорослей и прازیнофитов обнаружен комплекс диноцист зоны *Phthanoperidinium amoenum*,

близкий по составу, встреченному в базальных слоях олигоцена Северного Кавказа, Ергеней и Устюрта. Этот интервал в нижней части разреза майкопской серии по р. Белой Северного Кавказа относится к наннопланктонной зоне NP21 (*Eriksonia subdisticha*) (Андреева-Григорович, 1991, Запорожец, 1999). Весьма характерно, что в разрезе скважины 011-БП песчано-глинистая пачка тавдинской свиты, венчающая ее в разрезе у г. Кургана, вероятно, размыта и курганские слои непосредственно залегают на пачке темноокрашенных зеленовато-серых тавдинских глин с богатым комплексом диноцист позднего эоцена зоны *Charlesdowniea clathrata angulosa*, формировавшейся во время пика позднетавдинской трансгрессии.

Наибольшее количество находок малакофауны в железистых песчаниках было зафиксировано в районе г. Кургана, где они были обнаружены в карьерах близ восточной окраины города, а также в береговых разрезах р. Тобол и его притока р. Утяк. В отчете по геолого-съёмочным работам указывалось, скорее в силу сложившихся традиций, на постепенный переход от тавдинской свиты к курганским слоям. Последние рассматривались как осадки заключительной фазы существования тавдинского моря в Западной Сибири, окончательно покинувшего ее в начале олигоцена. В стратиграфической схеме Урала и Зауралья курганские слои в качестве базальных слоев олигоцена, распространенных локально, выделены в Восточно-Уральском и Западно-Тургайском субрегионах. При этом также предполагается постепенный переход к ним от тавдинской (чеганской) свиты. Лишь А.И. Коробков (1966), выводы которого мы полностью разделяем, считал, что курганские слои залегают на тавдинской свите с разрывом и представляют собой морскую базальную фацию перекрывающих континентальных олигоценовых отложений.

Присовокупив к перечисленным выше местонахождениям на территории Курганской области находки малакофауны, определенные А.И. Коробковым (1966) из сборов Л.Е. Пикуса, У.Н. Мадерни, П.Ф. Ли, Л.А. Пановой, Л.В. Мироновой, Н.К. Овечкина и других как из окрестностей г. Кургана, так и из Северного Тургая (бассейн р. Убаган, оз. Кушмурун, сел Демьяновка, Ленинское, Варваровка и др.) (рис. 1), легко заключить, что все они расположены в меридиональной полосе, сложенной курганскими слоями. Эта полоса протягивается с юга на север не менее чем на 300 км, выходя из Тургайского прогиба в Западную Сибирь.

В 90-х годах в связи с подготовкой новой стратиграфической схемы палеогена Урала верхние горизонты тавдинской свиты в районе г. Курган исследовались специалистами Ин-та геологии и геохимии Уральского отделения РАН (Васильева

и др., 1994). В результате изучения разрезов трех карьеров на восточной окраине г. Кургана в глинах тавдинской свиты О.Н. Васильевой был выявлен комплекс диноцист верхнего эоцена (зона *Charlesdowniea clathrata angulosa* (D12)) и два разновозрастных комплекса селахиевых рыб этого же возраста, которые сравнивались В.И. Железко с верхнеэоценовыми комплексами Мангышлака. Из прослоев ожелезненных песчаников, отнесенных авторами к курганским слоям, были собраны ядра моллюсков, принадлежащих видам родов *Arctica*, *Callista* и *Cardiopsis* (определения Г.Х. Салибаева). При этом был сделан вывод об эоценовом возрасте вмещающих пород. Это заключение дало основание авторам статьи с осторожностью подойти к датированию курганских слоев, отнеся их к позднему эоцену – (?) раннему олигоцену.

Несколько позже В.И. Железко прислал в Москву образец железистых песчаников с ядрами пластинчато-жаберных и брюхоногих моллюсков. О.В. Амитров и С.В. Попов (ПИН РАН) определили виды родов *Arctica* и *Scalaspira*, характерные для ащайрыкской свиты нижнего олигоцена Северного Устюрта. Из этого же образца Н.И. Запорожец были определены споры, пыльца и диноцисты. Фитопланктонный спектр включает *Phthanoperidinium amoenum* – зональный вид зоны D13 нижнего олигоцена, неизвестный в эоцене, а спорово-пыльцевой спектр характеризуется равным участием пыльцы голосеменных (главным образом, таксодиевых) и цветковых, преимущественно буковых, часть которой, скорее всего, переотложена и широким набором таксонов других термофильных растений (нисса, гаммелиевые, анакардиевые и др.). Здесь же была встречена характерная пыльца европейского рюпеля – *Boehlenisipollis hohli*, близкая пыльце современного *Elaeagnus*. Таким образом, вновь полученные данные подтвердили возраст курганских слоев как олигоценовый, ранее установленный А.И. Коробковым и Л.А. Пановой.

В связи с различной трактовкой возраста курганских слоев по малакофауне из железистых песчаников окрестностей г. Кургана, но, главным образом, из-за отсутствия в литературе описания конкретных разрезов, где был бы более детально задокументирован переходный интервал разреза от чеганской (тавдинской) свиты к курганским слоям, полевой отряд, состоящий из сотрудников ГИН РАН (Г.Н. Александрова, М.А. Ахметьев и В.Н. Беньямовский), а также Ин-та геологии и геохимии Уральского отделения РАН (О.Н. Васильева и В.Н. Железко) вновь изучил разрезы карьеров в окрестностях г. Курган, палинологически их опробовали и собрали коллекцию ископаемых моллюсков в железистых песчаниках, которые определялись О.В. Амитровым и С.В. Поповым. Спорово-пыльцевые и фитопланктонные комплексы тавдинских глин, курганских слоев и пе-

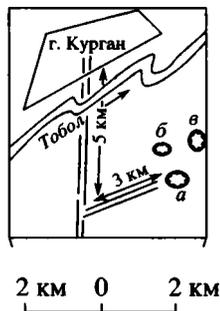


Рис. 1. Схема расположения кирпичных карьеров в окрестностях г. Кургана, которыми вскрыты верхние горизонты тавдинской свиты и курганские слои.

а – карьер ЖБИ-2; б – карьер 1-го кирпичного завода; в – Челноковский карьер.

рекрывающих глин куртамышской (атлымской) свиты изучались О.Н. Васильевой и Н.И. Запорожец, остатки акул из чеганской свиты – В.И. Железко.

КУРГАНСКИЕ СЛОИ В ОКРЕСТНОСТЯХ Г. КУРГАНА

Курганские слои на восточной окраине г. Кургана обнажаются у старого моста, а также в береговых обрывах у моста через р. Утяк. Кроме того, они вскрыты в стенках трех карьеров (1-го кирпичного завода, ЖБИ-2, Челноковском) (рис. 1).

В карьере ЖБИ-2, в его юго-восточной стенке и в самом полотне вскрыты темноокрашенные синевато-серые глины тавдинской свиты, видимой мощностью 2.2 м. Вверх по разрезу глины постепенно переходят в рыхлые глинистые пески с прослоями глин (до 2 м), также темноокрашенные, пепельно-серые выветрелые. В 100 м севернее, в том же карьере, в уступе обнажается лишь верхняя часть разреза тавдинской свиты, представленная той же пачкой песков с прослоями глин. Верхняя пачка деструктурирована, окислена и перекрыта четвертичными отложениями. В северной стенке карьера у столба электропередачи сохранился целик с обнажающейся деструктивной корой выветривания по тавдинской свите (1 м). Выше с размывом и маломощным гравийно-галечным прослоем в основании залегают курганские слои. Они представлены (снизу) прослоем светлых зеленовато-серых глин (0.7 м), перекрытых также с размывом ожелезненными песками (0.3 м), постепенно переходящими в белые косослоистые пески (1 м). Кровля третичных отложений образована пачкой тонкого переслаивания глин и песков, которые, вероятно, принадлежат куртамышской свите. Выше залегают четвертичные отложения (около 1.5 м) с включением трех горизонтов погребенных почв. Морские моллюски в этом разрезе обнаружены не были.

Глины тавдинской свиты, по данным О.Н. Васильевой, охарактеризованы комплексом диноцист верхнего эоцена (зона *Charlesdowniea clathrata angulosa*). Ранее в полотне этого же карьера В.И. Железко в гравийно-галечных прослоях были найдены зубы ламноидных акул *Jaekelotodus trigonalis* (Jaekel) стадия *kacharensis*, *Striatolamia sibirica* Zhelezko, *Borealotodus borealis* Zhelezko, *Araloselachus turgaensis* Zhelezko стадия *turgaensis*.

Еще более богатые сборы остатков акул происходят из карьера № 1 кирпичного завода (Васильева и др., 1994, Железко, Козлов, 1999). Строение разреза здесь таково. В его основании вскрыты темно-бирюзовые глины (0.4 м) нижнетавдинской подсвиты. Выше залегают отложения верхнетавдинской подсвиты: ярко-зеленые глины (2 м) с линзами, прослоями и намывами глауконитокварцевых песков. В глины вклинивается прослой разнозернистого кварцевого песка (0.7 м), в кровле которого обособлена линза с галькой и крупными фосфоритовыми желваками с массой зубов акуловых рыб. Это, вероятно, одно из крупнейших местонахождений эласмобранхий приабонского яруса в Северном полушарии, насчитывающее десятки тысяч зубов. Комплекс крупных пелагических акул такой же, как и в карьере ЖБИ-2. Кроме того, здесь имеются зубы *Notorhynchus* sp., *Galeorhinus* sp., мелкие зубы одонтапсидид и скатов. Находки принадлежат видам двух биологических типов: крупным хищникам с хорошо развитыми зубами рвущего и рвуще-режущего типа (*Jaekelotodus*, *Striatolamia*, *Borealotodus*, *Clerolamna*, *Tobolamna*, *Notorhynchus* sp.) и скатам (*Myliobatus*), а также более мелким ламноидным и кархаринидным акулам с ограниченными ареалами – обитателями мелководья. Верхняя часть разреза (5 м) тавдинской свиты сложена зеленовато-серыми листоватыми глинами с прослоями песка и алевролита. Выше залегают четвертичные отложения.

Для расчленения разрезов и их межрегиональной корреляции большое значение имеют акулы-космополиты, бороздившие моря и океаны и мало зависимые от фациальных обстановок. К таким акулам относятся представители родов *Notorhynchus*, *Jaekelotodus*, *Borealotodus*, *Striatolamia* и *Araloselachus*. По материалам из Зауралья и Западной Сибири, Средней Азии и Казахстана, с большой детальностью изучено развитие зубных систем родов *Jaekelotodus*, *Striatolamia* и *Araloselachus* (Гликман, 1964, Железко, 1994, Железко, Козлов, 1999). В позднем эоцене установлены следующие стадии развития зубных аппаратов рода *Jaekelotodus* в эволюционном ряду в восходящей последовательности: *Jaekelotodus trigonalis* стадии *minor-medius-jaekeli* (бартон)–*trigonalis-kacharensis* (приабон). В развитии зубных систем *Striatolamia* отчетливо различается следующая эволюционная система форм, в восходящей стратиграфической последо-



Рис. 2. Контакт курганских слоев и тавдинской свиты в стенке Челноковского карьера. На фотографии отчетливо видно прислонение пачки железненных песчаников с моллюсками к пологолежащей кровле тавдинской свиты.

вательности: *Striatolamia macrota*, стадии *prima-usakensis-evolutus* (бартон)–*Striatolamia macrota* стадия *rossica*–*Striatolamia sibirica* (приабон). В филетическом ряду рода *Araloselachus* установлена следующая цепь форм: *Aralosachus turgaensis*, со стадиями – *barsukensis* (поздний ипр–лютет)–*belinski* (бартон)–*turgaensis* (приабон)–*Araloselachus aralensis* (рюпель).

Акулы тавдинской свиты, собранные в курганских карьерах, относятся к зоне E15 – *Otodus sokolovi sokolovi* (средней приабонской зоны Евроазиатской зональной шкалы палеогена по элasmобранхиям) и охарактеризованы руководящими для этой зоны формами *Jaekelotodus trigonalis*, стадия *kacharensis*, *Striatolamia sibirica* и *Araloselachus turgaensis* стадия *turgaensis*. Подобные комплексы акул известны из чеганской свиты Южного Тургай и Северного Приаралья. *Jaekelotodus trigonalis*, стадия *kacharensis* встречается в адаевской свите Мангышлака, обуховской свите Украины. На западе Туранской плиты зубы селяхивевой зоны E15 – *Otodus sokolovi sokolovi*, происходят из слоев с комплексом планктонных фораминифер верхней части зоны *Globigerapsis tropicalis*, верхней части зоны NP19/20 и нижней части зоны NP21.

Из горизонта ожелезненных песчаников, перекрывающих тавдинскую свиту этого же карьера, сотрудниками Курганской геолого-разведочной партии были переданы авторам образцы с моллюсками. Эта коллекция была дополнена сборами авторов из соседнего Челноковского карьера. О.В. Амитровым, И.А. Гончаровой и С.В. Поповым определены *Arctica kasachstanica* (Alexeev), *Gari* sp., *Glossus* (*Glossus*) cf. *subtransver-*

sus Merklin, *Glossus* sp., *Scalaspira* cf. *villana* (Philippi), *Cyrtodaria angusta parva* Spreyer, характерные для ащеайрыкской свиты нижнего олигоцена Северного Устюрта. Ранее из песков в окрестностях г. Кургана А.И. Коробковым кроме арктик, циртодари и глоссусов указывался *Aquilo-fusus marchicus* Tembr. Подтверждением морского происхождения песчаников с моллюсками служат находки В.И. Железко в Челноковском карьере ската (сем. *Miliobatidae*), *Odontaspis* sp., а О.Н. Васильевой и Н.И. Запорожец – одноклеточных водорослей. Что касается органикостенного фитопланктона нижнего олигоцена из железистых песчаников с моллюсками, вскрытых в карьере 1-го кирпичного завода (проба 1а, таблица), то сведения о его составе приводятся ниже.

Наиболее важным из объектов исследований авторов в окрестностях г. Кургана оказался Челноковский карьер, где несогласное залегание курганских слоев на глинах тавдинской свиты удалось наблюдать в расчистке его юго-юго-восточной стенки. Деструктивная поверхность тавдинской свиты осложняется здесь эрозийной впадиной (рис. 2, 3). Осадки, выполняющие ее, представлены диагонально-слоистыми светлыми желтовато-серыми хорошо промытыми мелкозернистыми песками (1.2 м), которые перекрыты пластом ожелезненных песчаников (0.3 м), бронирующим уступ карьера. В песчаниках содержатся линзы ракушняка (до 0.1 м), на 80% образованные *Arctica kasachstanica* (Alexeev). Выше слоя ожелезненных песчаников залегает пачка светлоокрашенных песков, чередующихся с прослоями серых глин и расслаивающих их. По простира-

Распределение фитопланктона в разрезе Челноковского карьера

Таксоны	Номера образцов					
	1	127	133	128	1a	129
Диноцисты						
<i>Heteraulacacysta campanula</i>	+	+	+		+	
<i>Horologinella</i> sp.		+			+	
<i>Charlesdowniea clathrata angulosa</i>		+	+			
<i>Corrudinium incompositum</i>		+				
<i>Impagidinium dispertitum</i>		+				
<i>I. cf. multiplexum</i>		+				
<i>Tectatodinium</i> sp.		+				
<i>Wetzeliella irtyszensis</i>		+				
<i>Palaeocystodinium golzowense</i>		+				
<i>Deflandrea</i> sp.		+	+		+	+
<i>Areosphaeridium diktyoplokus</i>		+	+			
<i>Leptodinium</i> sp.		+				
<i>Microdinium</i> sp.		+				
<i>Phthanoperidinium amoenum</i>				+	+	+
<i>Lejeunecysta</i> sp.				+		
<i>Hystrichosphaeropsis</i> sp.						+
<i>Batiacasphaera</i> sp.			+			+
<i>Glaphyrocysta undulata</i>						+
<i>Membranophoridium aspinatum</i>						+
<i>Impagidinium</i> sp.						+
<i>Adnatosphaeridium</i> sp.						+
<i>Spiniferites</i> sp.			+			+
<i>Homotryblium abbreviatum</i>						+
<i>Operculodinium</i> sp.					+	+
<i>Apteodinium</i> sp.						+
<i>Caligodinium</i> sp.			+			+
<i>Pentadinium</i> sp.						+
<i>Systematophora</i> sp.						+
<i>Charlesdowniea fasciata</i>			+			
<i>Thalassiphora kurganica</i>			+			
<i>Phthanoperidinium stockmanii</i>			+		+	
<i>Ph. eocenicum</i>			+			
<i>Ph. geminatum</i>			+			
<i>Wilsonidium</i> sp.			+			
<i>Spiniferites ramosus</i>			+			
<i>Heteraulacacysta leptalea</i>			+			
<i>Kallosphaeridium</i> sp.			+			
<i>Homotryblium oceanicum</i>			+			
<i>Glaphyrocysta semitecta</i>			+			
<i>G. exuberans</i>			+			
<i>Glaphyrocysta</i> sp.			+			
<i>Adnatosphaeridium multispinosum</i>			+			
<i>Dapsilidium</i> sp.			+			

Таблица. Окончание

Таксоны	Номера образцов					
	1	127	133	128	1a	129
<i>Rottnestia</i> sp.			+			
<i>Samlandia</i> sp.			+			
? <i>Areoligera</i> sp.			+			
<i>Cribroperidinium</i> sp.			+			
<i>Lentinia serrata</i>			+			
<i>Lentinia</i> sp.			+			
<i>Chytroeisphaeridia</i> sp.			+			
<i>Rhombodinium</i> (?) <i>pentagonum</i>			+			
<i>Paralecaniella indentata</i>					+	
<i>Homotryblium abbreviatum</i>					+	
<i>Apteodinium maculatum</i>					+	
<i>Adnatosphaeridium robustum</i>					+	
<i>Cordosphaeridium</i> sp.					+	
<i>Hystrihostrogylon</i> sp.					+	
Акритархи и прازیнофиты						
<i>Crassosphaera</i> sp.	+	+	+	+	+	+
<i>Paucilobimorpha triradiata</i>	+		+		+	
<i>Tyrtthodiscus</i> sp.	+	+		+		
<i>Botryococcus</i> sp.	+			+		
<i>Leiosphaeridia</i> sp.	+	+				
<i>Cymatiosphaera</i> sp.	+					
<i>Paucilobimorpha</i> cf. <i>spinosa</i>		+		+		
<i>Paucilobimorpha</i> sp.		+				
<i>Schizocysta</i> sp.		+	+			+
<i>Cymatiosphaera radiata</i>				+		
<i>Veryhachium</i> sp.				+	+	
<i>Ptanospermella</i> sp.			+			+
<i>Paucilobimorpha granulifera</i>					+	
<i>Micrhystridium</i> sp.					+	
<i>Pediastrum</i> sp.		+				

Примечание. Проба 1a взята из разреза карьера 1-го кирпичного завода. О.Н. Васильевой изучались пробы 1, 127, 128; Н.И. Запорожец – 133, 128, 1a и 129.

нию эта кроющая пачка меняет свой состав. Ее видимая мощность более 2 м. Она образует верхний уступ карьера. Песчано-глинистая пачка тавдинской свиты, подверженная до накопления песков разрушению, выветриванию и эрозионному вскрытию, имеет мощность около 3 м. Снизу она постепенно переходит в горизонтально залегающие ненарушенные голубовато-серо-зеленые вязкие глины, слоистые, не несущие следов химического и механического разрушения. Это типичные тавдинские глины в их первичном залегании. В расчистке западного борта эрозионной ложбины можно наблюдать прислонение вложенной пе-

счаной пачки к глинам тавдинской свиты, которые вверх по разрезу становятся более опесчаненными. Эти песчанистые разности непосредственно перекрыты с размывом плитой железистых песчаников с моллюсками. По разрезу отобрана серия палинологических проб. Места отбора показаны на рис. 3, результаты их изучения О.Н. Васильевой (пробы №№ 1, 127, 128) и Н.И. Запорожец (133, 128, 129) приведены в таблице.

Как видно из табл. 1, тавдинская свита характеризуется разнообразным фитопланктоном, насчитывающим более 40 видов диноцист и 10 видов прازیнофитов и акритарх. По присутствию

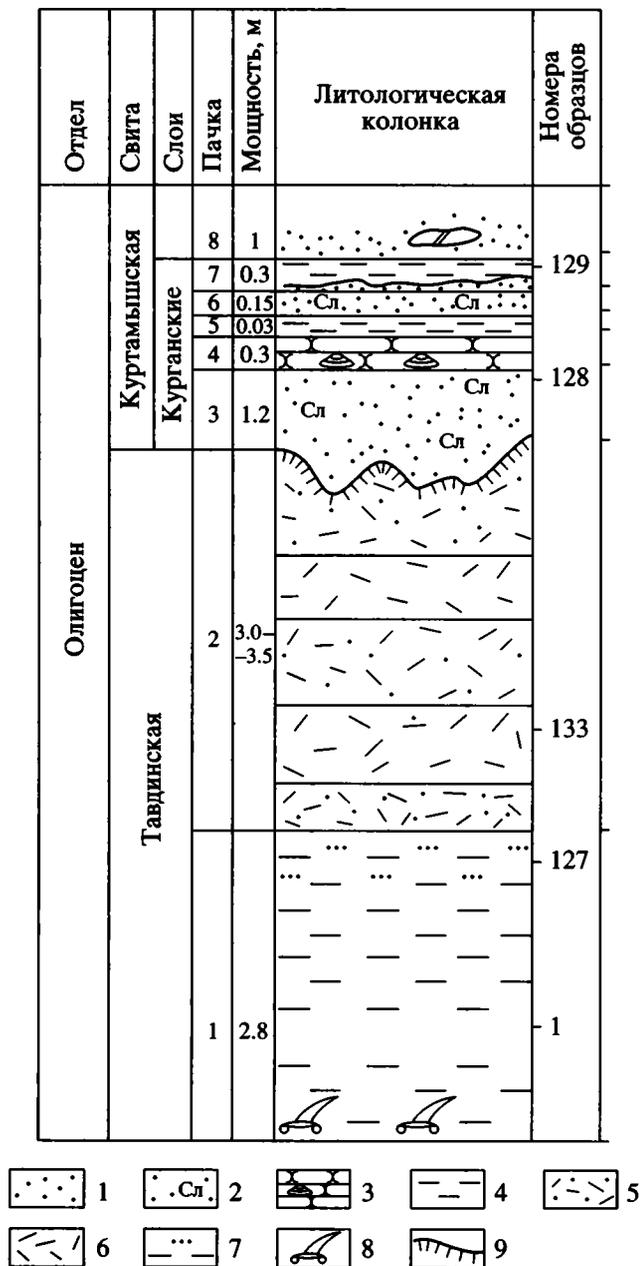


Рис. 3. Разрез верхних горизонтов тавдинской свиты и курганских слоев в карьере Челноковский на юго-восточной окраине г. Кургана.

1–2 псы: 1 – мелкозернистые, светло-серые; 2 – мелкозернистые, слюдяные, диагонально-слоистые, светлые, желтовато-серые; 3 – песчаники лимонитизированные с линзами ракушечников; 4 – глины массивно-слоистые, темные голубовато-серо-зеленые, вязкие, пластичные; 5 – алевроиты серые, опесчаненные; 6 – алевроиты серые; 7 – глины с линзочками псков, светло-серые; 8 – скопления зубов акул; 9 – граница несогласного залегания курганских слоев на тавдинской свите.

ряда характерных таксонов – *Areosphaeridium diktyoplokus*, *Wetzeliella irtyschensis*, а также *Charlesdownia clathrata angulosa* – вида-индекса верхнеэоценовой зоны D12 Западноевропейской и Крым-

ско-Кавказской шкал подтвержден эоценовый возраст верхних слоев этой свиты. В пробе 128 из базальных псков курганских слоев комплекс фитопланктона беден и представлен, в основном, прازیнофитами и акритархами. Нельзя исключить, что накопление этих псков отчасти предшествовало морской ингрессии и они имеют как аллювиальное, так и прибрежно-морское происхождение. Присутствие среди фитопланктона *Phthanoperidinium amoenum* – индекс-вида следующей зоны – D13 этих же шкал указывает на раннеолигоценовый возраст этих псков, эрозионно вложенных в чеганскую глинистую толщу. В дополнительно изученной пробе 1а из ожелезненных песчаников с моллюсками, отобранной В.И. Железко из карьера 1-го кирпичного завода, фитопланктон оказался значительно более разнообразным. Более 80% составляют *Paralecaniella indentata* и виды *Phthanoperidinium* (*Ph. stockmanii*, *Ph. amoenum*), а также акритархи и прازیнофиты. Из таксонов, обычных для морского нижнего олигоцена Туранской плиты встречены: *Homotryblum abbreviatum*, *Apteodinium maculatum*, *Adnatosphaeridium robustum*, *Heteraulacacysta campanula*, *Deflandrea* sp., *Norologinella* sp., *Huystrochostrogylon* sp. Переотложены фрагменты ветцелиелл, замландий, ареосфаеридиумов и кордосфаеридиумов. В пробе 129 из глин, залегающих в разрезе выше линзы ожелезненных песчаников, подстилающих континентальные куртамышские псы, спектр фитопланктона еще богаче (до 20 видов). Некоторая часть таксонов хотя и в меньших масштабах переотложена из подстилающей тавдинской свиты. К тем же, которые с большей степенью вероятности являются местными, относятся *Membranophoridium asxpinatum*, *Phthanoperidinium amoenum* и др. (таблица). Характерно, что типовой вид – *Ph. amoenum* встречен в количестве более 10 экземпляров.

Спорово-пыльцевые спектры всех изученных проб из тавдинской свиты (№ 1, 127, 133) оказались практически идентичными, а комплекс в целом типичен для верхних горизонтов этой свиты в Западной Сибири. Споры (*Osmunda*, *Gleichenia*, *Lycosporidium*) встречены единично. Пыльца покрытосеменных заметно преобладает. Среди пыльцы хвойных преобладают таксодиевые, но спектры ее в целом очень бедны. Из цветковых преобладает пыльца буковых (*Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*, *Q. conferta*), которой сопутствует трехпорная и трехборзднопорная пыльца формальных таксонов, а также *Nyssa crassa*, *Rhus*, *Araliaceopollenites*, *Palmae*, *Namamelidaceae* и др. Пыльца березовых, ореховых, листопадных буковых составляет не более 5%. В базальной части курганских слоев (проба 128) пыльца цветковых по-прежнему преобладает над пыльцой хвойных, отчасти за счет возможного переотложения из тавдинской свиты. Основной фон спектра образован той же мел-

кой пылью дубов *Quercus gracilis*, *Q. graciliformis* и *Q. conferta*, а также других термофильных растений. Заметно меняется состав спорово-пыльцевых спектров в средней и верхней частях курганских слоев. В пробе 1а общее количество таксонов не менее 50 при примерно равном содержании пыльцы хвойных и цветковых, что отмечалось ранее для курганских слоев и Л.А. Пановой. Пыльца таксоидея преобладает над сосновыми. По-прежнему, хотя и в меньшем количестве, присутствует мелкая пыльца дубов, а единично отмечены *Keteleeria*, *Castanea*, *Castanopsis*, *Pterocarya*, *Engelhardtia*, *Juglans* (в том числе *J. sieboldianiformis*), *Alnus*, *Hamamelis scotica*, *Liquidambar*, *Fothergilla gracilis*, *Plex*, *Rhus*, *Nyssa*, *Myrica*, *Comptonia*, *Tilia*, *Ulmus*, *Loranthus* cf. *L. elegans*, *Sabal*, *Fraxinus*. Встречен и характерный вид западноевропейского олигоцена *Boehlenipollis hohlii*. Спор менее 1%. В спектре пробы 129 пыльца сосны составляет более 70%. Из цветковых больше пыльцы букковых, включая и мелкую пыльцу дубов – *Quercus gracilis* и *Q. graciliformis*. Присутствует пыльца таксонов, обычных для олигоценовых отложений Казахстана и Южной Сибири – *Picea*, *Abies*, *Keteleeria*, *Tsuga*, *Salix*, *Ulmus*, *Pterocarya*, *Juglans* (в том числе *J. sieboldianiformis* и *J. sibirica*), *Carya*, *Liquidambar*, *Acer* и др.

Подводя итоги исследованиям курганских карьеров можно заключить:

1. Тавдинская свита повсеместно образована двумя пачками (по В.И. Железко и О.Н. Васильевой – подсвитами). Нижняя, видимой мощностью более 3 м, представлена жирными, пластичными темными, зеленовато-сиревато-серыми глинами. Верхняя пачка (до 2 м) – опесчаненными глинами или глинистыми песками, темно-серыми. От размыва она сохранилась лишь на отдельных участках.

2. Состав спорово-пыльцевых спектров базальных песков курганских слоев мало отличается по составу от подстилающих глин чеганской свиты (переотложение?).

3. В эрозионных понижениях, выработанных в разрушенной и затронутой выветриванием поверхности тавдинской свиты залегают диагонально- и косослоистые пески, переходящие в плиту лимонизированных песчаников с фауной моллюсков “ащайрыкского” типа. Перекрывающие их сероцветные глины и пески представляют маломощную, но также морскую фаццию курганских слоев. Выше иногда с размывом, а местами без видимого перерыва залегают озерно-аллювиальные отложения куртамышской свиты, перекрытые четвертичными породами.

4. Изучение моллюсков, органикостенного фитопланктона и палеонхтиофауны в совокупности с геологическими наблюдениями, указывает на признаки повторной ингрессии моря в олигоцене в

пределы южных районов Западно-Сибирской плиты, непосредственно не связанной с тавдинским морем, регрессировавшим в конце эоцена.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Перерыв в морской седиментации, во время которого происходил частичный размыв отложенный тавдинско-чеганского моря, формирование коры выветривания на поднятиях и эрозионный раннеолигоценый врез не позволяют рассматривать курганский морской бассейн на юге Западной Сибири как остаточный с тавдинского времени. В этой связи возникает необходимость поиска путей проникновения на северо-восток в раннем олигоцене морской малакофауны и микропланктона, так как основная площадь распространения ащайрыкского моря в Северном Устьюрте и Приарале до сих пор ограничивалась с востока меридиональной Жаксыбуташ-Куландинской зоной поднятий (Яншин, 1953; Бронева, Кирюхин, 1968).

Ащайрыкская малакофауна, многие из таксонов которой известны не только в Казахстане, но и в рюпельских отложениях Североморского бассейна Западной Европы, вряд ли могла проникнуть в Западную Сибирь северным путем через Арктический бассейн. Этому противоречит не только полное отсутствие ее находок в разрезах олигоценых толщ севера Западной Сибири, но и весь синтез геологических данных по истории развития в олигоцене Арктического бассейна, использованный при составлении “Атласа палеогеографических карт шельфа Евразии мезозоя и кайнозоя” (1992). Попытки В.М. Подобиной (1997) доказать тесные связи тавдинской фауны бентосных фораминифер Западной Сибири с фауной из олигоценых отложений североканадского Арктического шельфа нельзя считать убедительными из-за заключения многих специалистов об одновременной близости тавдинской фауны среднеазиатской, известной из риштанских, исфаринских, ханабадских и сумсарских отложений Ферганской и Таджикской впадин (Ушакова, Гурари, 1959; Липман и др., 1960; Кисельман, 1978; многие работы В.М. Подобиной 80–90-х годов). Эоценовый, а не олигоценый возраст среднеазиатской морской биоты сейчас у большинства специалистов сомнений не вызывает. Это касается фауны не только ханабадского, но и основной части сумсарского регионарус, что было установлено в результате комплексного изучения малакофауны, фораминифер, радиолярий, наннопланктона и органикостенного фитопланктона (Давидзон и др., 1982; Салибаев, 1987; Олейник, 1979; Музылев, Салибаев, 1988; Музылев и др., 1996).

Таким образом, остается южный или юго-западный путь соединения Западно-Сибирского и Туранского раннеолигоценых морских бассей-

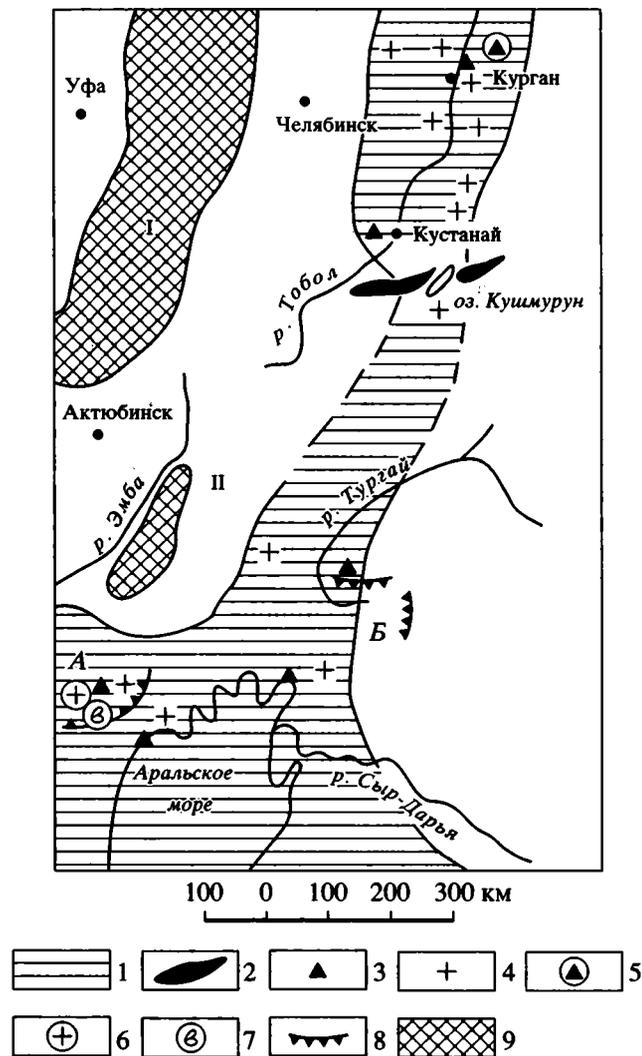


Рис. 4. Направление ингрессии ащеайрыкского моря в пределы юга Западно-Сибирской плиты в начале олигоцена.

1 – предположительное положение ингрессионного морского рукава; 2 – залежи бурых железняков Лисаковского и соседних с ним месторождений в Тургайском прогибе; 3 – разрезы курганских слоев и одновозрастных с ними отложений, в которых был установлен комплекс диноцист раннего олигоцена; 4 – местонахождения малакофауны ащеайрыкского типа в курганских слоях; 5 – местонахождения ихтиофауны в курганских слоях; 6, 7 – местоположение стратотипа ащеайрыкской свиты, откуда были описаны характерные нижнеолигоценовые комплексы диноцист (6) и моллюсков (7); 8 – опорные разрезы нижнего олигоцена чинков Северного Устюрта (А) и Челкар-Нуры (Б); 9 – Уральское (I) и Мугоджарское (II) поднятия.

нов. Проанализировав приведенный ниже материал, авторы пришли к выводу, что это, по существу, тот же путь, каким чегано-тавдинское море в конце эоцена отступало к юго-западу из Сибири и Тургай.

В вступительном разделе статьи мы уже останавливались на находках ащеайрыкской малакофауны в полосе, примыкающей в Северном Тургае к осевой части Тургайской ложбины. Теперь обратимся к имеющемуся материалу по Центральному и Южному Тургаю, а также Северо-Восточному Приаралью.

Сначала вновь о малакофауне. Южнее оз. Кушмурун, по данным А.И. Коробкова (1966), находки фауны ащеайрыкского типа были сделаны Н.К. Овечкиным и Л.В. Мироновой в долине р. Кундузды – притока Убагана к югу от выхода в Тургайскую ложбину Кировской долины. По устному сообщению актюбинского геолога Т. Аконова, проводившего геолого-съёмочные работы в Западном Тургае, железистые песчаники с малакофауной, по определению палеонтологов, ащеайрыкского типа были встречены им в долине р. Шат-Иргиз несколько выше ее слияния с Иргизом. Моллюски ащеайрыкского типа указывались О.С. Вяловым, А.К. Алексеевым, Р.Ф. Мерклиным, А.И. Коробковым из надчеганских песков останца Жаксы Клыч северо-восточнее Аральского моря, причем О.С. Вяловым (1964) жаксыклычская пачка помещалась в основание ащеайрыкской свиты. Мнение о сходстве жаксыклычских моллюсков с ащеайрыкскими поддерживается в настоящее время О.В. Амитровым и С.В. Поповым, в распоряжении которых находятся коллекция Р.Ф. Мерклина и более поздние сборы О.В. Амитрова. Все три перечисленных выше местонахождения, как видно из рис. 4, находятся в полосе отступления чеганского моря.

В этой же зоне находится и карьер Качар, расположенный в 50 км западнее г. Кустанай, откуда О.Н. Васильевой из тонкослоистых темно-зеленых глин, мощностью 7 м, перекрывающих чеганские глины, был определен комплекс диноцист с участием *Phthanoperidinium smoenum* – зонального вида нижнего олигоцена.

О том, что именно Тургайская ложбина служила каналом, по которому ащеайрыкское море проникало далеко к северу, подобно тому как акчагыльское море в плиоцене ингрессировало из Восточного Паратетиса по долинам Волги и Камы, свидетельствуют данные и не связанные с биостратиграфией. Их условно можно разделить на три категории: геоморфологические, литолого-геохимические и гидро-геохимические.

Начнем с геоморфологических. Уже к шестидесятым годам XX столетия на базе буровых работ были построены в стратоизогипсах карты по кровле чеганской свиты, на которых отчетливо выражены раннеолигоценовые субширотные эрозионные врезы, сформировавшиеся до накопления континентальных олигоценовых толщ. Эти эрозионные врезы, а в действительности, крупные погребенные субширотные постчеганские доли-

ны, открывавшиеся как с запада (Лисаковская и Шиелинская), так и с востока (Кировская) в Тургайскую ложбину, позже оказались весьма удобными коллекторами, в которых концентрировались богатейшие запасы лимонитовых руд Лисаковского и соседних с ним месторождений. Контуры самой Тургайской палеоложины совпадают с ее современным контурами, унаследованными с олигоценовой эпохи. Кровля чеганских глин в Северо-Восточном Тургае под осадками олигоцен (Никитин, 1967) представляет собой неровную поверхность с колебаниями абсолютных отметок от 240 до 168 м. Что касается погребенных долин, то протяженность Лисаковской – около 150 км, а Кировской – до 110 км. Кровля чеганской свиты снижается от верховьев до устья Лисаковской долины от 195 до 140 м, а Кировской соответственно – со 190 до 113 м (рис. 5). Весьма примечательно (Никитин, 1967), что в наиболее пониженных формах доолигоценового рельефа накопление осадков началось не с формирования железорудных пачек, а с подстилающих их пачек тонкого переслаивания сероцветных глин, песков и алевритов, содержащих комплекс спор и пыльцы, характерный для курганских слоев. Здесь же встречаются растительные мегафоссилии, содержащие кроме таксонов умеренно-теплолюбивой мезофильной флоры также и таксоны субтропической (данные Е.П. Бойцовой и И.В. Васильева из базальных слоев олигоцен Шиелинской долины; см. Бойцова и др., 1961). В этой связи В.Г. Никитин (1967) высказал предположение о существовании в центральной части Тургайского прогиба в раннем олигоцене уже после отступления Чеганского моря крупного остаточного бассейна, западная граница которого проходила по меридиану пос. Аласор и верховьям р. Теке, северная располагалась в районе оз. Сары-Моин, а на восток он простирался до бассейна р. Жиланчик.

Литолого-геохимические критерии, свидетельствующие о существовании на территории Северного Тургая в раннем олигоцене морского бассейна, непосредственно связаны с проблемой формирования железорудных месторождений лисаковского типа. Многолетняя дискуссия по этому поводу между Л.Н. Формозовой (1959, 1969) с одной стороны, а также Б.П. Кротовым (1937 и др.), А.П. Сиговым (1969), Б.М. Михайловым (1959) и В.А. Броневым (1969) – с другой, как представляется авторам статьи, дала больше преимуществ второй точке зрения, опирающейся на выводы Н.М. Страхова (1947, с. 134–135), что "...гётит-шамозит-сидеритовые руды ... представляют собой отложения заливов, бухт, лиманов и самой верхней части шельфа", т.е. являются типичными прибрежно-морскими образованиями. Такой генезис для некоторых железорудных месторождений Приаралья не отрицался и самой

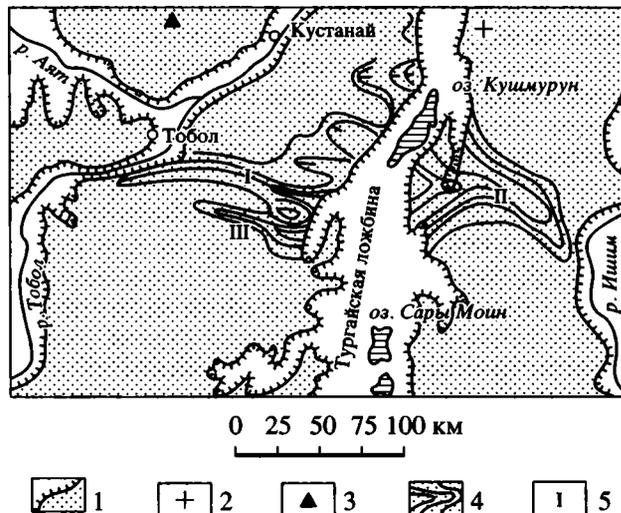


Рис. 5. Схематическая геологическая карта участка Лисаковского железорудного месторождения (Тургайский прогиб).

1 – контакт олигоценовых отложений (точечный крап) с верхнеолигоценовой чеганской толщей (белое поле); 2 – местонахождения малакофауны в курганских слоях; 3 – разрезы, в которых установлен нижнеолигоценовый комплекс диноцист; 4 – погребенные долины, выработанные в глинистой чеганской толще, в которые вложены железорудные отложения олигоцен. Направления бергштрихов совпадают с направлением падения подошвы рудных залежей; 5 – погребенные раннеолигоценовые речные долины, выработанные в тавдинском ложе: I – Лисаковская, II – Кировская, III – Шиелинская.

Л.Н. Формозовой. Доказательство существования раннеолигоценового морского бассейна в Тургае могло бы поставить окончательную точку в этой дискуссии. В цитируемой выше работе Б.М. Михайлова проявления железных руд олигоцен лисаковского типа отмечались и в Прииргизье, на пути предполагаемого ащайрыкского рукава из Приаралья в Тургай. Им же при отборе технологических проб на Лисаковском месторождении еще в пятидесятых годах отмечалось выдержанное падение косої слоистости, направленной к юго-западу (аз. 220°–240°). Объяснение этому он видел в переотложении накопившегося материала при подпруживании устья Лисаковской долины трансгрессирующими водами “конечного” водоема. Эту роль мог выполнять, скорее всего, морской рукав, приуроченный к осевой зоне Тургайской ложбины.

А.П. Сигов (1956, 1969) считал, что одним из важнейших источников железа при формировании руд Лисаковского типа в их регенерированном виде являлась чеганская свита, содержащая, по его оценке, в пересчете на валовый состав не менее 6–8% этого металла. Выделяя два типа руд этого месторождения, к образовавшимся в лагун-

но-эстуарной обстановке, А.П. Сигов относит массивные оолитовые сидерит-лептохлоритовые руды, залегающие в основании железорудной толщи в котловинных понижениях ложа на восточном фланге Лисаковского месторождения (Топорков, 1958; Сигов, 1969). Такая же картина наблюдалась и на соседнем Кировском месторождении, расположенном по другую сторону от оси Тургайской ложбины.

Особое значение для суждений о характере водоема, в который происходил сброс вод из погребенных речных долин Северного Тургая, имеют гидрогеологические и гидрохимические данные. Подземные воды, концентрирующиеся в нижне-олигоценых отложениях, образуют самостоятельный водоносный горизонт (Иванов, Горлач, 1967). Состав вод в тех случаях, когда этот горизонт подпитывается поверхностными водами, типично гидрокарбонатный. Особенно широко эти воды распространены в пределах “раскрытых” долинообразных понижений в водоупорном ложе. Минерализованные солоноватые и слабосоленые воды с минерализацией от 3–10 до 15 г/л и более характерны для структур, в которых влияние инфильтрационных вод заметно падает (Кустанайская и Боцакульская котловины Ишимского склона и др.). Гидродинамическая обстановка здесь характеризуется застойным режимом с весьма слабым водообменом. Состав вод – хлоридно-натриевый, иногда сульфатно-хлоридно-кальциево-магниевый-натриевый, отражающий, по всей видимости, влияние на формирование первичных вод морских условий.

Предположение об ингрессии в раннем олигоцене моря в Западную Сибирь с территории Турганской плиты делает небезынтесным анализ развития самого ащеайрыцкого бассейна с выявлением временного уровня пика его максимальной трансгрессивной фазы. Такие заключения были сделаны при изучении стратотипического разреза ащеайрыцкой свиты в Северном Устюрте (Ахметьев, Запорожец, 1992). Опираясь на соотношения в комплексах диноцист и прازیнофитов – “факультативных опреснителей”: *Michrystidium*, *Pediatrum*, спор водных папоротников *Hydropteris indutus* и *Azolla*, а также на расчеты максимального “коэффициента мористости” (отношения суммы фитопланктонных зерен к общему количеству палиноморфы), был сделан вывод, по меньшей мере, о трех фазах опреснения и восстановления нормальной солености в период кратковременных трансгрессий в ащеайрыцкое время. Что же касается максимальной трансгрессии, то она совпадает с периодом формирования базальных слоев “циприновой” пачки, когда в разрезе начинают в обилии встречаться раковины *Argtisa*. В виде цепочек “яичной скорлупы” они опоясывают склоны и весьма характерны для верхней пачки свиты. Пик трансгрессии приходится на уровень вы-

ше первого появления в ащеайрыцком разрезе *Wetzeliella gochtii* – таксона, который в разрезах юга России, также как и в бельгийских и северогерманских, впервые фиксируется в зоне NP22 (Kothe, 1990, Андреева-Григоревич, 1991, Запорожец, 1998, 1999). На этом уровне как в устюртских, так и в западноевропейских разрезах еще продолжает встречаться *Phthanoperidinium amoenum* (зона D14a). Заканчивая рассмотрение ащеайрыцкого разреза, попутно заметим, что в нем на уровне появления циприн фиксируется и первый горизонт распространения лимонитовых и гидрогетитовых конкреций. Однако нельзя не обратить внимание на то, что в составе палинокомплекса ащеайрыцкой свиты основная роль принадлежит пыльце голосеменных и листопадных покрытосеменных. Пыльцы буковых, а также вечнозеленых очень мало. Возможно, это обусловлено тем, что переотложение пыльцы из эоценовых чеганских глин практические уже не происходило, так как последние к тому времени были уже бронированы толщиной более молодых олигоценых осадков.

К близким выводам о времени максимальной фазы ащеайрыцкой трансгрессии в Приаралье и Северном Устюрте пришел А.И. Вознесенский (1978, с. 65, 67), занимавшийся исследованием седиментогенеза и литогенеза осадочных толщ этих районов. Пик трансгрессии, по его данным, также приходится на начало II мезоцикла, когда морской бассейн распространялся на север вдоль Челкарского прогиба, а также на восток от него в виде двух крупных заливов в южных частях Тургайской и Чукусинской синклиналей.

Весьма интересные, хотя и несколько неожиданные данные были получены Н.И. Запорожец при палинологическом изучении ранее считавшихся исключительно континентальными кутанбулакской свиты Приаралья (залив Перовского, гряда Алтын-Чокусу севернее ст. Саксаульский), уркимбайской и челкарнуриной свит Южного Тургая (разрезы чинка Челкар-Нура, а также чинков, расположенных восточнее – Донгустау и Атамбас). Во многих палинологических пробах из перечисленных выше свит были встречены диноцисты, прازیнофиты и акритархи. Наряду с массовым переотложением таксонов в олигоценые толщи из чеганской свиты, многие палиноморфы характеризуются захоронением “in situ”. В верхних горизонтах уркимбайской свиты чинка Челкар-Нура, несколько восточнее широко известного разреза континентального олигодена с находками индрикотериевой фауны, в пробах, отобранных М.А. Ахметьевым и О.В. Амитровым, Н.И. Запорожец были обнаружены диноцисты олигодена, включая и зональные виды – *Wetzeliella symmetrica* и *W. gochtii*, наряду с большим количеством переотложенных эоценовых чеганских форм.

Что касается комплекса органикостенного фитопланктона самой чеганской свиты этого разреза, то он отличается исключительным богатством. Насчитывается около 100 видов диноцист и прازیнофитов. Свыше 70 видов зафиксировано в верхних слоях свиты (3 м ниже кровли), там, где уже отсутствуют мергелисто-сидеритовые конкреции. Особенно многочисленны и разнообразны представители родов *Deflandrea*, *Cordosphaeridium*, *Phthanoperidinium*, виды ветцелиелловой группы. Им несколько уступают *Phelodinium*, *Microdinium*, *Glaphyrocysta*, *Aegospaeridium diktyoplokus*. Около половины палинокомплекса составляют споры и пыльца. В отличие от типового разреза чеганской свиты Устюрта доминирует пыльца хвойных (*Pinus*). В спектрах цветковых преобладают буковые, включая характерные для чеганской свиты *Quercus graciliformis*, *Q. gracilis*, *Q. conferta*. Присутствует также пыльца термофильных листопадных широколиственных – *Liquidambar*, *Hamamelis*, *Rhus*, *Fothergilla*, *Moraceae*, *Platanus* и др. Пыльцы ореховых немного, а березовые практически отсутствуют.

О широкой трансгрессии моря в раннем олигоцене не только в направлении Западной Сибири, но и во внутренние впадины Казахстана свидетельствуют материалы М.А. Сотниковой (1996). По ее данным, раннеолигоценное море в это время на востоке достигало Бетпак-Далы и западной части Чуйской впадины, куда оно могло заходить как с юга из Средней Азии, так и с запада, со стороны Устюрта и Приаралья, обходя с севера Большой Каратау. Распространенная в этом районе устемирская свита среднего эоцена, представленная толщей зеленовато-серых глин без видимого несогласия перекрывается пачкой серых глин нижнего олигоцене. Ранее обе они объединялись в единую толщу. Богатый комплекс диноцист свидетельствует о принадлежности верхней глинистой пачки зоне *Phthanoperidinium amoenum* (D13) диноцистовой шкалы Западной Европы. Спорово-пыльцевой комплекс этих глин, однако, не носит смешанный характер, объединяющий субтропические и теплоумеренные элементы. В нем доминируют последние. Обилие пыльцы таксодиевых и состав пыльцы цветковых позволяют их сопоставлять с нижнеолигоценовыми комплексами зоны *Carya spackmanii*–*Tilia grandireticulata*–*Juglans sieboldianiformis* Приаралья и Тургая, а также *Carya spackmanii*–*Carpinus perfectus* – Западной Сибири. Возвращаясь вновь к курганской трансгрессии, в свете приведенных выше данных попытаемся сопоставить ее с одной из трансгрессий ащайрыкского моря. В этой связи можно с равной долей вероятности говорить о двух возможных вариантах.

а). Курганской трансгрессии соответствует максимальная по амплитуде трансгрессия в пределах Устюрта, отвечающая периоду накопления

циприновых слоев. Это находит подтверждение в большом сходстве состава комплексов моллюсков, присутствию пыльцы *Bohlensipollis hohli* и *Phthanoperidinium amoenum* в составе фитопланктона. Однако этому предположению противоречит состав спорово-пыльцевых спектров с высоким содержанием мелкой пыльцы вечнозеленых дубов, что делает их более “унаследованными” от спектров тавдинской свиты. В спектрах ащайрыкской свиты этого уровня доминирующими таксонами пыльцы цветковых выступают другие семейства сережкоцветных – ореховые и березовые. Разнообразие термофильных форм, принадлежащих другим семействам, также более ограничено.

б). Курганской трансгрессии отвечает одна из предшествующих малоамплитудных трансгрессивных фаз раннего олигоцене, отвечающая периоду накопления базальных слоев ащайрыкской свиты. Это предположение более соответствует данным изучения спор и пыльцы, не противоречит выводам, полученным при исследовании органикостенного фитопланктона, но находится в большем противоречии с данными малакологов (в нижних горизонтах ащайрыкской свиты обычны нортии и другая мелкая раковинная фауна, но практически отсутствуют арктики и сопутствующие им формы, характерные для курганских слоев). Достижение морем Западной Сибири также более вероятно в период максимального развития раннеолигоценовой трансгрессии с территории Туранской плиты.

До получения новых данных оба рассмотренных варианта в равной степени возможны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Курганские слои (*sensu stricto*) юга Западной Сибири, выделенные Л.А. Пановой, не являются отложениями регрессирующего тавдинского бассейна, а формировались в раннем олигоцене в результате поздней ингрессии морского бассейна из западных районов Туранской плиты по Тургайскому проливу, унаследованному от более ранних этапов палеогеновой истории.

2. Раннеолигоценный возраст курганских слоев подтверждается составом малакофауны, присутствием среди органикостенного фитопланктона *Phthanoperidinium amoenum* – индекса зоны D13 раннего олигоцене, присутствием пыльцы *Bohlensipollis hohlii*, неизвестной до начала олигоцене.

3. Морская природа курганских слоев доказывается присутствием в них морских моллюсков, обитающих в морях нормальной или лишь слегка пониженной солености, морских диноцист и ихтиофауны.

4. Курганские слои залегают на тавдинской свите с перерывом и несогласием.

5. Морская ингрессия в раннем олигоцене распространялась из Приаралья через Южно-Тургайскую впадину по Тургайскому проливу и палеодолине Тобола до широты г. Кургана (рис. 4). По всей вероятности, именно эта ингрессия, возобновившая перенос морских теплых вод к северу, могла явиться причиной потепления климата и усиления его сезонности во вторую половину раннего олигоцена. С этого момента началось расширение всего аридного пояса Евразии, достигшего своего максимума к концу раннего олигоцена.

6. Формирование в Тургае железорудных месторождений лисаковского типа происходило на геохимических барьерах, на участках выхода древних речных долин в ингрессирующий морской рукав.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ПИН РАН О.В. Амитрову, И.А. Гончаровой и С.В. Попову за определение малакофауны, собранной из курганских слоев, а также геологам Курганской геологоразведочной партии за предоставленную возможность ознакомиться с отчетными материалами геологических съемок и буровых работ 60–80-х годов в южных районах Курганской области.

Статья выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 98-05-64944, 99-05-65174, 00-05-64917, 00-15-98490, 010564320. На полевые работы в Зауралье деньги были выделены по Уральскому гранту.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреева-Григорович А.С. Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону (диноцисты и фитопланктон) // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Киев: ИГН АН УССР, 1991. 47 с.

Атлас палеогеографических карт шельфа Евразии в мезозое и кайнозое / Гл. ред. Алексеев М.Н. Т. 1. М.: ГИН РАН, 1992. 98 с.

Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Пыльца, споры, растительные макрофоссилии и фитопланктон верхнего эоцена и олигоцена в стратотипах чеганской и ащайрыкской свит (Северный Устюрт, Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 3. С. 96–105.

Бойцова Е.П., Васильев И.В., Овечкин Н.К. О границах и объеме олигоцена в Тургайском прогибе и сопредельных районах (по палеоботаническим данным). Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1961. Вып. 43. С. 45–52.

Бронева В.А. К вопросу об условиях образования железных руд Северного Приаралья // Литология и полезн. ископаемые. 1969. № 2. С. 101–113.

Бронева В.А., Кирюхин А.Г. Среднеолигоценные отложения Северного Приаралья и Северного Устюрта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 1. С. 120–127.

Васильева О.Н., Железко В.И., Папулов Г.Н. Биостратиграфия морских палеогеновых отложений района

г. Кургана по диноцистам и акулам // Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя–нижнего кайнозоя Урала. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1994. С. 139–151.

Вознесенский А.И. Седиментогенез и литогенез олигоценых отложений Приаралья. М.: Наука, 1978. 131 с.

Вялов О.С. Олигоценые и нижнемиоценовые отложения Устюрта и Приаралья – аналоги майкопской серии // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Материалы 1-го коллоквиума по микрофауне и биострат. майкопской толщи и ее возрастных аналогов. г. Львов, 1961 г. Киев: Наукова думка, 1964. С. 144–187.

Гликман Л.С. Акулы палеогена и их стратиграфическое значение. М.-Л.: Наука, 1964. 229 с.

Давидзон Р.М., Крейденков Г.П., Салибаев Г.Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 151 с.

Добруцкая Н.А. Стратиграфия континентальных третичных отложений Нижнего Приобья // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Гостехиздат, 1961. С. 19–21.

Дрожащих Н.Б. Палеогеновые спорово-пыльцевые комплексы западной части Западно-Сибирской низменности // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. II. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1970. С. 231–244.

Железко В.И. Акулы семейства Jaekelotodontidae Европейской и Среднеазиатской палеобиогеографических областей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 5. С. 47–62.

Железко В.И., Козлов В.А. Эласмобранхии и биостратиграфия палеогена Зауралья и Средней Азии // Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1999. 324 с.

Запорожец Н.И. Новые данные по фитостратиграфии эоцена и олигоцена Северных Ергений (юг Русской платформы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 3. С. 56–73.

Запорожец Н.И. Палиностратиграфия и зональное расчленение по диноцистам среднеэоценовых–нижнемиоценовых отложений р. Белой (Северный Кавказ) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 61–78.

Захаров Ю.Ф. Конолевская пачка олигоцена Западной Сибири // Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири. М.: Недра, 1968. С. 161.

Иванов В.А., Горлач В.Ф. Гидрогеология северной части Тургайского прогиба // Геология Тургайского прогиба и Приаралья. Л.: Недра, 1967. С. 180–202.

Кисельман Э.Н. Комплексы фораминифер палеогеновых отложений Западной Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 41–51.

Ковалевская И.Г. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений южной части Западно-Сибирской низменности и Тургай // Решения и труды Межведом-

ственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Гостоптехиздат, 1961. С. 33–35.

Коробков А.И. О присутствии морских рупельских отложений на севере Тургайского прогиба и юга Западной Сибири // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171. № 3. С. 677–678.

Кротов В.П. Классификация, номенклатура и признаки экзогенных месторождений // Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.-Л.: Из-во АН СССР, 1937. С. 67–82.

Липман Р.Х., Буртман Е.С., Хохлова И.А. Стратиграфия и фауна палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1960. Т. 28. 231 с.

Мартынов В.А., Панова Л.А., Никитин В.П. Кардинальная перестройка природы Западной Сибири на рубеже эоцена и олигоцена // Геология и полезные ископаемые юга Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 147–155.

Михайлов Б.М. Литология мезозойских и кайнозойских отложений Тургайского бурогоугольного бассейна. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 221 с.

Музылев Н.Г., Салибаев Г.Х. О возрасте некоторых палеоценовых и эоценовых горизонтов Таджикского разреза по наннопланктону // Изв. АН Тадж. ССР. Отд. физико-математич., химич. и геол. наук. 1988. С. 91–93.

Музылев Н.Г., Расулов У.М., Хохлова И.Е., Кушаков А.Р. Верхний эоцен Ферганской депрессии и смежных регионов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 2. С. 38–45.

Никитин П.А. К стратиграфии меловых и палеогеновых отложений северо-западной части Тургайского прогиба // Геология Тургайского прогиба и Приаралья. Л.: Недра, 1967. С. 25–32.

Николаев В.А. К стратиграфии миоценовых отложений Западно-Сибирской низменности // Докл. АН СССР. Нов. сер. 1947а. Т. 58. № 1. С. 101–103.

Николаев В.А. Стратиграфическое положение томской флоры Лагерного сада // Докл. АН СССР. 1947б. Т. 58. № 4. С. 639–640.

Олейник Э.М. Позднеэоценовый и олигоценовый микрофитопланктон Южно-Таджикской депрессии и Гиссарского хребта (систематический состав, экология и стратиграфическое значение) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ташкент: Ташкентский ун-т, 1979. 26 с.

Панова Л.А. Палеогеновые комплексы спор и пыльцы южной и центральной частей Западно-Сибирской низменности // Решение и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Тюмень: ЗапСибНИГРИ. Ч. II. 1970. С. 121–132.

Подобина В.М. Геодинамика и изменение комплексов микрофауны на рубежах эпох палеогена Западной Сибири и Арктического бассейна // Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. Томск: Томский унив., 1997. С. 66–70.

Салибаев Г.Х. Стратиграфия и палеогеография позднего эоцена восточной части Средней Азии на основании изучения двустворчатых моллюсков // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГРИ, 1987. 23 с.

Сигов А.П. О генезисе третичных оолитовых железных руд Зауралья // Тр. ГГИ УФАН СССР. 1956. Вып. 24. С. 19–35.

Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.

Сотникова М.А. Морской олигоцен Бетпак-Далы (Южный Казахстан) // Палинология в биостратиграфии, палеоэкологии и палеогеографии. Тез. VIII Всероссий. палинологической конференции. М.: ИГиРГИ, 1996. С. 132.

Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система. Л.: Недра, 1982. 616 с.

Страхов Н.М. Железородные фации и их аналоги в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1947. С. 97–125.

Топорков Д.Д. Геологические особенности, типы и ресурсы железных руд Тургайского прогиба. Алма-Ата: Изд-во АН Каз.ССР, 1958. С. 17–29.

Ушакова М.В., Гурари Ф.Г. Стратиграфия третичных отложений Обь-Иртышского междуречья // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Вып. 1. Новосибирск: ЗапСибНИГРИ, 1959. С. 48–54.

Формозова Л.Н. Железные руды Северного Приаралья. Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1959. Вып. 29. 691 с.

Формозова Л.Н. Письмо в редакцию // Литология и полезные ископаемые. 1969. № 2. С. 133.

Янишин А.Л. Геология Северного Приаралья. Материалы к познанию геологического строения СССР. Нов. сер. Вып. 15(19). М.: Изд-во МОИП, 1953. 734 с.

Kothe A. Paleogene Dinoflagellates from North West Germany // Geol. Jahrb. 1990. R.A.N. № 118. 111 s.

Рецензент С.В. Попов

УДК 551.781.4/782.1:561(235.47)

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ И МАКРОФЛОРИСТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ИЗ ЭОЦЕН-МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОБЕРЕЖЬЯ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА (ВОСТОЧНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

© 2001 г. Д. А. Лопатина

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН
109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия*

Поступила в редакцию 22.11.99 г., получена после доработки 16.05.2000 г.

Приведена палинологическая характеристика эоцен-миоценовых отложений между бухтами Сонье и Демби на побережье Татарского пролива (Восточный Сихотэ-Алинь). Датировки флороносных отложений бухт Сонье и Буй по результатам спорово-пыльцевого анализа и изучения отпечатков растений совпадают: бухта Сонье – поздний эоцен, бухта Буй – поздний эоцен–ранний олигоцен. Возраст флороносных отложений бухты Демби, по данным макрофлоры, – вторая половина раннего миоцена, по микрофлористическим данным, – поздний олигоцен–средний миоцен. Сравнение спорово-пыльцевых комплексов с комплексами отпечатков растений из соответствующих подразделений показало их близость на родовом уровне. Общими для комплексов микро- и макрофлоры являются роды анемофильных растений, энтомофильные растения представлены, главным образом, в отпечатках, при этом их процентное содержание в спорово-пыльцевых комплексах значительно ниже, чем в комплексах отпечатков. Судя по составу флористических комплексов, климат времени формирования каждого из трех местонахождений флоры был теплоумеренным и сравнительно влажным.

Ключевые слова. Эоцен, олигоцен, миоцен, Восточный Сихотэ-Алинь, корреляция, спорово-пыльцевой комплекс, растительность, климат.

ВВЕДЕНИЕ

При расчленении и корреляции кайнозойских континентальных отложений Дальнего Востока первостепенное значение имеют палеоботанические методы: макрофлористический (изучение листьев, плодов и семян) и палинологический (изучение спор и пыльцы). Преимущество палинологического метода обусловлено массовой встречаемостью спор и пыльцы, а также сохранением этих объектов в осадочных толщах различного генезиса, обеспечивающим возможность прямых корреляций морских и континентальных отложений.

Проверка сходимости этих методов может быть осуществлена с помощью изучения микрофитофоссилий, полученных путем мацерации образцов с остатками макрофлоры из конкретных разрезов. Палеоботанический анализ, включающий взаимодополняющие друг друга макро- и микрофлористические исследования, по сути является способом получения комплексных палеофлористических данных, имеющих важное практическое значение для уточнения датировок и корреляций региональных климатических и флористических построений.

Объединение двух традиционных палеоботанических методов само по себе не ново. Такой подход применялся М.А. Ахметьевым (1973а) при изучении миоценовых отложений р. Ботчи на Дальнем Востоке, В.П. Никитиным, И.А. Ильин-

ской и А.Ф. Фрадкиной при изучении миоценовых отложений разреза Мамонтовой Горы на р. Алдан (Миоцен ..., 1977) и др. Настоящая статья представляет собой исследование спор и пыльцы, выделенных автором из образцов с отпечатками растений из разреза эоцен-миоценовых отложений на побережье Татарского пролива между бухтами Сонье и Демби (Восточный Сихотэ-Алинь), и сравнительный анализ полученных данных с результатами более ранних макрофлористических исследований этого разреза (Ахметьев, 1973б, 1974, 1988; Ахметьев, Викулин, 1995; Ахметьев, Манчестер, 2000).

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

Рассматриваемый разрез расположен на побережье Татарского пролива близ пос. Нельма на участке протяженностью 12 км между бухтами Сонье и Демби (рис. 1). В основании разреза, к северу от бухты Сонье, на верхнемеловых дацитовых туфах залегает толща туфоконгломератов и туфов андезитового состава, которые перекрываются серией базальтовых потоков со шлаковыми корками и агломератами. Общая мощность нижней части разреза на участке между бухтами Буй и Сонье – 250–300 м. К югу от бухты Буй моноклиналь осложняется выступом добазальтового фундамента, сложенным раннепалеогеновыми гранодиоритами Буйского массива. К северу пе-

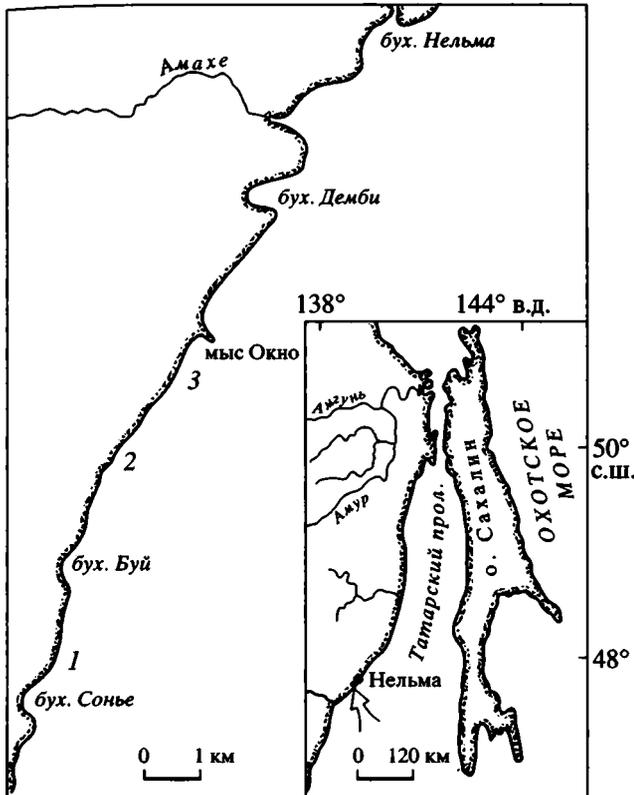


Рис. 1. Расположение местонахождений флоры на побережье Татарского пролива. 1 – Сонье; 2 – Буй; 3 – Демби.

ред бухтой Демби вскрывается пакет туфогенно-осадочных пород с лавовыми потоками. Суммарная мощность средней части разреза на участке бухта Буй–мыс Окно приблизительно 400 м (рис. 2). Верхняя часть разреза мощностью около 400 м, прорвана и отчасти перекрыта более кислыми породами – кластолавами и потоками трахиандезитов и роговобманковых дацитов. На север они протягиваются до бухты Амахе, где, в свою очередь, перекрыты платобазальтами совгановской свиты.

Растительные остатки были собраны в трех местонахождениях: в пачке переслаивающихся туфопесчаников и туфоалевролитов мощностью 4 м, в нижней части разреза и бухты Сонье (флора бухты Сонье); в пачке темноокрашенных песчаников, переслаивающихся с туфоалевролитами с линзами туфоаргиллитов, мощностью 9 м, в 1.5 км севернее бухты Буй (флора бухты Буй); в пачке мощностью около 30 м, состоящей из чередующихся пластов туфов, туффитов и диатомитов, потоков базальтов с шаровой отдельностью, в 3.5 км южнее бухты Демби (флора бухты Демби).

М.А. Ахметьевым (1988) данный разрез Сонье–Демби предлагался в качестве лектострато-

Бухта Сонье-бухта Буй

Бухта Буй-мыс Окно

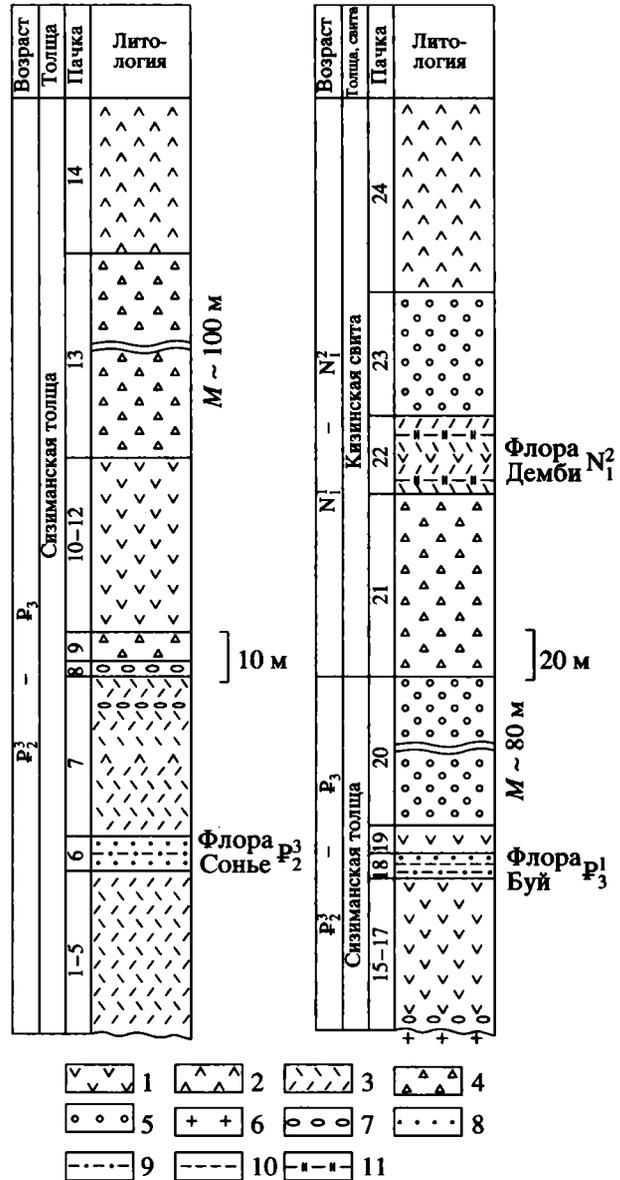


Рис. 2. Стратиграфическая колонка разреза эоцен-миоценовых отложений на побережье Татарского пролива между бухтой Сонье и мысом Окно. Описание разреза и нумерация пачек по Ахметьеву (1988). 1 – базальты; 2 – андезитобазальты; 3 – туфы; 4 – кластолавы; 5 – лавокластиты; 6 – граниты; 7 – конгломераты; 8 – песчаники; 9 – алевролиты; 10 – аргиллиты; 11 – диатомиты.

типа кизинской серии. Кизинская свита, представленная эффузивами среднего и основного состава, их туфами и туфогенно-осадочными породами, была выделена В.Г. Плехотником при геологической съемке Восточного Сихотэ-Алиня (Плахотник, 1962). Вулканогенные образования этой свиты протягиваются широкой полосой вдоль восточного склона Сихотэ-Алиня от устья

р. Амур на севере до широты пос. Великая Кема на юге. Перевод кизинской свиты в ранг серии, по мнению М.А. Ахметьева, обусловлен значительной мощностью вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований данного стратиграфического подразделения, превышающей в опорном разрезе 1000 м, а также длительностью его формирования – с позднего эоцена по ранний миоцен. Выбор разреза Сонье–Демби в качестве лектостратотипа кизинской серии обусловлен, во-первых, находками трех комплексов макрофлоры в составе вулканогенно-осадочных пачек, характеризующих серию. Во-вторых, данный разрез принадлежит единой вулкано-тектонической структуре, образуя ее южное крыло с пологим моноклинальным залеганием вулканитов. Однако предложение о переводе кизинской свиты в ранг серии не было принято. В соответствии с последней региональной стратиграфической схемой палеогеновых и неогеновых отложений юга материковой части Дальнего Востока, утвержденной на МСК в 1991 г., вулканогенно-осадочные отложения пачек 1–21 рассматриваемого разреза могут быть отнесены к сизиманской толще, пачек 22–24 – к кизинской свите.

Отпечатки флоры из данного разреза изучались М.И. Борсук (Плахотник, 1962). Из прослоев диатомитов бухты Демби была собрана коллекция растительных остатков, на основании изучения которой отложения кизинской свиты были отнесены к среднему миоцену. Миоценовый возраст диатомитов подтвержден результатами диатомового анализа, выполненного Л.А. Струве (Плахотник, 1962).

На основании изучения отпечатков растений из других разрезов кизинской свиты (разрезы р-на оз. Тони, низовьев рек Лиственная, Кема) Р.С. Климовой (Олейников, Климова, 1977; Рыбалко и др., 1980; Климова, 1983) был сделан вывод о ранне-среднемиоценовом возрасте этих отложений.

М.А. Ахметьевым были подробно изучены отпечатки флоры из местонахождений Сонье, Буй и Демби и на основании этого возраст отложений рассматриваемого разреза определялся как поздний эоцен–вторая половина раннего миоцена (Ахметьев, 1988; Ахметьев, Викулин, 1995).

Флора бухты Сонье характеризуется доминированием голосеменных растений, среди которых преобладают Taxodiaceae: *Cryptomeria*, *Metasequoia* и др.; в значительном количестве отмечены *Thuja*, *Pinus*. Покрытосеменные представлены двумя группами. Одна образована родами, характерными для раннепалеогеновых флор, такими как *Trochodendroides*, *Platanus*, *Alangium*, *Viburnum*. Другая представлена таксонами, характерными для позднепалеогеновых и миоценовых флор, среди которых преобладают: *Fagus*, *Quercus*, *Alnus*,

Cercidiphyllum, *Acer*. Флора бухты Сонье сопоставляется с флорами верхней части палеогеновой угленосной серии Сахалина (*Alnus onorica*, *Acer ezoana*, *Platanus aceroides*, *Trochodendroides arcticum* (= *Cocculus ezoanum*) и др. и датируется поздним эоценом (Ахметьев, 1988).

Во флоре бухты Буй голосеменные (*Pinus*, *Tsuga*, *Thuja*) представлены в незначительном количестве, преобладает *Thuja*. Среди покрытосеменных отмечены: *Alnus kefersteinii*, *Carpinus subcordata*, *Palaeocarpinus sikhotealinensis*, *Craigia bronni*, *Quercus pseudocastanea*, *Acer ezoana*, *Cercidiphyllum crenatum*, *Macaranga peltata*, *Tilia* sp. и др. Максимальное количество отпечатков приходится на долю родов *Tilia* и *Macaranga*. Флора бухты Буй занимает промежуточное возрастное положение между флорой Сонье и флорой Демби. По составу она близка к позднепалеогеновым флорам, которые уже лишены реликтов раннего палеогена (*Trochodendroides*, “*Acer*” *arcticum*). Флора бухты Буй сближается с флорами Северного Кюсю и Центрального Хонсю, относимыми Т. Танаи к раннему миоцену, а позднее к олигоцену, характерной особенностью которых является присутствие палеогеновых видов и ограниченная роль термофилов. Возраст флоры бухты Буй – ранний олигоцен (Ахметьев, 1988; Ахметьев, Викулин, 1995). По последним данным не исключается и позднеэоценовый возраст этой флоры на основании присутствия в ее составе таких родов как *Platanus*, *Palaeocarpinus*, *Macaranga*, характерных для палеоценовых и эоценовых флор (Ахметьев, Манчестер, 2000).

В коллекции макрофлоры из бухты Демби на долю хвойных приходится 18%. Преобладает *Metasequoia*, отмечены *Taxodium*, *Glyptostrobus*, остальные встречены в единичных экземплярах. Среди покрытосеменных максимальное количество экземпляров приходится на долю рассеченнолистных дубов (до 35–40%) и *Fagopsis*. Отмечены также *Ostrya oregoniana*, *Carpinus subcordata*, *Carpinus* sp., *Fagus palaeocrenata*, *Castanea miomollissima*, *Ulmus longifolia* и др. Доминируют листопадные древесные формы. Флора бухты Демби – наиболее молодая из флор кизинской серии. Наряду с некоторыми из перечисленных выше в ней встречена группа таксонов, которые характерны для флор типа Дайдзима зеленотуфового пояса Хонсю. Это – *Comptonia paumanni*, *Engelhardtia kozeanica*, *Astronium ninae*. Флоры типа Дайдзима отмечены в Реттиховской и Краскинской впадинах Приморья, а также в Сихотэ-Алиньском вулканическом поясе. Они отражают климатический оптимум второй половины раннего миоцена (Ахметьев, Викулин, 1995).

Споры и пыльца из флороносных отложений всех трех бухт изучались В.Ф. Морозовой (Ахметьев, 1973; 1974), из отложений бухты Буй –

Н.И. Запорожец (Ахметьев, Манчестер, 2000). В комплексе из образцов бухты Сонье доминирует пыльца покрытосеменных: *Mugica*, *Juglans*, *Carya*, *Betula*, *Carpinus*, *Quercus*, среди голосеменных значительно содержание *Pinus* и *Taxodiaceae*. По составу он близок к комплексу из отложений нижнеудуйской свиты Сахалина. В палинологических спектрах из отложений бухты Буй преобладают покрытосеменные: ореховые, буковые, березовые, ильмовые. Данный комплекс сопоставляется с комплексами нижних горизонтов бирофельдской свиты Средне-Амурской впадины. Палинологические спектры из отложений бухты Демби характеризуются господством голосеменных, причем доминируют *Pinus* (до 60%) и *Picea* (до 30%); среди покрытосеменных преобладают буковые и ореховые. На основании изучения палинофлоры с учетом данных по отпечаткам флора бухты Сонье датируется средним-поздним эоценом, бухты Буй – поздним эоценом-ранним олигоценом; дембинская флора – второй половиной олигоцена (Ахметьев, 1973; 1974; Ахметьев, Манчестер, 2000).

Изучение ископаемых спор и пыльцы из образцов с отпечатками растений необходимо для уточнения возраста исследуемых отложений, их детальной корреляции с размерами сопредельных территорий. Сравнительный анализ спорово-пыльцевых комплексов с комплексами отпечатков имеет методологическое значение и позволяет уточнить сходимость двух методов – макрофлористического и палинологического.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Споры и пыльца были выделены из образцов с отпечатками макрофлоры из коллекций ГИН РАН, собранных М.А. Ахметьевым. Для спорово-пыльцевого анализа из коллекции № 3807 бухты Сонье и коллекции № 3803 бухты Демби было отобрано по семь образцов, из коллекции № 3804 бухты Буй – восемь. Образцы были обработаны в лаборатории палеофлористики ГИН РАН по сепарационному методу В.П. Гричука.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Микрофитофоссилии, выделенные из образцов с отпечатками растений из бухты Сонье, обнаружены во всех семи препаратах, однако их сохранность очень плохая, из-за чего определение проводилось часто до уровня рода или семейства. В препаратах обнаружено большое количество органической крошки, обрывков растительных тканей. Процентное содержание пыльцы и спор приведено в табл. 1. В целом для спорово-пыльцевого комплекса (СПК) бухты Сонье характерны следующие особенности: 1) значительное содержание спор, главным образом сем. *Polypodiaceae*, причем преобладают споры крупных размеров;

2) в группе голосеменных доминирование пыльцы сем. *Pinaceae* при значительном участии сем. *Taxodiaceae*; 3) преобладание среди покрытосеменных пыльцы сем. *Betulaceae* и *Fagaceae*, присутствие представителей теплолюбивой флоры; 4) наличие пыльцы, определенной по искусственной системе, а также трехпоровой и трехборозднопоровой пыльцы, систематическую принадлежность которой установить не удалось. Рассматриваемый СПК в целом сходен с комплексом, выделенным ранее из этих отложений В.Ф. Морозовой (Ахметьев, 1973).

Спорово-пыльцеватые спектры из флороносных отложений бухты Буй очень богаты по своему составу (табл. 2). Отличительными чертами этого комплекса можно считать следующие: 1) доминирование пыльцы покрытосеменных (сем. *Mugicaceae*, *Betulaceae*, *Juglandaceae*, *Fagaceae*, *Ulmaceae*), видовое разнообразие ореховых, присутствие пыльцы теплолюбивых пород; 2) преобладание пыльцы сем. *Pinaceae* среди голосеменных, (максимальное содержание приходится на долю *Pinus*, представленного пятью видами) при несколько меньшем участии сем. *Taxodiaceae*; 3) постоянное присутствие мелкой трехпоровой и трехборозднопоровой пыльцы неясного систематического положения. Выделенный СПК по составу хвойных близок к комплексу, описанному из этих отложений В.Ф. Морозовой (Ахметьев, 1974) и Н.И. Запорожец (Ахметьев, Манчестер, 2000), но отличается от них несколько большим содержанием пыльцы голосеменных.

Из коллекции образцов флоры бухты Демби было выделено два спорово-пыльцевых комплекса: СПК-1 и СПК-2 (табл. 3). Для СПК-1 характерно преобладание пыльцы голосеменных над пыльцой покрытосеменных при незначительном участии спор. Среди голосеменных преобладает *Pinus*. В небольшом количестве присутствует пыльца покрытосеменных: ильмовых, березовых, ореховых. СПК-1 сходен со СПК, выделенным из отложений дембинской толщи В.Ф. Морозовой (Ахметьев, 1974). В отличие от последнего СПК-1 характеризуется пониженным содержанием пыльцы покрытосеменных, а в их составе незначительным участием термофилов.

В СПК-2 содержание пыльцы голосеменных и покрытосеменных приблизительно одинаково. В группе голосеменных многочисленна пыльца сем. *Pinaceae* с преобладанием *Pinus*. Отличительной чертой этого комплекса является доминирование рода *Fagus*, разнообразно представленного в видовом отношении, при значительно меньшем содержании других буковых. Процентное содержание пыльцы березовых, ореховых и ильмовых приблизительно одинаково. Для определения возраста полученных спорово-пыльцевых комплексов было проведено их сравнение с комплексами

Таблица 1. Общий состав спор и пыльцы из флороносных отложений бухты Сонье (в %)

Споры и пыльца	Номер образца						
	18	114	133	11	119	23	160
Споры (всего)	17.2	17.1	22.3	21	24.3	23.1	20.4
Cyathea sp.	0.2	—	—	0.2	0.4	—	0.2
Polypodiaceae gen. indet.	11.3	11.3	15.1	15.3	18.2	19.1	15.4
Lygodium sp.	1.6	2.2	1.8	1.3	0.6	1.6	0.8
Osmunda sp.	1.6	1.4	1.4	1.9	1.2	1.6	1.8
Botrychium sp.	0.8	0.6	1.8	0.6	2.1	0.4	0.6
Ceratopteris sp.	—	—	0.2	—	—	—	—
Marsilea sp.	—	—	0.2	—	—	—	—
Lycopodium sp.	1.1	1.4	1.2	1.3	0.4	0.2	0.8
Leiotriletes sp.	0.4	0.2	0.6	0.4	1.4	0.2	0.8
Пыльца голосеменных (всего)	24.5	38.1	30.9	24.7	27.2	34.7	33.5
Ginkgo sp.	1.6	2	0.2	2.4	1.2	0.4	4.1
Podocarpus sp.	0.2	0.8	0.6	—	0.4	0.2	0.4
сем. Pinaceae (всего)	15.3	22.5	14.9	5.2	12.6	22.9	10.5
Abies sp.	0.2	0.4	0.6	—	—	0.6	—
Cedrus sp.	0.2	1.8	0.4	0.2	1	1.6	1
Picea sp.	1	1.4	1	0.2	0.4	0.4	1.1
Tsuga (всего)	2.3	4	1.8	1	1.7	2.6	0.8
Tsuga diversifolia (Max.) Mast.	0.2	0.2	—	0.2	—	—	—
T. torulosa Zakl.	0.2	0.2	—	—	—	—	0.2
Tsuga sp.	1.9	3.8	1.8	0.8	1.7	2.6	0.6
Pinus protocembra Zakl.	—	—	0.2	—	—	0.4	0.2
Pinus sp.	9.1	12.5	9.7	3	7.2	14.5	6.6
Pinaceae gen. indet.	2.5	2.2	1.2	0.8	2.3	2.6	0.8
сем. Taxodiaceae (всего)	4.1	10.6	10.5	12.2	10.3	7.9	11.9
Taxodium sp.	2.5	6	7.5	6.7	5.4	6.5	6.8
Sciadopitys (всего)	0.8	0.8	0.4	1	0.8	0.4	0.6
Sciadopitys tuberculata Zakl.	0.2	0.6	—	0.8	0.2	—	0.6
Sciadopitys sp.	0.6	0.2	0.4	0.2	0.6	0.4	—
Glyptostrobus sp.	—	0.2	0.2	0.2	—	0.2	0.2
Cryptomeria sp.	0.4	0.6	0.2	0.8	1.2	0.2	0.6
Sequoia sp.	0.4	1.4	1	1.5	1.7	0.2	1.6
Taxodiaceae gen. indet.	—	1.6	1.2	2	1.2	0.4	2.1
Cupressaceae (всего)	0.2	0.2	0.6	0.6	0.6	1	1
Thuja sp.	—	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Cupressaceae gen. indet.	0.2	—	0.4	0.4	0.4	0.8	0.8
Taxodiaceae or Cupressaceae	3.1	2	4.1	4.3	2.1	2.3	5.6
Пыльца покрытосеменных (всего)	58.3	44.8	46.8	54.3	48.5	42.2	46.1
Salix sp.	0.6	0.2	0.4	0.4	—	0.8	0.4
сем. Myricaceae (всего)	1.3	4.6	2.6	4.1	2.1	2.7	0.4
Myrica (всего)	1.1	4.4	2	3.9	1.9	2.7	0.2
Myrica vera Sauer	—	—	—	0.6	0.2	—	—
Myrica sp.	1.1	4.4	2	3.3	1.7	2.7	0.2
Comptonia sp.	0.2	0.2	0.6	0.2	0.2	—	0.2
сем. Betulaceae (всего)	24.4	15.8	16.3	13.8	15.1	14.9	8.8
Alnus sp.	4.3	3.2	2.6	3.8	4.4	3.8	3.5
Betula sp.	3.7	5.4	2.8	2.6	1.6	1.8	1
Corylus sp.	7.4	2.8	3.3	1.8	2.1	3.4	1
Carpinus sp.	7.6	3	6	3.5	6	5.3	2.1
Ostrya sp.	0.4	0.6	0.4	0.6	—	—	0.2
Betulaceae gen. indet.	1	0.8	1.2	1.5	1	0.6	1
сем. Juglandaceae (всего)	5.1	3.6	5.1	8.4	8	3.6	7.3
Juglans (всего)	0.2	0.8	1	1.1	1.6	0.2	0.8
Juglans polyporata Vojc.	—	0.2	0.2	—	0.2	0.6	—
Juglans sp.	0.6	0.6	0.8	1.1	1.4	0.8	0.8
Carya sp.	2.9	1.6	3.3	5.6	5	1.4	5.9
Platycarya sp.	0.2	0.4	—	0.2	—	—	—
Pterocarya sp.	—	—	0.2	0.2	—	—	—

Таблица 1. Окончание

Споры и пыльца	Номер образца						
	18	114	133	11	119	23	160
<i>Engelhardtia</i> sp.	1.4	1	0.6	1.3	1.4	0.8	0.6
сем. Fagaceae (всего)	7.4	8.2	9.8	10	7.3	7.8	10.3
<i>Fagus</i> sp.	1.9	1.2	2.4	1.8	0.6	1.2	2.9
<i>Quercus</i> (всего)	5.3	6.8	7.2	6.9	6.3	6.4	6.6
<i>Quercus gracilis</i> Boitz.	0.4	0.4	—	1.3	0.4	—	1.9
<i>Q. graciliformis</i> Boitz.	1	1.2	0.6	1.3	1	1	1.4
<i>Q. conferta</i> Boitz.	—	—	0.2	0.4	0.6	0.2	—
<i>Q. williamsonia</i> Trav.	—	—	—	—	0.2	0.2	—
<i>Quercus</i> sp.	3.9	5.2	6.4	3.9	4.1	5	3.3
<i>Castanea</i> sp.	0.2	0.2	0.2	1.3	0.4	0.2	0.8
сем. Ulmaceae (всего)	4.2	3	1.2	0.8	1	1.2	1.9
<i>Ulmus</i> sp.	1.6	1	1	0.2	0.8	0.8	—
<i>Ulmoideipites</i> (всего)	2.4	2	0.2	0.6	2	0.4	1.9
<i>Ulmoideipites krempii</i> Anders.	0.2	0.6	—	—	—	—	0.2
<i>U. planeraeformis</i> Anders.	0.6	0.2	—	—	1	—	1.1
<i>Ulmoideipites</i> sp.	1.6	1.2	0.2	0.6	1	0.4	0.6
<i>Ulmipollenites verrucatus</i> Nort.	0.2	—	—	—	—	—	—
сем. Hamamelidaceae (всего)	5.6	1	2	4.4	3.9	2.4	4.4
<i>Hamamelis</i> sp.	1.9	0.4	0.6	1.3	0.8	0.8	1.8
<i>Corylopsis</i> (всего)	2.7	0.4	1.2	2.3	2.7	0.2	1.6
<i>Corylopsis princeps</i> Lubom.	0.8	—	—	1.1	0.4	—	0.8
<i>C. compacta</i> Lubom.	—	—	—	0.2	0.2	—	—
<i>C. crassa</i> Lubom.	—	—	—	0.4	—	—	—
<i>Corylopsis</i> sp.	1.9	0.4	1.2	0.6	2.1	0.2	0.8
<i>Fothergilla vera</i> Lubom.	—	—	0.2	—	0.2	0.2	—
<i>Fothergilla</i> sp.	0.6	—	—	0.2	—	0.4	0.2
<i>Liquidambar</i> (всего)	0.4	0.2	—	0.4	—	0.6	0.4
<i>Liquidambar orientalis</i> Mill.	0.2	—	—	—	—	—	—
<i>L. styraciflua</i> L.	—	—	—	—	—	—	0.2
<i>Liquidambar</i> sp.	0.2	0.2	—	0.4	—	0.6	0.2
Hamamelidaceae gen. indet.	—	—	—	0.2	0.2	0.2	0.4
<i>Trochodendron</i> sp.	0.2	—	0.2	—	0.2	—	0.2
<i>Cercidiphyllum</i> sp.	—	0.2	0.4	0.2	0.2	0.2	0.4
<i>Magnolia denudatoides</i> Lubom.	0.4	0.2	0.4	0.4	0.2	0.2	0.4
<i>Rhus</i> sp.	—	0.2	—	0.4	0.2	0.2	0.2
<i>Plex</i> sp.	0.2	0.4	1	0.6	0.8	0.2	0.4
<i>Nyssa</i> sp.	—	—	—	0.2	—	0.2	—
<i>Daphne</i> sp.	—	0.2	—	—	—	—	—
<i>Myrtus</i> sp.	—	—	—	0.2	0.2	—	0.2
<i>Cardiospermum</i> sp.	—	—	—	0.2	—	—	—
<i>Tilia</i> sp.	0.2	—	—	0.4	0.2	0.2	0.2
<i>Acer</i> sp.	0.4	0.2	1.4	1.5	0.6	0.4	1
<i>Sparganium</i> sp.	0.2	0.2	0.2	0.2	—	0.2	0.2
<i>Potamogeton</i> sp.	—	0.2	—	—	—	—	—
<i>Nelumbo</i> sp.	0.2	0.2	0.2	0.4	0.8	0.6	1.1
Moraceae gen. indet.	0.4	0.8	1	0.2	—	0.4	0.2
Proteaceae gen. indet.	0.2	—	—	0.4	—	—	—
Ericaceae gen. indet.	1.3	2.4	0.4	0.6	0.2	0.6	1.1
Leguminosae gen. indet.	0.6	0.2	0.4	1.3	0.8	1.4	1
<i>Tripoporollenites plicoides</i> Zakl.	1	0.2	0.2	0.4	0.4	0.6	0.8
<i>Tripoporollenites</i> sp.	2.1	1.2	1.2	2.2	1.2	0.8	2.9
<i>Tricolpopollenites</i> sp.	0.4	—	0.2	0.4	0.2	—	0.4
<i>Tricolporopollenites</i> cf. <i>cingulum</i> (R. Pot.) Th. et Pfl.	—	0.2	—	—	—	—	0.2
<i>Tricolporopollenites</i> sp.	1.4	0.2	0.4	0.4	0.6	1	0.2
Пыльца покрытосеменных не установленного систематического положения	0.8	1.4	1.8	1.8	2.5	1.6	1.5

Таблица 2. Общий состав спор и пыльцы из флороносных отложений бухты Буй (в %)

Споры и пыльца	Номер образца							
	81	604	117	12	74	209	2	69
Споры (всего)	6.4	5.9	3	7.2	3.4	5.3	4.3	5.3
Polypodiaceae gen. indet.	5.2	4.7	2.8	5.8	3	3.7	3.5	4.3
Lygodium sp.	0.6	0.4	—	—	—	0.2	0.2	—
Osmunda sp.	0.2	0.4	0.2	0.2	0.2	0.6	0.2	0.2
Botrychium sp.	0.2	0.4	—	1	0.2	0.6	0.2	0.4
Marsilea sp.	—	—	—	—	—	—	—	0.2
Lycopodium sp.	0.2	—	—	0.2	—	0.2	0.2	0.2
Пыльца голосеменных (всего)	22.7	22.7	32.4	46.7	48.8	44.8	30.8	44.6
Agathis sp.	—	0.2	0.2	0.4	—	—	—	—
Ginkgo sp.	1.6	1.4	1.4	1.2	0.8	—	0.2	0.6
Podocarpus sp.	0.2	—	0.8	0.4	0.4	0.2	—	0.2
сем. Pinaceae (всего)	6.1	7.4	10.2	22.8	26.8	27.4	17.8	28.5
Abies sp.	—	0.2	0.2	1.4	2.2	3.7	0.6	4.3
Cedrus sp.	0.2	—	0.4	1.4	—	0.6	0.6	—
Picea (всего)	—	0.4	0.8	1.2	1	7.2	1.6	3.2
Picea sect. Eupicea	—	0.4	0.6	1.2	1	7	1.2	3
Picea cf. excelsa Link	—	—	—	—	—	—	0.4	0.2
Picea sect. Omorica	—	—	0.2	—	—	0.2	—	—
Tsuga (всего)	0.8	0.6	0.6	0.8	2.2	2.2	1.4	2.6
Tsuga canadensis (L.) Carr.	—	—	0.2	0.4	0.6	0.2	0.2	0.6
T. parva Brutm.	—	—	—	—	0.2	0.2	0.2	0.2
Tsuga sp.	0.8	0.6	0.4	0.4	1.4	1.8	1	1.8
Pinus (всего)	3.3	5.8	7.4	18	20.6	12.5	13	16.8
Pinus protocembra Zakl.	—	—	—	0.6	0.2	0.4	0.2	0.6
P. strobiformis Zakl.	—	—	0.2	0.8	0.2	—	0.2	0.2
P. silvestris L.	0.8	1.6	2.6	6.6	3.6	3.7	6	4.1
P. banksianaeformis Zakl.	0.2	0.2	—	0.2	0.2	0.2	0.8	0.2
P. minutus Zakl.	0.2	0.4	0.4	0.2	0.6	0.4	1.2	0.4
Pinus sp.	3.3	3.6	4.2	9.6	15.8	7.8	4.6	11.3
Pinaceae gen. indet.	0.6	0.4	0.8	—	0.8	1.2	0.6	1.6
сем. Taxodiaceae (всего)	10.3	10.2	12.2	13.8	12.8	12.3	9.7	10.4
Taxodium (всего)	7.1	7.2	8.2	7.8	7	7.9	5.5	6.6
Taxodium distichiformis Zhezh.	1.2	2.7	2.4	2.2	1.8	2.4	1.8	3
Taxodium sp.	5.9	4.5	5.8	5.6	5.2	5.5	3.7	3.6
Sequoia sp.	0.6	0.8	1.2	0.8	0.2	1	0.8	0.2
Sciadopitys (всего)	0.2	0.2	0.6	1.8	1.2	1.8	1.4	1.4
Sciadopitys tuberculata Zakl.	0.2	0.2	—	1.2	1.2	1.6	1.2	1.4
S. verticillata Sieb. et Zucc.	—	—	0.2	0.6	—	0.2	0.2	—
Sciadopitys sp.	—	—	0.4	—	—	—	—	—
Glyptostrobus sp.	1.2	1	1	1.4	2	0.8	1.2	0.8
Cryptomeria sp.	—	—	0.2	—	0.2	—	0.2	—
Taxodiaceae gen. indet.	1.2	1	1	2	2.2	0.8	0.6	1.4
сем. Cupressaceae (всего)	1.4	0.6	4	2.2	1	1.4	1	1.8
Juniperus sp.	0.2	0.2	0.8	0.2	0.6	0.8	0.6	0.6
Thuja sp.	0.4	0.2	0.4	0.2	—	0.2	—	0.2
Cupressaceae gen. indet.	0.8	0.2	2.8	1.8	0.4	0.4	0.4	1
Taxodiaceae or Cupressaceae	2.9	2.9	3.6	5.9	7	3.5	1.9	3.1
Ephedra sp.	0.2	—	—	—	—	—	0.2	—
Пыльца покрытосеменных (всего)	70.9	71.4	64.6	46.2	47.8	49.9	64.9	50.1
Salix sp.	0.4	0.2	0.4	0.2	—	—	0.2	0.2
сем. Myricaceae (всего)	2.2	6.9	1.8	2.6	2.4	3.8	4	4
Мугуса (всего)	1.4	4.7	1.8	1.2	1.4	1.8	2	2.2
Myrica carolinensisformis Gladk.	—	—	—	—	—	—	0.2	—
M. lubomirovae Gladk.	0.4	0.6	—	0.2	—	—	0.6	—
M. pseudogranulata Gladk.	—	0.2	0.2	—	—	—	—	—
M. galiformis Gladk.	—	0.2	—	—	0.2	0.6	0.2	0.6
M. vera Sauer	—	—	0.2	—	—	—	0.2	—
Myrica sp.	1	3.7	1.4	1	1.2	1.2	0.8	1.6

Таблица 2. Продолжение

Споры и пыльца	Номер образца							
	81	604	117	12	74	209	2	69
<i>Comptonia</i> (всего)	0.8	2.2	—	1.4	1	2	2	1.8
<i>Comptonia compacta</i> Gladk.	0.2	0.2	—	0.2	—	0.2	0.8	—
<i>Comptonia</i> sp.	0.6	2	—	1.2	1	1.8	1.2	1.8
сем. <i>Betulaceae</i> (всего)	15.7	20.2	9.8	9.9	8	8.8	15.9	9.3
<i>Alnus</i> sp.	3.5	2.9	3.8	1.8	1.8	2.2	2.1	2
<i>Betula</i> sp.	4.8	3.1	1	1	0.2	0.8	2.7	1
<i>Corylus</i> sp.	2.9	6.5	1	2.2	3.4	2.6	5	2
<i>Carpinus</i> sp.	3.9	7.1	3.2	4.9	2.4	3	5.9	4.3
<i>Ostrya</i> sp.	—	0.2	—	—	0.2	—	—	—
<i>Betulaceae</i> gen. indet.	0.6	0.4	0.8	—	—	0.2	0.2	—
сем. <i>Juglandaceae</i> (всего)	9.4	13.2	11	10	9	6	11.7	8
<i>Juglans</i> (всего)	2.2	1	2	3.2	1.4	2.4	1.2	1.8
<i>Juglans hebelata</i> Bolot.	—	—	—	—	—	0.2	0.4	—
<i>J. jondonica</i> Bolot.	—	—	—	—	0.2	0.2	—	0.2
<i>J. manshurica</i> Max.	0.4	0.2	—	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2
<i>J. orbiculata</i> Bolot.	0.2	—	—	—	0.4	—	—	—
<i>J. polyporata</i> Vojc.	0.2	0.2	—	—	—	0.2	0.2	0.2
<i>J. sieboldianaformis</i> Vojc.	0.6	0.2	0.2	1.2	—	0.2	0.2	0.2
<i>Juglans</i> sp.	0.8	0.4	1.8	1.6	0.6	1.4	0.2	1
<i>Carya</i> (всего)	6.8	9.6	8	6	7.2	3.2	10	5.8
<i>Carya bella</i> Bolot.	—	0.2	0.2	—	—	—	0.4	—
<i>C. communis</i> Bolot.	0.4	—	—	—	0.2	—	1.2	0.4
<i>C. elegans</i> Manyk.	—	0.2	—	—	—	—	0.2	—
<i>C. insignis</i> Bolot.	—	0.6	0.2	0.2	—	—	—	0.2
<i>C. spackmania</i> Trav.	—	0.2	0.4	0.2	0.2	0.4	0.6	—
<i>C. tenuissima</i> Bolot.	—	—	0.2	—	0.2	—	—	—
<i>C. triangulata</i> Bolot.	—	—	—	—	—	0.2	—	—
<i>C. ulmiformis</i> Bolot.	—	—	0.2	—	—	—	0.2	—
<i>Carya</i> sp.	6.4	8.2	6.8	5.6	6.6	2.8	7.3	5.2
<i>Pterocarya singularis</i> Bolot.	—	0.2	—	—	—	—	—	—
<i>P. hupehensisformis</i> Bolot.	—	0.2	—	—	—	—	—	—
<i>Pterocarya</i> sp.	0.2	0.2	—	0.2	—	0.2	—	0.2
<i>Platycarya</i> sp.	—	1	—	0.2	—	—	—	0.2
<i>Engelhardtia</i> (всего)	0.6	1	1	0.2	0.4	0.2	0.6	—
<i>Engelhardtia paleogenica</i> Bolot.	—	0.4	—	—	0.2	—	—	—
<i>E. chrysolepiformis</i> Bolot.	0.2	0.2	—	—	0.2	—	—	—
<i>Engelhardtia</i> sp.	0.4	0.4	1	0.2	—	0.2	0.6	—
<i>Juglandaceae</i> gen. indet.	—	—	—	0.2	—	—	—	—
сем. <i>Fagaceae</i> (всего)	20.5	9.2	20.8	6.5	14.2	12.4	14.3	8.6
<i>Fagus</i> (всего)	7	4.5	9.8	3.9	7.8	7.5	8.8	4.8
<i>Fagus grandifoliiformis</i> Pan.	0.6	0.4	2.6	—	1	0.2	1.7	0.4
<i>F. japoniciformis</i> Anan.	1	0.4	1.8	1	0.6	0.8	1.9	1.4
<i>F. tenella</i> Pan.	0.2	0.4	0.8	—	0.2	—	0.8	—
<i>Fagus</i> sp.	5.2	3.3	4.6	2.9	6	6.5	4.4	3
<i>Quercus</i> (всего)	7.2	3.3	6.8	2.6	5.8	4.7	4.5	3.2
<i>Quercus gracilis</i> Boitz.	0.2	—	—	—	—	—	—	—
<i>Q. graciliformis</i> Boitz.	1.8	0.6	2	0.4	0.6	0.4	0.2	—
<i>Q. conferta</i> Boitz.	0.4	0.2	0.2	—	—	—	—	—
<i>Q. williamsoniana</i> Trav.	—	—	—	—	—	0.4	0.2	—
<i>Quercus</i> cf. <i>sibirica</i> Pan.	0.4	—	0.8	0.2	1	0.6	1.6	1.2
<i>Quercus</i> sp.	7.2	2.5	3.8	2	4.2	3.3	2.5	2
<i>Castanea</i> sp.	2.5	0.6	3	—	0.4	0.2	0.8	0.6
<i>Castanopsis</i> sp.	0.8	0.8	1	—	0.2	—	0.2	—
<i>Nothofagus</i> sp.	0.2	—	0.2	—	—	—	—	—
сем. <i>Ulmaceae</i> (всего)	7.3	3.5	5.4	3.9	2	4.1	5.8	4.2
<i>Ulmus inaequaliaruata</i> Trav.	0.6	0.6	0.8	0.2	—	—	0.4	0.4
<i>U. flexuosa</i> Pan.	—	—	0.2	0.2	—	—	—	—
<i>Ulmus</i> sp.	4.1	2.5	2	3.3	2	3.5	4.4	3.2
<i>Zelkova</i> sp.	0.8	—	0.2	0.2	—	—	0.8	0.4

Таблица 2. Окончание

Споры и пыльца	Номер образца							
	81	604	117	12	74	209	2	69
Ulmaceae gen. indet.	–	–	0.2	–	–	–	–	–
Ulmoideipites (всего)	1.8	0.4	2	–	–	0.6	0.2	0.2
Ulmoideipites krempii And.	0.8	–	0.6	–	–	–	–	0.2
U. planeraeformis And.	–	–	0.6	–	–	0.2	–	–
Ulmoideipites sp.	1	0.4	0.8	–	–	0.4	0.2	–
сем. Hamamelidaceae (всего)	2.4	2.2	2.2	3.6	4.2	3	2.8	4.2
Hamamelis sp.	–	0.2	0.8	1	0.2	0.2	0.2	–
Corylopsis (всего)	0.2	0.4	0.4	0.8	1.4	0.8	–	0.4
Corylopsis princeps Lubom.	–	–	0.2	0.2	–	–	–	–
Corylopsis sp.	0.2	0.4	0.2	0.6	1.4	0.8	–	0.4
Fothergilla vera Lubom.	–	–	–	–	–	–	0.2	–
Fothergilla sp.	–	–	–	–	–	–	0.4	–
Liquidambar (всего)	2	1.6	0.8	1.8	2.4	1.8	1.6	3.2
Liquidambar formosana Hance	0.2	–	–	0.6	0.4	0.2	0.4	0.8
L. orientalis Mill.	0.2	0.2	0.2	0.4	0.2	0.4	0.4	0.4
L. styraciflua L.	–	–	0.2	–	0.2	0.6	–	0.4
Liquidambar sp.	1.6	1.4	0.4	1.8	1.6	0.6	0.8	1.6
Altingia sp.	–	–	0.2	–	0.2	0.2	0.2	1.6
Hamamelidaceae gen. indet.	0.2	–	–	–	–	–	0.2	–
Magnolia globosiformis Lubom.	–	–	–	0.2	–	0.2	–	–
M. acuminatiformis Lubom.	–	–	–	–	–	–	–	0.2
Magnolia sp.	–	–	–	0.2	–	–	–	–
Laurus sp.	0.4	0.2	–	0.2	0.2	0.2	0.4	–
Rhus sp.	0.8	1.2	0.6	0.4	0.6	1	0.8	0.6
Plex sp.	0.2	0.4	0.2	0.2	0.2	0.4	0.6	1.2
Sterculia sp.	–	–	–	0.4	–	–	–	–
Diervilla sp.	0.2	–	0.2	0.2	0.2	0.2	–	0.2
Nyssa sp.	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Cercidiphyllum sp.	1	2.5	0.6	0.4	0.2	1	1	0.2
Trochodendron sp. (?)	0.2	0.2	–	–	–	–	–	–
Vitys sp.	0.2	–	0.2	0.2	0.4	0.2	0.4	1.2
Daphne sp.	–	–	–	–	–	–	0.2	0.2
Berberis sp.	–	–	–	0.2	–	–	–	–
Platanus sp.	–	–	–	–	–	–	0.2	–
Aralia sp.	0.4	0.2	0.2	–	0.2	–	0.2	0.2
Fatsia sp.	–	–	–	0.2	–	–	–	–
Myrtus sp.	0.2	–	–	–	–	–	–	0.2
Loranthus sp.	0.2	–	–	–	–	–	–	–
Tilia pseudinstructa Mai	0.2	0.4	–	–	–	–	0.2	–
T. sulcata Pan.	–	–	–	–	–	–	0.2	0.2
Tilia sp.	0.2	–	0.2	0.2	0.2	0.2	–	–
Acer sp.	1	0.8	0.8	–	0.2	0.2	1.9	0.2
Fraxinus sp.	–	–	0.2	–	–	–	0.2	–
Sparganium sp.	0.2	0.2	0.4	–	0.2	0.2	0.2	0.2
Potamogeton sp.	–	–	–	–	–	0.4	–	–
Nelumbo sp.	–	0.8	–	–	–	1	–	0.2
Nymphaea sp.	–	–	0.2	–	–	–	–	–
Nuphar sp.	–	–	0.2	–	–	–	–	–
Proteaceae gen. indet.	–	–	–	0.2	–	0.2	–	–
Moraceae gen. indet.	0.6	0.6	0.8	0.8	0.2	0.4	0.6	0.6
Rhamnaceae gen. indet.	–	–	0.2	0.2	0.1	–	0.2	–
Leguminosae gen. indet.	2.7	1	1.6	–	0.2	0.4	–	0.2
Ericaceae gen. indet.	–	–	0.2	–	–	0.2	–	0.2
Tripoporollenites plicoides Zakl.	–	–	0.2	–	0.2	0.2	–	–
Tripoporollenites sp.	0.2	1.8	1	1.6	0.2	0.2	–	0.8
Tricolporollenites sp.	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	–	–
Tricolporopollenites sp.	2.7	3.7	2.6	2.2	2.8	2.1	1.9	2.4
Пыльца покрытосеменных не установленного систематического положения	1	1.2	2.2	1	1.4	2.3	0.8	2.2

Таблица 3. Общий состав спор и пыльцы из флороносных отложений бухты Демби (в %)

Споры и пыльца	Номер образца						
	СПК-1			СПК-2			
	592	164	386	804	897	149	864
Споры (всего)	0.8	1.8	0.4	2.6	1.8	2.2	0.4
Polypodiaceae gen. indet.	0.2	1.6	0.2	2	1.6	1.8	0.2
Osmunda sp.	–	–	–	0.4	–	0.2	0.2
Botrychium sp.	0.4	0.2	–	–	0.2	–	–
Lycopodium sp.	0.2	–	0.2	0.2	–	0.2	–
Пыльца голосеменных (всего)	88.4	82.4	89.2	34.3	35.3	40.9	42.4
Ginkgo sp.	0.2	0.8	–	0.2	–	0.2	–
Podocarpus sp.	1.2	0.6	0.6	–	0.4	0.2	0.4
Pinaceae (всего)	80.4	72.6	79.8	22.1	18.6	27.7	25
Abies sp.	4.7	15.4	11.7	2	3	2.4	3.6
Cedrus sp.	0.2	–	0.2	0.2	–	–	–
Picea (всего)	17.1	12.2	12.7	2	2	2	2.6
Picea sect. Eupicea	15.1	11.2	11.1	1.8	1.8	2	1.3
Picea media Anan.	–	–	–	–	0.2	–	0.2
Picea sect. Omorica	2	1	1.6	0.2	–	0.2	0.4
Tsuga (всего)	2.6	2.2	0.8	0.4	1.6	0.2	0.8
T. aculeata Anan.	0.4	–	–	0.2	0.4	–	–
Tsuga sp.	2.2	2.2	0.8	0.2	1.2	0.2	0.8
Pinus (всего)	49.1	39.2	50.4	16.5	10.6	21.9	17
Pinus tertiaria (Moreva) Anan.	–	–	–	0.4	0.2	–	1.4
P. mirabilis (Rudolph) Anan.	–	–	–	0.4	–	–	–
P. silvestris L.	–	–	–	–	–	–	0.2
P. banksianaeformis Zakl.	–	–	–	–	0.4	–	–
Pinus sp.	49.1	39.2	50.4	15.7	10	21.9	15.4
Pinaceae gen. indet.	6.7	3.6	4	1	1.4	1.2	1
Taxodiaceae (всего)	5.2	4.2	6	9.2	14.5	4.8	14
Taxodium (всего)	3	1	3	5.2	7.9	2.2	7.8
Taxodium distichiformis Zhezh.	–	–	–	1.2	0.4	–	–
Taxodium sp.	3	1	3	4	7.5	2.2	7.8
Sequoia sp.	0.4	–	1	0.6	0.8	0.4	1
Sciadopitys (всего)	–	1	–	0.6	2.2	0.2	2
Sciadopitys tuberculata Zakl.	–	0.6	–	–	1.2	0.2	0.6
S. verticillata Sieb. et Zucc.	–	–	–	0.4	–	–	0.6
Sciadopitys sp.	–	0.4	–	0.2	1	–	0.8
Glyptostrobus sp.	0.2	0.8	1	1	1.2	0.8	0.8
Cryptomeria sp.	–	–	–	–	0.2	0.2	0.4
Taxodiaceae gen indet.	1.6	1.4	1	1.8	2.2	1	2
Cupressaceae gen. indet.	–	–	0.6	–	0.4	–	–
Taxodiaceae or Cupressaceae	1.4	4.8	2.2	2.8	1.4	8	3
Пыльца покрытосеменных (всего)	10.8	15.8	10.4	63.1	62.9	56.9	56.6
Salix sp.	–	–	–	–	–	0.2	–
Myrica sp.	–	–	–	0.2	0.2	–	0.2
сем. Betulaceae (всего)	1	3.8	1.8	6.6	6.4	6.2	5.8
Alnus sp.	0.4	0.2	1.2	1.2	1	1.4	0.2
Betula sp.	0.2	0.2	0.2	1.2	0.8	0.2	0.8
Corylus sp.	0.4	1.8	0.4	2.8	2	2.6	1.4
Carpinus sp.	–	1.4	–	1	2.6	2	3.4

Таблица 3. Окончание

Споры и пыльца	Номер образца						
	СПК-1			СПК-2			
	592	164	386	804	897	149	864
<i>Ostrya</i> sp.	–	0.2	–	–	–	–	–
Betulaceae gen. indet.	–	–	–	0.4	–	–	–
сем. Juglandaceae (всего)	0.6	3.2	2.2	6.4	6.4	3.6	4.4
<i>Juglans</i> (всего)	0.6	1.8	1.6	4	3.2	1.4	2
<i>J. manshurica</i> Max.	–	1	0.4	0.6	1	0.2	0.2
<i>J. orbiculata</i> Bolot.	–	–	–	0.2	0.4	–	0.2
<i>J. polyporata</i> Vojc.	0.2	–	0.6	1	0.4	–	–
<i>J. sieboldianaformis</i> Vojc.	–	–	–	–	0.2	–	–
<i>Juglans</i> sp.	0.4	0.8	0.6	2.2	1.2	1.2	1.6
<i>Carya</i> sp.	–	1.4	0.4	1.8	3	1.8	2.4
<i>Pterocarya</i> sp.	–	–	0.2	–	–	0.2	–
<i>Platycarya</i> sp.	–	–	–	0.2	–	–	–
<i>Engelhardtia</i> sp.	–	–	–	0.4	0.2	0.2	–
сем. Fagaceae (всего)	5.2	4.8	3.4	38.9	36.7	38.3	37.4
<i>Fagus</i> (всего)	3.6	3.2	1.6	32	29.9	32.9	31.6
<i>Fagus grandifoliiformis</i> Pan.	–	–	–	0.2	0.8	–	0.6
<i>F. tenella</i> Pan.	–	–	–	0.2	0.6	–	0.2
<i>F. japoniciformis</i> Anan.	–	–	–	0.6	0.6	–	0.6
<i>F. silvatica</i> Erdt.	–	–	–	–	–	–	0.4
<i>Fagus</i> sp.	3.6	3.2	1.6	31	27.9	32.9	29.8
<i>Quercus</i> (всего)	1.4	1.6	1.6	6.7	5.4	5.2	5.8
<i>Quercus dentatiformis</i> Pan.	–	–	–	0.4	–	–	–
<i>Quercus</i> sp.	1.4	1.6	1.6	6.3	5.4	5.2	5.8
<i>Castanea</i> sp.	0.2	–	0.2	0.2	1.4	0.2	–
сем. Ulmaceae (всего)	2.8	2.8	2	5.2	4.6	4.2	3.2
<i>Ulmus</i> sp.	2.8	2.8	2	5.2	4.6	4.2	3
<i>Zelkova</i> sp.	–	–	–	–	–	–	0.2
сем. Hamamelidaceae (всего)	0.2	–	–	1	2.2	1.2	0.8
<i>Hamamelis</i> sp.	–	–	–	1	0.4	0.8	0.4
<i>Corylopsis</i> sp.	–	–	–	0.6	1.4	0.2	0.4
<i>Liquidambar</i> sp.	–	–	–	–	0.2	0.2	–
Hamamelidaceae gen. indet.	0.2	–	–	–	0.2	–	–
<i>Rhus</i> sp.	–	–	–	0.2	0.2	0.4	–
<i>Plex</i> sp.	–	–	–	–	0.2	–	–
<i>Tilia</i> sp.	–	–	–	–	0.2	–	–
<i>Acer</i> sp.	0.8	0.2	0.2	1	0.6	0.2	1.6
<i>Sparganium</i> sp.	–	–	–	–	–	–	0.2
<i>Nelumbo</i> sp.	0.2	–	–	1	2.8	0.8	1.6
<i>Nuphar</i> sp.	–	–	–	–	–	–	0.2
Moraceae gen. inet.	–	0.4	0.4	–	–	0.4	0.2
Leguminosae gen. indet.	–	0.2	0.4	0.2	–	0.2	–
Ericaceae gen. indet.	–	0.2	–	0.2	–	–	0.2
<i>Triporopollenites</i> sp.	–	–	–	–	–	–	0.6
<i>Tricolporopollenites</i> sp.	–	–	–	–	0.2	–	–
<i>Tricolporopollenites</i> sp.	–	0.2	–	1.2	1.6	1.2	0.8
Пыльца покрытосеменных не установленного систематического положения	–	–	–	0.4	0.6	–	0.8

из палеоген-неогеновых отложений юга материковой части Дальнего Востока и Сахалина.

По систематическому составу и количественным соотношениям пыльцы сем. Pinaceae, Taxodiaceae, Betulaceae, Fagaceae, Juglandaceae СПК соньинской толщи можно сопоставить с ПК-2 из нижней части угленосной толщи Ореховской впадины (Баскакова, 1990), ПК из глинисто-алевритовой толщи Болотнинского месторождения кирпичных глин (Кундышев, Петренко, 1987), ПК-2 из нижней угленосной толщи Омогунской впадины Амгунь-Горинского р-на (Баскакова, 1997). Все перечисленные выше комплексы спор и пыльцы датируются поздним эоценом. Особенности таксономического состава, присутствие характерных для эоцена видов (*Myrica vera*, *Quercus gracilis*, *Ulmoideipites krempii*, *U. planeraeformis*, *Ulmipollenites verrucatus* и др.), результаты сопоставления с ПК из палеогеновых отложений юга Дальнего Востока позволяют датировать СПК бухты Сонье поздним эоценом.

СПК из флороносных отложений бухты Буй по своему составу (преобладание сосновых среди голосеменных, разнообразие березовых, ореховых, буковых и ильмовых среди покрытосеменных) близок к СПК надеждинской и усть-давыдовской свит п-ова Речной (Павлюткин, Петренко, 1993), СПК-3 из туфоалевролитовой толщи Раковской впадины Ханкайского массива (Павлюткин, Петренко, 1994а), СПК-1 Пушкинской депрессии (Павлюткин, Петренко, 1994б), сивакским СПК Амуро-Зейской депрессии (Зива, 1973). Возраст перечисленных выше комплексов определяется как поздний эоцен-ранний олигоцен. Также установлено сходство с ПК-6 Амгунь-Горинского района, датированным ранним олигоценом (Баскакова, 1997) и мухинским ПК Амуро-Зейской депрессии (Варнаевский, Мамонтова, 1975; Мамонтова, 1978), отнесенными к олигоцену. Отметим, что для СПК бухты Буй характерно сочетание эоценовых и эоцен-олигоценных видов (*Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*, *Q. conferta*, *Myrica vera*, *Corylopsis princeps*, *Forhergilla vera*, *Ulmoideipites krempii*, *U. planeraeformis* и др.) с олигоценовыми и олигоценмиоценовыми (*Tsuga parva*, *Myrica lubomirovae*, *M. pseudogranulata*, *Juglans sieboldianaformis*, *Carya bella*, *C. spackmania*, *Ulmus inaequaliarquata* и др.). Таким образом, систематический состав комплекса из флороносных отложений бухты Буй и результаты сопоставления со СПК юга материковой части Дальнего Востока позволяют определить его возраст как переходный между поздним эоценом и ранним олигоценом.

СПК-1 бухты Демби имеет некоторое сходство с центральнотамлевским ПК из машигарской и нижней части тумской свиты разреза п-ова Шмидта Северного Сахалина (Экосистемы кайнозоя ..., 1999) и ПК из толщи пород гастеллов-

ской, холмской и низов невельской свит Макаровского разреза Южного Сахалина (Опорный разрез ..., 1992), относимыми к палинозоне *Podocarpus totara*-*Tsuga parva* (верхний олигоцен-нижний миоцен). Вышеуказанные комплексы характеризуются преобладанием пыльцы хвойных и низким содержанием пыльцы теплолюбивых растений. Отличие между СПК-1 и сахалинскими комплексами заключается в доминировании пыльцы р. *Tsuga* (до 22%) среди голосеменных и большим содержанием спор в сахалинских ПК. Приведенные выше данные позволяют датировать СПК-1 бухты Демби поздним олигоценом-ранним миоценом.

СПК-2 бухты Демби наиболее близок по составу к спорово-пыльцевым комплексам так называемого "букового" горизонта, установленно Г.Г. Карташовой (1974) в разрезе на р. Яна. Своеобразие этих комплексов заключается в преобладании среди покрытосеменных рода *Fagus*, представленным, как правило, несколькими видами при незначительном содержании или отсутствии других буковых. Отмечается также сходство СПК-2 дембинской толщи с ПК-6 из верхней угленосной пачки Липовецкой впадины Юго-Западного Приморья (Баскакова, Громова, 1989), СПК ханкайских слоев Приморья (Мамонтова, 1982); СПК-V из верхней угленосной подсвиты верхнедуйской свиты Мгачинского каменноугольного месторождения Западного Сахалина (Болотникова, 1989). ПК-6 Липовецкой впадины относится к среднему миоцену. СПК ханкайских слоев датируется ранним-средним миоценом, возможно, концом среднего. СПК-V Мгачинского месторождения, по мнению Т.Н. Болотниковой, соответствует второму климатическому оптимуму среднего миоцена. Таким образом, особенности таксономического состава и результаты сопоставлений со спорово-пыльцевыми комплексами других регионов позволяют относить СПК-2 к среднему миоцену.

Т.Н. Болотникова (1989) при рассмотрении ПК климатического оптимума отмечает, что палинокомплексы конца раннего-начала среднего миоцена характеризуются высоким содержанием ореховых и буковых, причем среди буковых доминируют дубы и каштаны. Для второго климатического оптимума, выделяемого ею с определенной долей условности, характерно доминирование бука при очень незначительной встречаемости других представителей этого семейства. В коллекции из бухты Демби на долю дубов, как уже отмечалось, приходится 35-40% отпечатков. Возможно, что СПК-2 следует относить к первому оптимуму раннего миоцена, а не к его заключительной фазе. В пользу этого предположения может служить то, что дубы, вероятно, могли образовывать гибридные формы, продуцирующие малое количество пыльцы, а каштаны - энтомофильные

растения, пыльца которых переносится нерегулярно и в меньшем количестве по сравнению с пыльцой анемофильных растений. Отсутствие пыльцы этих растений в спектрах не всегда может служить доказательством их отсутствия или присутствия в незначительном количестве в растительном покрове. Таким образом, возраст флороносных отложений бухты Демби на основании данных палинологического анализа – поздний олигоцен–средний миоцен.

Изученные материалы показывают, что возрастные датировки, полученные для местонахождений флор Сонье и Буй разными методами, совпадают между собой: соответственно поздний эоцен для первой и поздний эоцен–ранний олигоцен для второй из них. Флороносные отложения бухты Демби на основании анализа отпечатков флоры относятся ко второй половине раннего миоцена, данные по спорово-пыльцевому анализу несколько расширяют их возрастной диапазон – поздний олигоцен–средний миоцен.

При сопоставлении споровой, пыльцевой и листовой флор, проведенном на уровне родов (табл. 4) видно, что в составе флоры бухт Сонье и Буй большее количество родов зарегистрировано палинологическим методом, во флоре бухты Демби – макрофлористическим. Видовой состав родов, установленных здесь по отпечаткам, значительно богаче, чем в спорово-пыльцевых комплексах, что можно объяснить плохой сохранностью пыльцы многих растений в ископаемом состоянии.

Проблеме соответствия рецентных и субрецентных пыльцевых спектров составу растительности и выявлению причин количественных различий между ними посвящены работы многих исследователей. Сохранение в растительном покрове Земли многих родов палеогеновой и неогеновой флор позволяет с определенной долей осторожности применять полученные закономерности при сопоставлении спорово-пыльцевых комплексов и комплексов отпечатков, а также восстановления особенностей растительного покрова.

Споровые растения по отпечаткам не обнаружены ни в одной из обсуждаемых коллекций флоры, хотя споры присутствуют во всех изученных спорово-пыльцевых комплексах. Как правило, споры имеют довольно крупные размеры, часто скульптурированную экзину и из-за этого характеризуются пониженной летучестью, поэтому их присутствие в спектрах довольно определенно указывает на участие споровых растений в растительных группировках данной территории – даже при отсутствии их в коллекции отпечатков.

Рассматривая группу голосеменных растений отметим, что большая часть родов голосеменных из местонахождений флор Сонье и Буй зафиксирована палинологическим методом. Для местонахождения Демби характерно, что большинство

родов определено как по пыльце, так и в отпечатках. Во всех спорово-пыльцевых комплексах преобладает пыльца сем. Pinaceae, несмотря на незначительное содержание сосновых в коллекции макрофлоры. Данное обстоятельство можно объяснить, во-первых, высокой пыльцевой продуктивностью этих растений, а во-вторых, тем, что пыльца сосновых (особенно Pinus) благодаря своему строению хорошо переносится ветром. Пыльца ели, пихты и кедра, также обладающая двумя воздушными мешками, как правило, более крупная и тяжелая и переносится на меньшие расстояния (Федорова, Вронский, 1980). Процентное содержание пыльцы ели и кедра в спектрах, в частности, может быть даже меньше действительного их распространения в растительном покрове (Махова, 1971). Малыгиной (1950) установлено, что содержание пыльцы ели от 10% и выше свидетельствует о распространении еловых лесов на исследуемой территории. Пыльцевые зерна р. Larix в пробах очень редки, что объясняется плохой сохранностью пыльцы этого рода в ископаемом состоянии, а также ее малой летучестью. Содержание пыльцы Larix в спектрах из лиственничных лесов редко достигает 10% (Махова, 1971; Стефанович, 1971; Александрова, 1978). Содержание ее в спектрах в количестве 1–6% может означать, что более половины исследуемой территории занято лиственничными лесами (Махова, 1971). Пыльца тсуг, как правило, хорошо сохраняется в ископаемом состоянии и легко диагностируется до вида, тогда как отпечатки чаще всего позволяют определить лишь род. Кроме того, шишки некоторых современных видов тсуг имеют сходство с шишками лиственницы и их идентификация в ископаемом состоянии затруднительна.

Во всех исследованных коллекциях макрофлоры среди хвойных преобладают отпечатки таксодиевых и кипарисовых, тогда как в спорово-пыльцевых спектрах эти семейства представлены значительно меньше по сравнению с сосновыми. Э.В. Квавадзе (1988), изучавшей сохранность пыльцы сем. Taxodiaceae в субфоссильных и ископаемых спектрах Черноморского побережья Кавказа, установлено, что Cryptomeria и Sciadopitys отличаются высокой пыльцевой продуктивностью, Metasequoia, Taxodium и Sequoia характеризуются средними показателями, меньше всех пыльцы среди таксодиевых продуцирует Cunninghamia. В отложениях лучше сохраняется пыльца Cryptomeria, Metasequoia, Cunninghamia и Sciadopitys, тогда как пыльцевые зерна Taxodium и Sequoia часто деформируются. Это характерно для спорово-пыльцевых спектров проб с благоприятными условиями сохранности (почвы мелкого механического состава, с богатым содержанием гумуса; озерные, аллювиальные отложения). Частичное разрушение верхних слоев экзины и разрыв в области апертуры является характерной

Таблица 4. Сравнительная характеристика родового состава листовой и палинофлоры из разреза эоцен-миоценовых отложений побережья Татарского пролива между бухтами Сонье и Демби

Родовой состав	Сонье		Буй		Демби		
	1	2	1	2	1	2	
Количество родов	33	66	21	81	51	СПК-1	СПК-2
Всего родов	79		88			34	48
	Папоротникообразные						
Cyathea	-	+	-	-	-	-	-
Polypodiaceae gen. indet.*	-	+	-	+	-	+	+
Lygodium	-	+	-	+	-	-	-
Osmunda	-	+	-	+	-	-	+
Botrychium	-	+	-	+	-	+	+
Ceratopteris	-	+	-	-	-	-	-
Marsilea	-	+	-	+	-	-	-
Riccia	-	-	-	+	-	-	-
	Плауны						
Lycopodium	-	+	-	+	-	+	+
	Деревья и кустарники						
	Голосеменные						
Ginkgo	+	+	-	+	-	+	+
Ephedra	-	-	-	+	-	-	-
Taxus	+	-	-	-	-	-	-
Podocarpus	+	+	-	+	-	+	+
Abies	-	+	-	+	+	+	+
Keteleeria	-	-	-	-	+	-	-
Tsuga	-	+	+	+	+	+	+
Picea	-	+	-	+	+	+	+
Cedrus	-	+	-	+	-	+	+
Pseudolarix	-	-	-	-	+	-	-
Larix	-	-	-	-	+	-	-
Pinus	+	+	+	+	+	+	+
Taxodium	+	+	-	+	+	+	+
Sciadopitys	+	+	-	+	+	+	+
Sequoia	-	+	-	+	-	+	+
Metasequoia	+	-	-	-	+	-	-
Glyptostrobus	-	+	-	+	+	+	+
Cryptomeria	+	+	-	+	-	-	+
Cunninghamia	+	-	-	-	-	-	-
Thuja	+	-	+	+	+	-	-
Thujopsis	+	-	-	-	+	-	-
Juniperus	-	-	-	+	-	-	-
Cupressaceae gen. indet.*	-	+	-	+	-	+	+
Agathis	-	-	-	+	-	-	-
	Покрытосеменные						
Salix	-	+	-	+	-	-	+
Populus	-	-	+	-	+	-	-

Таблица 4. Продолжение

Родовой состав	Сонье		Буй		Демби		
	1	2	1	2	1	2	
Myrica	+	+	-	+	-	-	+
Comptonia	+	+	-	+	+	-	-
Juglans	-	+	-	+	+	+	+
Carya	-	+	+	+	+	+	+
Pterocarya	-	+	-	+	-	+	+
Platycarya	-	+	-	+	-	-	+
Engelhardtia	-	+	-	+	+	-	+
Alnus	+	+	+	+	-	+	+
Betula	+	+	+	+	-	+	+
Corylus	-	+	-	+	+	+	+
Carpinus	+	+	+	+	+	+	+
Ostrya	+	+	-	+	+	+	-
Fagus	+	+	+	+	+	+	+
Quercus	-	+	+	+	+	+	+
Castanea	+	+	-	+	+	+	+
Castanopsis	-	-	-	+	+	-	-
Nothofagus	-	-	-	+	-	-	-
Fagopsis	-	-	-	-	+	-	-
Ulmus	-	+	-	+	+	+	+
Zelkova	-	-	-	+	+	-	+
Ulmoideipites	-	+	-	+	-	-	-
Ulmipollenites	-	+	-	-	-	-	-
Hamamelis	-	+	-	+	-	-	+
Corylopsis	-	+	-	+	-	-	+
Fothergilla	-	+	-	+	-	-	-
Liquidambar	-	+	-	+	-	-	+
Altingia	-	-	-	+	-	-	-
Moraceae gen. indet.*	-	+	-	+	-	+	+
Laurus	-	-	-	+	-	-	-
Machilus	-	-	+	-	-	-	-
Pistacia	-	-	-	-	+	-	-
Rhus	-	+	-	+	+	-	+
Astronium	-	-	-	-	+	-	-
Celastrus	-	-	-	-	+	-	-
Aesculus	-	-	-	-	+	-	-
Пех	-	+	-	+	-	-	+
Magnolia	-	+	-	+	-	-	-
Tilia	-	+	+	+	+	-	+
Sterculia	-	-	-	+	-	-	-
Nyssa	-	+	-	+	+	-	-
Cocculus	+	-	-	-	-	-	-
Cornus	+	-	-	-	-	-	-
Cercidiphyllum	+	+	+	+	+	-	-
Trochodendron	+	+	-	+	-	-	-

Таблица 4. Окончание

Родовой состав	Сонье		Буй		Демби		
	1	2	1	2	1	2	
Myrtus	-	+	-	+	-	-	-
Cardiospermum	-	+	-	-	-	-	-
Loranthus	-	-	-	+	-	-	-
Proteaceae gen. indet.	-	+	-	+	-	-	-
Cercis	-	-	-	-	+	-	-
Leguminosites	+	-	-	-	+	-	-
Leguminosae gen. indet.*	-	+	-	+	-	+	+
Aralia	-	-	-	+	-	-	-
Fatsia	-	-	-	+	-	-	-
Eucommia	-	-	+	-	-	-	-
Zizyphus	+	-	-	-	+	-	-
Rhamnaceae gen. indet.*	-	-	-	+	-	-	-
Vitys	+	-	-	+	+	-	-
Ericaceae gen. indet.*	-	+	-	+	-	+	+
Rosa	-	-	+	-	-	-	-
Sorbus	-	-	-	-	+	-	-
Sorbaria	-	-	-	-	+	-	-
Amelanchier	-	-	-	-	+	-	-
Diervilla	-	-	-	+	-	-	-
Berberis	-	-	+	+	-	-	-
Daphne	-	+	-	+	-	-	-
Platanus	+	-	+	+	-	-	-
Styrax	-	-	-	-	+	-	-
Ligustrum	-	-	-	-	+	-	-
Macaranga	-	-	+	-	-	-	-
Alangium	+	-	+	-	-	-	-
Diospyros	-	-	-	-	+	-	-
Viburnum	+	-	-	-	-	-	-
Acer	+	+	+	+	+	+	+
Fraxinus	-	-	-	+	-	-	-
Травянистые растения							
Sparganium	-	+	-	+	-	-	+
Potamogeton	-	+	-	+	-	-	-
Nelumbo	-	+	-	+	-	+	+
Nymphaea	-	-	-	+	-	-	-
Nuphar	-	-	-	+	-	-	+
Arundo	-	-	-	-	+	-	-
Cyperites	+	-	-	-	-	-	-
Phragmites	-	-	+	-	-	-	-
Hemitrapa	-	-	-	-	+	-	-

Примечание. 1 – листовая флора, 2 – палинофлора; + род присутствует, – род отсутствует, * – таксоны, определенные по спорам и пыльце до семейства.

особенностью пыльцы многих родов уже на ранних этапах фоссиллизации в неблагоприятных условиях. В почвах грубого механического состава это происходит в течение первых нескольких лет.

Флороносные отложения рассматриваемого разреза неоднократно попадали в экстремальные условия высоких давлений и температур, что приводило к разрушению пыльцы (во всех спорово-пыльцевых спектрах в большем или меньшем количестве содержится растительный детрит). Вероятно, именно этими неблагоприятными обстоятельствами можно объяснить низкое процентное содержание пыльцы таксодиевых в спектрах и ее плохую сохранность.

Что касается пыльцы покрытосеменных растений, то здесь нужно отметить, что пыльца анемофильных растений зачастую присутствует в спорово-пыльцевых спектрах даже при отсутствии этих растений среди отпечатков. Повышенной летучестью обладает пыльца мелколиственных родов *Alnus* и *Betula*, присутствующая во всех спорово-пыльцевых спектрах в количестве, как правило, несколько превышающем содержание других родов. Пыльца широколиственных растений (*Carpinus*, *Juglans*, *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus* и др.) отмечена также практически во всех спектрах; она менее летуча по сравнению с пылью ольхи и березы и выносятся за пределы ареала в ничтожно малом количестве, поэтому систематическая встречаемость ее в спектрах даже в небольшом количестве свидетельствует о присутствии этих родов в фитоценозах. Однако суммарное участие пыльцы широколиственных может быть в 2–5 раз меньше действительного участия этих пород в древостое (Махова, 1971 – для бассейна р. Амур). Пыльца родов *Populus* и *Fraxinus* разрушается в процессе фоссиллизации: пыльца тополя вообще не обнаружена в спектрах, а пыльца ясеня отмечена лишь единично.

В коллекции макрофлоры бухт Сонье и Демби обращает на себя внимание присутствие большого количества отпечатков дубов, тогда как процентное содержание пыльцы дуба в спектрах незначительно превышает 2%. Возможно, это объясняется еще и способностью дубов образовывать гибридные формы, не отличающиеся, как правило, высокой пыльцевой продуктивностью.

Содержание пыльцы насекомоопыляемых растений (*Salix*, *Tilia*, *Castanea*, *Sterculia*, *Nyssa*, *Alangium*, *Magnolia*, *Trochodendron*, *Cornus*, *Plex* и др.) в спектрах, как правило, невелико, отмечаются единичные зерна, зачастую она отсутствует в спектрах даже при наличии отпечатков. На рецентных и субрецентных материалах установлено, что, например, содержание пыльцы ивы в спектрах значительно меньше ее фактического участия в растительном покрове (Махова, 1971). Возможно, это обусловлено способом переноса, а также

морфологией пыльцы этих растений: как правило, она крупная, со скульптурированной экзиной или мелкая, часто склеенная в комочки. Находки даже единичных зерен пыльцы энтомофильных растений свидетельствуют об их участии в растительных группировках.

Установлено, что пыльца большинства травянистых растений отсутствует в спорово-пыльцевых спектрах или присутствует в незначительных количествах. Это объясняется тем, что многие травянистые растения в лесных фитоценозах размножаются вегетативным путем, а в тенистых лесах травянистый ярус вообще слабо развит (Федорова, Вронский, 1980).

Таким образом, качественные и количественные различия между комплексами отпечатков растений и СПК из местонахождений Сонье, Буй и Демби обусловлены различиями в сохранности макро- и микрофитофоссилий и биологическими особенностями растений (количеством продуцируемой пыльцы, способом опыления, морфологией пыльцы, способностью к переносу).

На формирование растительности изучаемой территории огромное влияние оказала активная вулканическая деятельность и связанная с ней перестройка рельефа. В пределах Прибрежного вулканического пояса большая часть местонахождений флоры приурочена к аллювиальным фациям, в основном, к осадкам стариц и небольших подпруженных озер. Флороносные отложения местонахождений Сонье, Буй и Демби накапливались в озерах, расположенных в пределах вулканических полей. Подобные озера возникали в результате подпруживания мелких рек или ручьев лавовыми потоками или обвалами. Вероятно, часто эти озера были короткоживущими, о чем свидетельствует, например, флора бухты Демби, описанная из прослоев диатомитов в пачке чередующихся пластов туфов, туффитов и потоков базальтов с шаровой отдельностью (Ахметьев, 1988). Во всех палинологических препаратах отмечены колонии ботрикокковых водорослей и *Ovoidites* sp. – аналоги современных зигменовых водорослей рода *Spigoguga*, являющихся показателями пресноводных условий осадконакопления.

Анализ систематического состава макро- и палинофлор с учетом процентного соотношения составляющих их элементов и экологических особенностей современных аналогов этих флор позволяет в общих чертах восстановить климатические условия изучаемой территории.

Присутствие в соньинской флоре таких теплолюбивых родов как *Ginkgo*, *Podocarpus*, *Cryptomegia*, *Cocculus*, *Magnolia*, *Trochodendron* и др. свидетельствует, что во время ее существования (поздний эоцен) климат исследуемой территории был влажным, теплоумеренным, возможно, близким к субтропическому.

Состав растительности бухты Буй восстанавливается, главным образом, на основании данных спорово-пыльцевого анализа. Растительный покров характеризовался доминированием хвойно-широколиственных лесов; в древостое преобладали тургайские роды. Можно сделать вывод, что климат данной территории в это время (поздний эоцен–ранний олигоцен) был теплоумеренным. Не противоречит подобному заключению и состав макрофлоры.

Рассматривая флору бухты Демби, можно заключить, что во время ее существования (поздний олигоцен–ранний миоцен) на исследуемой территории были распространены хвойные леса с незначительной примесью широколиственных элементов, а также (по данным спорово-пыльцевого анализа) буковые леса, возможно, с участием других широколиственных пород. Присутствие *Engelhardtia*, *Cercidiphyllum*, *Castanopsis*, *Liquidambar* и др. позволяет сравнивать дембинскую флору с дальневосточными флорами, отвечающими климатическому оптимуму миоцена.

В течение эоцена, олигоцена и миоцена климат рассматриваемой территории существенно менялся. Имеющиеся данные не позволяют проследить все изменения ископаемых комплексов растений в указанные эпохи, но дают возможность охарактеризовать их отдельные интервалы. Полученные данные свидетельствуют, что во время образования каждой из трех обсуждаемых флороносных толщ преобладал теплоумеренный тип климата.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты палинологического изучения эоцен-миоценовых отложений побережья Татарского пролива между бухтами Сонье и Демби, сравнение выделенных комплексов с кайнозойскими палинокомплексами юга материковой части Дальнего Востока и Сахалина, а также с данными по отпечаткам растений позволяют сделать следующие выводы:

1. Из флороносных отложений бухт Сонье и Буй выделено по одному спорово-пыльцевому комплексу. Возрастные датировки, полученные для этих местонахождений макрофлористическим и микрофлористическим методами, совпадают: соответственно поздний эоцен для первого и поздний эоцен–ранний олигоцен для второго. Из образцов с отпечатками растений бухты Демби выделено два спорово-пыльцевых комплекса. На основании анализа данных макрофлоры флороносные отложения бухты Демби датируются второй половиной раннего миоцена, а по микрофлоре – поздним олигоценом–средним миоценом.

2. Сравнение систематического состава спорово-пыльцевых спектров и комплексов отпечат-

ков растений указывает на достаточно высокую сходимость макрофлористического и палинологического методов на родовом уровне. Как правило, оба метода показывают присутствие анемофильных растений. Энтомофильные растения представлены большей частью в отпечатках, а содержание пыльцы этих растений в спектрах не совпадает с их долей среди отпечатков. В ископаемом состоянии плохо сохраняется пыльца таксодиевых, кипарисовых, среди сосновых – лиственницы, в группе покрытосеменных – тополя и ясеня.

3. На исследуемой территории в позднем эоцене–среднем миоцене преобладали горные лесные формации с разнообразными ассоциациями. Вероятно, с конца позднего эоцена здесь начала формироваться тургайская флора, для которой характерно большое участие листопадных покрытосеменных, особенно широколиственных (Ахметьев, 1993). Наиболее сходной с типично тургайской была флора бухты Буй.

4. Климат времени формирования каждого из трех местонахождений флоры был теплоумеренным и достаточно влажным. Палинологические данные подтверждают, что флора бухты Демби соответствует климатическому оптимуму миоцена.

Автор выражает благодарность М.А. Ахметьеву (ГИН РАН), предложившему данную тему исследования и предоставившему материал для изучения. Автор благодарен Г.М. Братцевой (ГИН РАН), И.А. Басову (ИЛ РАН) за полезные консультации по изучаемому вопросу, Н.И. Запорожец и Г.Н. Александровой (ГИН РАН) – за помощь в технической обработке материала, Н.Г. Трemasовой (ИЛ РАН), выполнившей рисунки для статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 99-05-65604).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ахметьев М.А.* Миоценовая флора Сихотэ-Алиня (р. Ботчи). М.: Наука, 1973. 124 с.
- Ахметьев М.А.* Палеоценовые и эоценовые флоры юга Дальнего Востока СССР и сопредельных стран и их стратиграфическое положение // Сов. геология. 19736. № 7. С. 14–29.
- Ахметьев М.А.* Олигоценные и миоценовые флоры юга Дальнего Востока СССР как показатели климатической обстановки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 4. С. 134–143.
- Ахметьев М.А.* Кайнозойские флоры Восточного Сихотэ-Алиня. Препринт. М.: ГИН АН СССР, 1988. 48 с.
- Ахметьев М.А.* Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена Внетропической Азии. М.: Наука, 1993. 143 с.
- Ахметьев М.А., Викулин С.В.* Пельтатные листья *Mascaranga Thouin* (Euphorbiaceae) в кайнозое Восточного Сихотэ-Алиня // Палеонтол. журн. 1995. № 4. С. 151–156.

- Ахметьев М.А., Манчестер С.Р.* Новый вид *Palaeocarpinus* (Betulaceae) из палеогена Восточного Сихотэ-Алиня // Палеонтол. журн. 2000. № 4. С. 107–112.
- Александрова А.Н.* Спорово-пыльцевые спектры современных отложений Сахалина // Палинологические исследования на Дальнем Востоке / Отв. ред. Гричук М.П., Короткий А.М. Владивосток: ДВО АН СССР, 1978. С. 77–82.
- Баскакова Л.А.* Угленосные отложения Ореховской впадины Приморья: литология и палинологическое обоснование возраста // Тихоокеанская геология. 1990. № 3. С. 54–61.
- Баскакова Л.А.* Палиностратиграфия и корреляция палеогеновых и миоценовых отложений Амгунь-Горинского района (Среднее Приамурье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 6. С. 51–63.
- Баскакова Л.А., Громова Н.С.* Разрез дочетвертичного кайнозоя Липовецкой впадины (литологическая и палинологическая характеристики) // Кайнозой Дальнего Востока / Ред. Красилов В.А., Климова Р.С. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 90–100.
- Болотникова Т.Н.* Палинологическая характеристика Мгачинского каменноугольного месторождения (Сахалин, неоген) // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока / Отв. ред. Бурий Г.И., Точилина С.В. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. С. 104–110.
- Варнавский В.Г., Мамонтова И.Б.* К вопросу о границе палеогена и неогена в толще осадков Амуро-Зейской депрессии // Материалы по палеоботанике и стратиграфии континентальных отложений советского Дальнего Востока / Ред. Аблаев А.Г., Смирнов А.М. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 16–23.
- Зива М.В.* Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Амуро-Зейской впадины // Труды III Международной палинологической конференции / Отв. ред. Заклинская Е.Д. М.: Наука, 1973. С. 89–93.
- Карташова Г.Г.* "Буковый" горизонт в миоцене северной Якутии (бассейн низовий р. Яны) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219. № 5. С. 1206–1208.
- Кваадзе Э.В.* Пыльца таксодиевых и ее особенности. Тбилиси: Мецниереба, 1988. 49 с.
- Климова Р.С.* Миоценовая флора и флоростратиграфические горизонты Приморского края // Палеоботаника и флоростратиграфия Востока СССР / Отв. ред. Красилов В.А. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 65–76.
- Кундышев А.С., Петренко Т.И.* О возрасте болотной ископаемой флоры Южного Приморья // Палинология Востока СССР / Отв. ред. Маркевич В.С. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 53–59.
- Мальгина Е.А.* Опыт сопоставления распространения пыльцы некоторых древесных пород с их ареалами в пределах Европейской части СССР. Тр. ин-та географии АН СССР. 1950. Т. 46. Вып. 3. С. 42–50.
- Мамонтова И.Б.* Миоценовая флора ханкайских слев Приморья (палинологические данные) // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока / Отв. ред. Аблаев А.Г. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 102–105.
- Мамонтова И.Б.* Палинологические критерии расчленения и корреляции палеогеновых и неогеновых отложений Амуро-Зейской депрессии // Расчленение и корреляция осадочных толщ / Отв. ред. Косыгин Ю.А. М.: Наука, 1978. С. 20–60.
- Махова Ю.А.* Спорово-пыльцевые спектры современного аллювия рек бассейна среднего Амура // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях / Ред. Воскресенский С.С., Гричук М.П. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 33–47.
- Миоцен Мамонтовой Горы (стратиграфия и ископаемая флора) / Отв. ред. Сакс В.Н. М.: Наука, 1977. 284 с.
- Олейников А.В., Климова Р.С.* Новые данные по стратиграфии неогеновых вулканогенных отложений бассейна р. Самарга // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока / Отв. ред. Косыгин Ю.А. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 76–80.
- Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений Юго-Восточного Сахалина (Макаровский разрез). СПб.: ВНИГРИ, 1992. 358 с.
- Павлюткин Б.И., Петренко Т.И.* Новые материалы по стратиграфии третичных отложений п-ова Речной (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология. 1993. № 5. С. 42–50.
- Павлюткин Б.И., Петренко Т.И.* К стратиграфии третичных угленосных отложений юго-восточной окраины Ханкайского массива // Тихоокеанская геология. 1994а. № 2. С. 18–29.
- Павлюткин Б.И., Петренко Т.И.* Стратиграфия пограничных отложений олигоцена и миоцена в Приморье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994б. Т. 2. № 6. С. 119–127.
- Плахотник В.Г.* Новые данные о строении и возрасте эффузивов кизинской свиты в северо-восточном Сихотэ-Алине // Сов. геология. 1962. № 4. С. 120–122.
- Рыбалко В.И., Овечкин В.Н., Климова Р.С.* Кайнозойские базальтоиды амгинской серии (Северо-Восточное Приморье) // Сов. геология. 1980. № 12. С. 59–71.
- Стефанович Е.Н.* Сравнительный анализ спорово-пыльцевых спектров современных склоновых отложений таежной зоны Забайкалья // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях / Ред. Воскресенский С.С., Гричук М.П. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 24–32.
- Федорова Р.В., Вронский В.А.* О закономерностях рассеивания пыльцы и спор в воздухе // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода № 50 / Отв. ред. Громов В.И., Иванова И.К., Цейтлин С.М. М.: Наука, 1980. С. 153–165.
- Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события. М.: ГЕОС, 1999. 132 с.

Рецензенты М.А. Ахметьев, В.А. Красилов

УДК 563.12:551.79(265.53)

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ОКОНЧАНИЯ КУРИЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ (ОХОТСКОЕ МОРЕ, СТ. В34-98)

© 2001 г. М. П. Чеховская*, И. А. Басов**, С. А. Горбаренко***

* Институт океанологии РАН,

117218 Москва, Нахимовский просп., 36, Россия

** Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН,

109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия

*** Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН,

690041 Владивосток, Балтийская ул., 43, Россия

Поступила в редакцию 29.07.99 г.

Приводится количественный и качественный анализ планктонных фораминифер, содержащихся в верхнеплейстоценовых-голоценовых осадках северо-восточной части Курильской котловины Охотского моря. Установлено несколько ассоциаций, различающихся по общему видовому составу и структуре и соответствующих определенным этапам гидрологической эволюции бассейна. Сравнение выявленных ассоциаций фораминифер с их одновозрастными аналогами в осадках поднятия Академии наук показывает, что они обладают как сходными чертами, так и существенными отличиями, обусловленными разной степенью влияния на эти районы тихоокеанских вод, поступающих в Охотское море через проливы в северной части Курильской островной дуги.

Ключевые слова. Планктонные фораминиферы, ледниковье, дегляциация, постдегляциация, Курильская котловина, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Охотское море, расположенное в северо-западной части Тихого океана, представляет собой полузамкнутый окраинный бассейн, который сообщается с океаном через многочисленные Курильские проливы и с Японским морем – через проливы Татарский и Лаперуза. По своей гидрологической структуре Охотское море – единственное в своем роде. Ее характерной чертой является наличие так называемой охотоморской водной массы (Морошкин, 1966), или подповерхностного дихотермального слоя (Yang, Nonjo, 1996). Формирование этого слоя с температурами, близкими к точке замерзания, связано с ледовым режимом моря (Yang, Nonjo, 1996), а также низкими зимними температурами воздуха.

Резко выраженная сезонность, четкая стратификация поверхностных вод во время теплого сезона и активный водообмен с океаном обеспечивают благоприятные условия для интенсивного развития фито- и зоопланктона и, как результат, поступление на дно больших масс органического вещества.

Из-за особенностей гидрологической структуры, наличия охотоморской водной массы и очень высокой продуктивности поверхностных вод биоценоз планктонных фораминифер Охотского моря существенно отличается от субарктического

тихоокеанского по соотношению видов, условиям и глубине обитания (Bradshaw, 1959; Be, 1977; Reynolds, Thunell, 1985; Sautter, Thunell, 1989; Alderman, 1996).

Изучение состава и распределения планктонных фораминифер в верхнечетвертичных осадках Охотского моря (ст. В34-90) выявило своеобразие ассоциаций ледниковья, дегляциации и голоцена. Установлено, что продуктивность поверхностных вод во время последнего ледниковья была здесь значительно ниже их продуктивности в настоящее время (Чеховская, Басов, 1999).

Своеобразие гидрологической структуры моря и отличие ее эволюции от таковой в северной части Тихого океана подчеркивается также различием в развитии в этих бассейнах кремневого планктона. Так, современные диатомовые ассоциации Охотского моря существенно отличаются по составу и структуре от их аналогов в северной части океана и близки диатомовым комплексам, обнаруженным в осадках последнего ледниковья данного региона (Sancetta, Silvestri, 1986). Подобные результаты получены также по радиоляриям (Morley, Hays, 1983).

В настоящей статье рассматривается изменение состава и структуры сообществ планктонных фораминифер в верхнеплейстоценовых-голоценовых осадках у подножия внутреннего склона

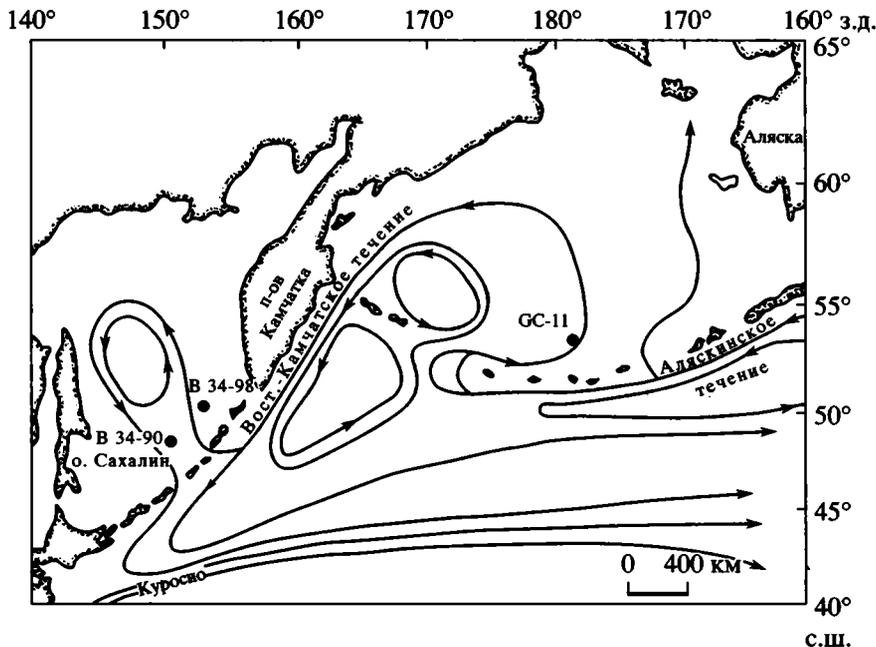


Рис. 1. Схема поверхностной циркуляции вод (по Dodimead et al., 1963) в северной части Тихого океана, Беринговом и Охотском морях и положение колонок В34-98 и В34-90.

Курильской островной дуги в юго-восточной части Охотского моря в районе интенсивного поступления тихоокеанских вод, втекающих через северо-курильские проливы. Полученные данные позволяют оценить изменения гидрологических характеристик на протяжении последних 17 тыс. лет.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Изученная колонка осадков была получена на ст. В34-98 в 34 рейсе НИС "Вулканолог" у южного подножия подводной континентальной окраины Камчатки на глубине 1175 м в точке с координатами: 50°06.6' с.ш., 153°12.0' в.д. (рис. 1). Длина колонки составляет 330 см.

Осадки снизу вверх представлены серым алевроитом (250–330 см), зеленовато-серым алевроитопелитовым илом (135–250 см) и зеленым диатомовым илом (верхние 135 см). В нижней части колонки на уровне около 195 и 170 см наблюдаются два тонких (несколько сантиметров) прослоя вулканического пепла. Планктонные фораминиферы были изучены в 63 пробах, отобранных из каждого 5-сантиметрового интервала. Для фракции >0.05 мм каждого образца подсчитывались численность и относительное содержание отдельных видов в пересчете на 1 грамм сухого осадка.

Для уровней 44, 99, 204, 214, 219, 244, 294 и 325 см получены радиоуглеродные датировки осадков по раковинам планктонных фораминифер *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) sin

(соответственно 2670, 4850, 9440, 9670, 11640, 12280, 15170 и 16130 лет) (Gorbarenko et al., в печати). Определения возраста были проведены в Ливерморской лаборатории им. Лоуренса методом ускорительной масс-спектрометрии. Все значения возраста скорректированы на возраст резервуара поверхностных вод Охотского моря, принятый за 1000 лет (Southon et al., 1993). В интервалах между аналитическими радиоуглеродными датировками возраст осадков рассчитан путем интерполяции.

СОВРЕМЕННАЯ ГИДРОЛОГИЯ

Колонка В34-98 получена в юго-восточной части моря в районе, расположенном вблизи интенсивного поступления в Охотское море тихоокеанских вод. Последние втекают в этот бассейн через проливы в северной части Курильской островной дуги.

Вертикальная структура поверхностных вод Охотского моря сходна с субарктической структурой вод Тихого океана (Морошкин, 1966). Отличительным ее признаком является наличие более резко выраженных температурного минимума и приповерхностного галоклина, которые препятствуют вертикальному водообмену. Значительная часть моря зимой покрыта льдом, и плавающие льды сохраняются в течение пяти месяцев. Юго-восточная часть моря, где отобрана колонка, зимой свободна ото льда в связи с влиянием теплых тихоокеанских вод. Вертикальная структура по-

верхностных вод довольно резко меняется в течение года. Поздней осенью и зимой происходит остывание и перемешивание вод от поверхности до 100–200 м. Весенний и летний прогрев охватывает лишь верхние 20–40 м. Температура на поверхности в августе–сентябре более высокая в центральной части бассейна – от 10 до 14°C. Прогретые поверхностные воды в это время подстилаются специфической охотоморской водной массой (Морошкин, 1966), или охотоморским дихотермальным слоем (Yang, Honjo, 1996), который распространен по всему морю в интервале глубин от 30–40 до 150–200 м и в течение всего года имеет температуру, близкую к точке замерзания. Определяющую роль в формировании гидрологической структуры большей части Охотского моря с ее четкой стратификацией во время теплого сезона играют морские льды, а также пресный сток р. Амур.

Температура в районе ст. В34-98, который находится под влиянием теплых тихоокеанских вод на глубине 20–30 м, составляет 0.71–1.24°C зимой и весной (январь–июнь) и 3.86–8.63°C летом и осенью (июль–декабрь) (рис. 2). В интервале глубин 50–200 м температура колеблется в зависимости от сезона от около 1 до 1.84°C (Levitus, 1982). На глубине 250 м она снова понижается до около 1.3°C и затем снова повышается до максимальных значений 2.59 и 2.55°C на глубинах соответственно 800 м и 900 м. Глубже отмечено понижение температуры; на глубине 1000 м она составляет 2.37°C.

СОВРЕМЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР

Первые сведения о составе и распределении планктонных фораминифер в поверхностных осадках Охотского моря содержатся в работах З.Г. Щедриной (1953), Х.М. Саидовой (1957, 1961), J.Y. Lipps, J.E. Warme (1966). Согласно этим исследователям, планктонные фораминиферы представлены здесь видами *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg), *N. dutertrei* (d'Orbigny), *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *G. quinqueloba* Natland, *Globigerinita uvula* (Ehrenberg), *Globigerinita glutinata* (Egger), *Globorotalia scitula* Brady. Повсеместно преобладающими видами являются *N. pachyderma* и *G. bulloides*, которые вместе обычно составляют около 95% ассоциации. Высокие концентрации раковин и максимальное видовое разнообразие фораминифер приурочены к юго-восточной части моря, находящейся под наибольшим влиянием потока вод из Тихого океана. В прибрежных районах планктонные фораминиферы не обнаружены, к северу от 54° с.ш. встречены только *N. pachyderma* и *G. bulloides*. Все эти виды характерны для субарктической ассоциации водной массы и осадков северной части Тихого океана

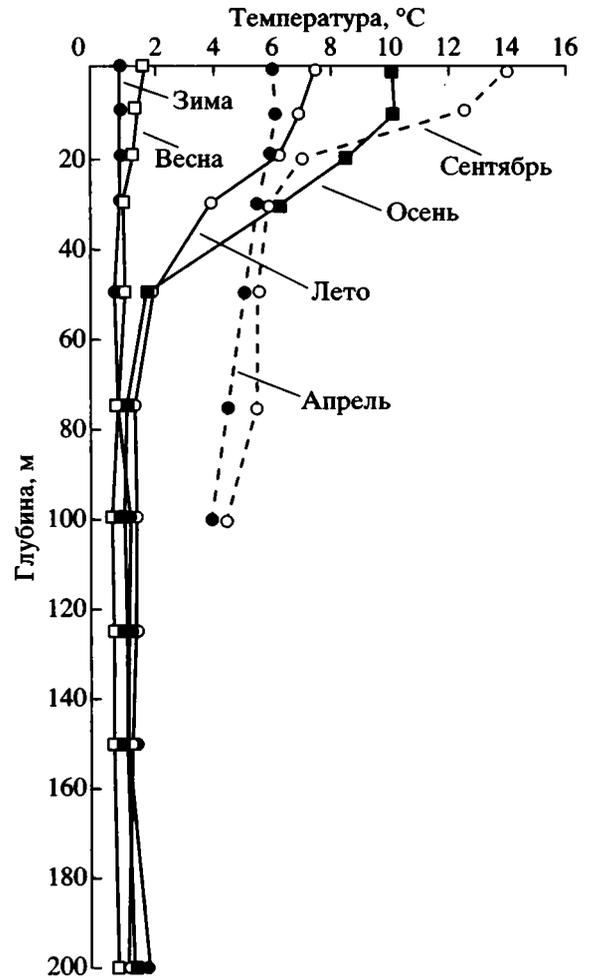


Рис. 2. Сезонные изменения температуры вод в слое 200 м. Сплошная линия – в районе ст. В34-98; пунктирная линия – в северной части Тихого океана (ст. PAPA, 50° с.ш., 145° з.д.; Reynolds, Thunell, 1985).

(Bradshaw, 1959; Be, 1977; Reynolds, Thunell, 1985; Thunell, Honjo, 1987; Sautter, Thunell, 1989). В крайней южной части моря отмечены редкие экземпляры тропических–субтропических видов *Globigerinoides ruber* и *G. conglobatus* (Щедрина, 1953).

Седиментационные ловушки, развернутые в Охотском море на станции с координатами 53°19' с.ш. и 149°50' з.д., на глубине 256 м с августа 1990 по август 1991 года, позволили получить представление о современном биоценозе и исследовать влияние современной гидрологии на ассоциации планктонных фораминифер (Alderman, 1996). Было показано, что преобладающими в современном биоценозе являются полярный вид *Neogloboquadrina pachyderma* sin. и более тепловодный вид *Globigerina bulloides*. Такое сочетание видов не свойственно современной субарктической ассоциации фораминифер Северной Пацифики (таблица). Установлено два пика продук-

Сравнение состава планктонных фораминифер в современных осадках и ловах в Охотском море и северной части Тихого океана

Виды	Тихий океан				Охотское море
	Bradshaw, 1959	Sautter, Thunell, 1989			Alderman, 1995
	планктонные ловы	ловушки сентябрь 1982–август 1984	ловушки ноябрь 1984–февраль 1986	донные осадки гллуб. 2255 м	ловушки август 1990–август 1991
<i>G. quinqueloba</i>	1–50%	45–75%	50–55%	Не встречен	8%
<i>N. pach. dex.</i>	Нет данных	10–20%	5–10%	3%	1%
<i>N. pach. sin.</i>	1–20%;	5–15%	25–30%	87%	57%
<i>G. glutinata</i>	Единичен	5–15%	5–7%	<1%	<1%
<i>G. bulloides</i>	1–20%	5%	10%	10%	31%
<i>G. uvula</i>	Более 20%	Нет данных	Нет данных		<1%
<i>G. scitula</i>	Не встречен	<1%	<1%	Не встречен	<1%
<i>O. universa</i>		5%	10%	Не встречен	

тивности планктонных фораминифер – слабо выраженный весенний (вторая половина мая–июнь) и осенний (вторая половина сентября–ноябрь). Второй пик составляет 74% годового потока раковин фораминифер. Среднегодовой состав ассоциации показан в таблице. Вид *N. pachyderma sin.* обилен в конце весны–начале лета (май–июнь) и осенью (сентябрь–ноябрь), *Globigerina bulloides* и *G. quinqueloba* – осенью (Alderman, 1996, фиг. 12). В осеннем потоке доминируют крупные, больше 0.25 мм, раковины *G. bulloides*, в весеннем – мелкие особи.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В РАЗРЕЗЕ ОСАДКОВ

На основании изменений в структуре ассоциаций планктонных фораминифер и изотопно-кислородного состава раковин *Neogloboquadrina pachyderma sin.* в разрезе колонки В34-98 установлены гляциальные, дегляциальные и постдегляциальные осадки, датированные радиоуглеродным методом (рис. 3). Одновременно выделенные интервалы различаются степенью сохранности раковин фораминифер и содержанием в осадках CaCO_3 .

Ассоциация планктонных фораминифер ледниковья, встречаемая в интервале 333–253 см (16130–12500 лет), состоит всего из двух видов – *Neogloboquadrina pachyderma* и *Globigerina bulloides*. Преобладающим является первый из этих видов, представленный разновидностями *N. pachyderma sin.* (69–87%) и *N. pachyderma dex.* (от менее 1 до 4%). Содержание *G. bulloides* колеблется от 9 до 32%. Ледниковые осадки характеризуются низкими концентрациями раковин фораминифер. На этом фоне осадки средней части интервала (295–260 см) характеризуются несколько более высокими их концентрациями. По всему разрезу ледни-

ковых осадков ассоциация несет признаки растворения. Раковины фораминифер хрупкие, нередко обломанные, стенки вторично истонченные растворением; мелкие раковины (0.1–0.05 мм), как правило, отсутствуют. Осадки слоев 325–315 см (фракция 0.25–0.05 мм) и 295–290 см (фракция 0.1–0.05 мм) обогащены диатомеями, содержание которых достигает здесь 50–70 и 40% соответственно. В слоях 300–310 и 285–260 см диатомеи редки.

Переход от ледниковья к дегляциации совпадает с интервалом от 260 (13200 лет назад) до 250 см. Положение границы между этими эпохами в разрезе условно в связи с большой мощностью проб (10 см), отобранных на фораминиферный анализ на границе ледниковых и дегляциальных отложений, и определяется по изменению общей численности и состава фораминифер в двух смежных образцах. В образце из интервала 260–270 см раковины планктонных фораминифер составляют около 5% фракции 0.25–0.1 мм и представлены видами *Neogloboquadrina pachyderma sin.* (85%) и *Globigerina bulloides* (15%); крупные экземпляры (более 0.25 мм) последнего вида составляют при этом менее 1%. В пробе осадка из интервала 250–260 см число раковин планктонных фораминифер заметно возрастает, составляя около 50% фракции 0.25–0.1 мм. Их ассоциация включает *N. pachyderma sin.* (около 68–69%), *G. bulloides* (25%, из них крупные формы до 8% в кровле рассматриваемого интервала) и впервые появляющиеся *G. quinqueloba* (6%), а также единичные *G. uvula* и *G. glutinata*. По данным изучения изотопного состава кислорода планктонных и бентосных фораминифер и радиоуглеродных датировок (Gorbarenko et al., в печати), терминация последнего оледенения 1А, соответствующая ускоренному таянию ледников и подъему уровня моря (Fairbanks, 1989), отмечается в колонке В34-98

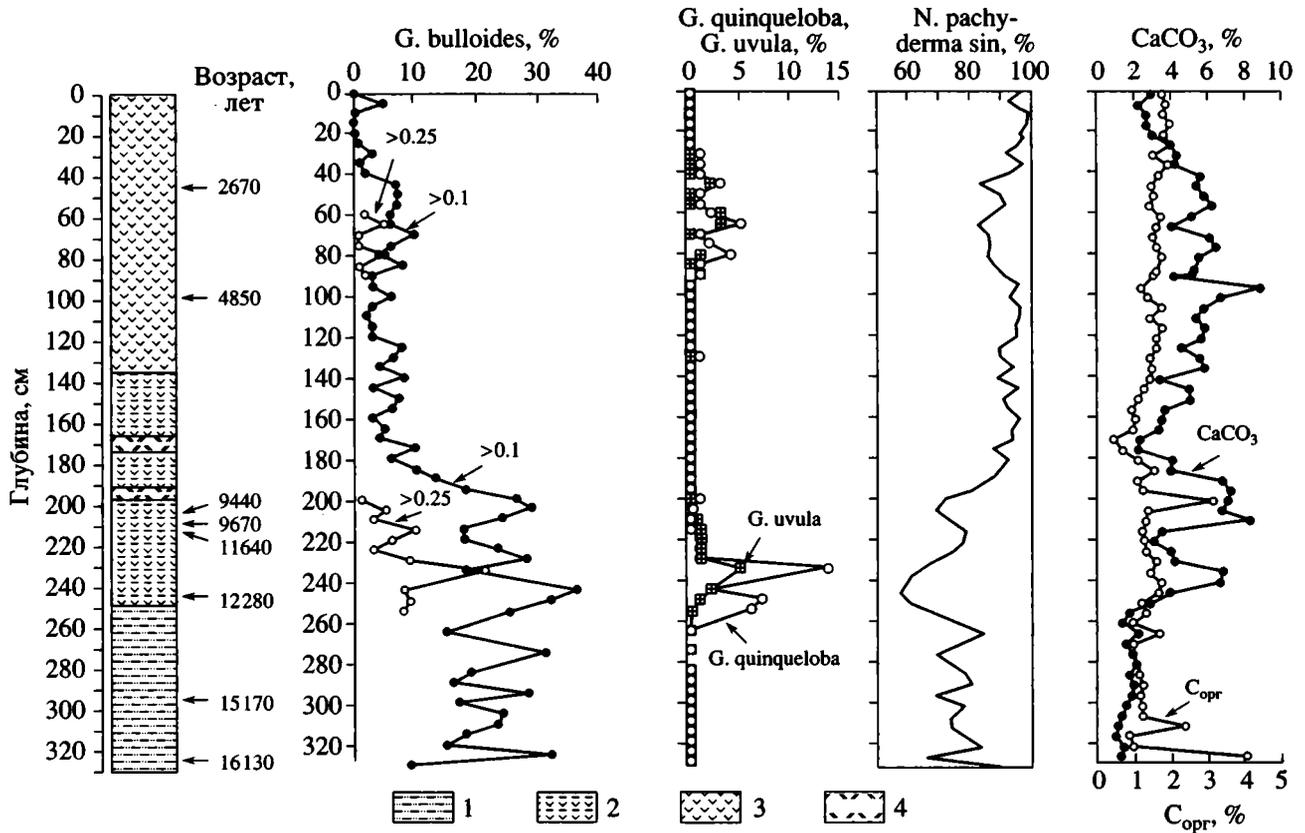


Рис. 3. Литология, возраст осадков, относительное содержание раковин некоторых видов планктонных фораминифер (экз./г сухого осадка), содержание $CaCO_3$, SiO_2 и $C_{орг}$ в (%) в осадках колонки В34-98.

1 – алевритовый терригенный ил; 2 – алевритово-пелитовый терригенно-биогеенный ил; 3 – пелитовый биогеенный (диатомовый) ил; 4 – вулканический пепел.

на глубине около 250 м. По времени – около 12500 лет назад – этот горизонт совпадает с глобальным потеплением Болинг Аллеред (?), а в осадках Охотского моря соответствует резкому увеличению содержания карбонатного и органического углерода. Как видно из приведенной характеристики, ассоциация планктонных фораминифер первой фазы дегляциации отличается от ледниковой более высокой продуктивностью, большим видовым разнообразием и более тепловодным составом. Относительная теплопроводность фораминифер подчеркивается появлением (в дополнение к упомянутым выше *Globigerina quinqueloba*, *Globigerinita uvula* и *G. glutinata*) вида *Globorotalia scitula* на уровне 235 см. Последний в настоящее время в Охотском море исключительно редок, а в Северной Пацифике известен только в ее восточной части (Bradshaw, 1959). Появление видов *G. uvula*, *G. glutinata* и *G. scitula* отмечено ранее также в разрезе колонки В34-90 в осадках, датированных 12280 лет назад (Горбаренко и др., 1998; Чеховская, Басов, 1999).

Содержание вида *Globigerina bulloides* в осадках терминации 1А колеблется не столь резко,

как во время ледниковья – от 18 до 32%. Одновременно содержание крупных (более 0.25 мм) форм испытывает существенные вариации, от 8–21% в слое 245–230 см, до 3.6% в слое 225–220 см. Заметную роль в ассоциации в это время играет *G. quinqueloba*, содержание которой варьируется от 1–2 до 6–14%.

Фораминиферы слоя 230–245 см, отвечающего наступлению терминации 1А, представлены, в основном, целыми раковинами. Обломков мало, на стенках раковин не видно следов разрушения, присутствуют мелкие прозрачные тонкостенные раковины, содержание которых на уровне 235 см достигает 13%. Встречены экземпляры *Neoglobobulimina pachyderma sin.* с пятью камерами, лопастные. Конец терминации 1А (слой 220–225 см) отмечен падением общих концентраций раковин и уменьшением доли мелких форм. Появляется много обломков, стенки раковин становятся хрупкими, вторично истонченными растворением. Таким образом, начальная стадия дегляциации характеризуется меньшей интенсивностью процессов растворения, в то время как завершаю-

щий период терминации 1А отмечен их активизацией.

Судя по углеродным датировкам и темпам осадконакопления, интервал 214–219 см совпадает с перерывом в осадконакоплении, продолжительность которого составляет около 2000 лет. Это нашло отражение также в резком увеличении на этом уровне терригенного алевритового материала в осадках.

В осадках интервала 214–175 см, отвечающего терминации 1В (возраст от 9760 до около 8000 лет назад), концентрации планктонных фораминифер выше, чем в осадках терминации 1А. При этом раковины хрупкие, со следами разрушения, вторично истонченные растворением. Отмечается очень много обломков, количество которых во фракции 0.1–0.05 мм достигает 40–50%, в то время как доля целых раковин размером 0.1–0.05 мм не превышает 1%.

Ассоциация планктонных фораминифер включает *Neogloboquadrina pachyderma* sin. (70–90%), *Globigerina bulloides* (5–35%), редкие *G. quinqueloba* и *Globigerinita uvula* (менее 1%), единичные *G. glutinata* и *Globorotalia scitula*.

Фораминиферы наиболее обильны в слое 214–195 см. Их раковины здесь составляют до 80–100% фракции 0.25–0.1 мм. Доля *Globigerina bulloides* достигает 28–34%, при этом содержание крупных раковин колеблется от 1 до 5–10%. Вверх по разрезу в интервале 195–175 см (конец терминации 1В) концентрации раковин фораминифер уменьшаются, их содержание во фракции 0.25–0.1 мм падает до 40–60%. Доля *G. bulloides* уменьшается от 18 до 6%, крупные формы редки.

Ассоциация планктонных фораминифер в осадках верхней части разреза (170–0 см), сформировавшихся в течение постдегляциации или последнего межледниковья (последние 8000 лет), отличается от более ранних еще большим доминированием *Neogloboquadrina pachyderma* sin. (до 90% и более) и уменьшением в несколько раз содержания *Globigerina bulloides*. Во второй половине этого периода становится более заметным присутствие *G. quinqueloba*. Облик раковин и состав ассоциаций свидетельствует об интенсивном растворении на дне. Раковины хрупкие, стенки истонченные растворением, мелкие экземпляры редки, часто единичны.

На фоне общего стабильного состава фораминифер в рассматриваемом интервале выделяются слои, несколько различающиеся по суммарной численности их раковин и относительному содержанию *Globigerina bulloides*, *G. quinqueloba*, *Globigerinita uvula*, а также по содержанию в осадках CaCO_3 и концентрации диатомей во фракции 0.25–0.1 мм.

Слой 130–170 см (8000–6000 лет назад) отмечен постепенным переходом от терригенных

осадков к биогенным карбонатно-кремнистым. Фракция 0.25–0.1 мм представлена, в основном, раковинами планктонных фораминифер. Содержание *Globigerina bulloides* меняется в пределах 3–8%, отмечены также единичные мелкие формы *G. quinqueloba*, *Globigerinita uvula*.

В слое 90–130 см (6000–4000 лет назад) наблюдается некоторое уменьшение роли *G. bulloides* (обычно менее 5%). Встречены также редкие крупные раковины *G. quinqueloba* и *G. uvula*. Фракция 0.25–0.1 мм состоит преимущественно из створок диатомей, хотя раковины фораминифер присутствуют еще в заметном количестве. Содержание CaCO_3 в осадках характеризуется максимальными для всего межледниковья значениями – до 9% (рис. 3).

Слой 45–90 см (4000–2470 лет назад) выделяется по уменьшению относительного содержания *Neogloboquadrina pachyderma* sin. (до 82–85%), увеличению доли *Globigerina quinqueloba* (1–5%), *G. bulloides* (4–10%) и *Globigerinita uvula* (1–3%). Среди последних отмечено увеличение содержания раковин размером более 0.25 мм. Встречены крупные экземпляры *N. pachyderma* sin. и *G. bulloides*, лопастные, несколько вытянутые и с дополнителными устьями. Содержание CaCO_3 несколько снижается, оставаясь тем не менее достаточно высоким (около 6%).

Верхний 45-сантиметровый слой осадков (последние 2470 лет) отмечен ростом, по сравнению с подстилающими осадками, относительной доли *Neogloboquadrina pachyderma* sin. (до 95–100%) и падением содержания *Globigerina bulloides* (до 5–7%), а также *G. quinqueloba* и *G. uvula* до их полного исчезновения. Содержание CaCO_3 в осадках уменьшается до 2–4%.

Наиболее значительные изменения в литологии происходят в интервале 135–90 см (6000–4000 лет назад), в пределах которого терригенные осадки полностью замещаются биогенными кремнистыми. Одновременно существенно меняется и состав планктонных фораминифер (увеличивается роль *Globigerina quinqueloba* и *Globigerinita uvula*, появляются крупные *Globigerina bulloides* и аномальные экземпляры *Neogloboquadrina pachyderma* sin.). Аналогичные изменения в литологии и составе фораминифер отмечены также в интервале 140–110 см (около 6000–4000 лет назад) на ст. В34-90 в районе поднятия Академии наук.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как видно из приведенной характеристики, ассоциации планктонных фораминифер, встречающиеся по разрезу колонки В34-98 в осадках всех рассматриваемых периодов (ледниковья, дегляциации и межледниковья), характеризуются плохой сохранностью. Повсеместно в составе фора-

минифер преобладает *Neogloboquadrina pachyderma* sin., содержание которой колеблется от 60 до около 100%. Вторым по значению видом является *Globigerina bulloides*, концентрации которой достигают заметных величин (30–35%) в осадках ледниковья и дегляциации. В отложениях постдегляциации (последние 8000 лет) ее содержание уменьшается в несколько раз. Акцессорные виды представлены правозавернутой разновидностью *N. pachyderma*, *Globigerina quinqueloba*, *Globigerinita uvula*. Их концентрации обычно не превышают 1%. Содержание последних двух видов заметно возрастает (до 5–15 и до 3–5% соответственно) в осадках, сформировавшихся в периоды от 12500 до 12000 и от 4000 до 2500 лет назад. Первый из этих периодов отмечен также появлением редких *Globorotalia scitula*.

Изменения в составе ассоциаций планктонных фораминифер по разрезу отражают смену гидрологических условий в юго-восточной части Охотского моря на протяжении последних 17000 лет, охватывающих заключительную стадию последнего ледниковья, дегляциацию и постдегляциацию (текущее межледниковье). Проведенный ранее анализ распределения планктонных фораминифер в разрезе осадков на южном склоне поднятия Академии наук в центральной части Охотского моря (Чеховская, Басов, 1999) выявил сходные изменения в составе и структуре их сообществ. Сравнение с этими данными позволяет более надежно судить об экологии различных видов и проводить реконструкцию гидрологических и гидрохимических условий в рассматриваемом районе.

Танатоценоз планктонных фораминифер в осадках последнего ледниковья формировался в условиях их низкой продуктивности в поверхностных водах и растворения раковин на дне. Не исключено, что в этих условиях состав ископаемого комплекса фораминифер может не отражать их первичную ассоциацию. На развитие процессов растворения в это время указывают низкие концентрации CaCO_3 в осадках и внешний облик раковин фораминифер. Как правило, они хрупкие, с сильно вторично истонченной стенкой, часто фрагментированные. Отсутствие в ледниковом комплексе фораминифер вида *Globigerina quinqueloba* также, вероятно, связано с растворением. Этот вид постоянно присутствует вместе с *Neogloboquadrina pachyderma* sin. и *Globigerina bulloides* в одновозрастных ледниковых осадках поднятия Академии наук в центральной части моря (ст. В34-90), где его содержание составляет 2–4%. В отличие от ст. В34-98, ассоциация планктонных фораминифер здесь характеризуется сравнительно хорошей сохранностью.

Различия в гидрологическом режиме в этих двух районах объясняются их разным географиче-

ским положением и, соответственно, разной степенью влияния тихоокеанских вод. Район ст. В34-98, расположенный вблизи северо-восточной части Курильской островной дуги, характеризуется высокой продуктивностью фитопланктона в связи с поступлением сюда из Тихого океана богатых биогенными элементами вод (Аржанова, Зубаревич, 1997). Современные ассоциации планктонных фораминифер в водах этого района также характеризуются максимальными концентрациями (Lipps, Warme, 1966). Можно с уверенностью предположить, что интенсивный водообмен с Тихим океаном мог существовать здесь и в ледниковое время, что должно было приводить к более высокой продуктивности поверхностных вод по сравнению с другими районами Охотского моря. Именно с такими периодами интенсификации притока тихоокеанских вод в данный район связаны повышенные концентрации диатомей в интервалах 295–290 и 325–315 см. Установлено, что в северной части Тихого океана более высокая продуктивность в поверхностных водах фитопланктона, включая диатомей, была характерна для ледникового периода (Sancetta, 1992; Gorbarenko, 1996). Относительно высокая биологическая продуктивность поверхностных вод данного региона в это время подтверждается также повышением, по сравнению с районом поднятия Академии наук, содержанием в осадках ледниковья органического углерода (более 1.0% углерода на вес сухого осадка, против 0.6–0.8%). Тем не менее температуры поверхностных вод были низкими. Это не могло не сказываться неблагоприятно на развитии планктонных фораминифер и их продуктивности.

Начало периода дегляциации (12500 лет назад), отмечено резкими изменениями как в продуктивности планктонных фораминифер, так и в составе их ассоциаций. Граница между ледниковыми осадками и осадками дегляциации четко выражена и легко устанавливается именно по резкому увеличению концентраций раковин. Численность фораминифер в осадках дегляциации (253–175 см) достигает максимальных для всего рассматриваемого периода значений. Резкое увеличение содержания раковин в осадках при незначительно меняющихся скоростях осадконакопления и соответственно разбавления, отражает интенсивность потока раковин на дно. В этот период в осадках заметно возрастает содержание CaCO_3 . Таким образом, можно говорить о заметном росте продуктивности поверхностных вод в данном районе в это время. Аналогичная тенденция была ранее установлена и для центральной части Охотского моря (Gorbarenko, 1996; Горбаренко и др., 1998; Чеховская, Басов, 1999).

Состав фораминифер в осадках дегляциации также резко меняется по сравнению с ледниковым, указывая на повышение температуры поверх-

ностных вод. В дополнение к *Neogloboquadrina pachyderma* и *Globigerina bulloides* здесь появляются *Globigerinita uvula*, *G. glutinata*, *Globorotalia scitula* и *Globigerina quinqueloba*, которые в незначительных количествах встречаются также в более поздних и современных осадках. Наиболее обильны последний из этих видов. Его появление и увеличение содержания в течение терминации 1А (12500–11640 лет назад) до 12% указывает на оживление циркуляции с повышением температуры вод. В Норвежско-Гренландском бассейне этот вид во время межледникового образует максимальные концентрации в периоды усиления гидродинамической активности (Bauch, 1992). Содержание *G. bulloides*, второго по обилию после *N. pachyderma* sin. вида, сопоставимо с тем, что наблюдалось в ледниковые (15–30%). Лишь в самом начале дегляциации его доля увеличивается до 40%. Вместе с тем ассоциация дегляциации отличается резким увеличением содержания крупных раковин *G. bulloides*, которые характерны для осеннего потока современного биоценоза (Alderman, 1996). Одновременно существенно уменьшается (до 60% и менее) роль левозавернутой *N. pachyderma*. Все эти события однозначно указывают на оживление поверхностной циркуляции и притока вод из Тихого океана в это время. Интересно отметить, что в осадках дегляциации на поднятии Академии наук, где распределение всей популяции *Globigerina bulloides* близко такому в рассматриваемом районе, подобного пика в распределении крупных экземпляров *G. bulloides* не наблюдалось.

Состав придонных вод в течение первой фазы дегляциации (терминация 1А) также испытывал существенные вариации. Воды ее ранней стадии характеризовались меньшей агрессивностью по отношению к карбонату кальция, чем в поздней. Это подтверждается лучшей сохранностью раковин фораминифер, их большей численностью и высоким содержанием CaCO_3 (более 6%). Ассоциация фораминифер периода, последовавшего за терминацией 1А (слой 220–225 см), более разрушена. Одновременно на фоне падения содержания CaCO_3 до 3% уменьшается их общая численность.

Сходные изменения были характерны и для второй фазы дегляциации (терминация 1В). В ее начале продуктивность фораминифер достигала, вероятно, высоких значений, что нашло отражение в высокой численности их раковин и высоком (до 8%) содержании в осадках CaCO_3 . Роль *Globigerina bulloides* в ассоциации этого времени несколько ниже, чем в течение первой фазы, но остается все же высокой (до 35%). Вместе с тем доля крупных раковин, этого вида заметно ниже (до 10%). В осадках конца второй фазы дегляциации численность раковин резко уменьшается и крупные раковины *G. bulloides* встречаются лишь в ка-

честве редких экземпляров. Одновременно содержание CaCO_3 и $C_{\text{орг}}$ в осадках падает (до 2 и 0.5%, соответственно). Все это свидетельствует об уменьшении продуктивности планктонных организмов в поверхностных водах, включая фораминифер. Уменьшение поступления раковин фораминифер на дно сопровождалось усилением процессов растворения и, как результат, ухудшением сохранности их ассоциации.

Описанные фазы дегляциации, отмеченные отрицательным сдвигом в изотопном составе раковин фораминифер (терминации T1A и T1B; Gorbarenko, 1996) и по времени совпадающие с эпизодами интенсивного таяния льда в Северной Атлантике (Duplessy et al., 1991), разделены кратковременным, но резким похолоданием позднего триаса, которому в изученной колонке соответствует перерыв в осадконакоплении.

Если исходить из состава планктонных фораминифер и их распределения по разрезу, условия постдегляциации (последние 8000 лет) в Охотском море в целом отличались большей стабильностью по сравнению с предыдущим периодом. Ассоциация фораминифер в осадках постдегляциации по всему разрезу почти полностью (до 95%) представлена раковинами *Neogloboquadrina pachyderma* sin., в резко подчиненном количестве постоянно присутствует *G. bulloides* (менее 10%). Раковины этих видов несут следы интенсивного растворения. В качестве акцессорных видов присутствуют *Globigerina quinqueloba*, *Globigerinita uvula*, *G. glutinata* и *Globorotalia scitula*. Тем не менее на фоне такого относительного единообразия состава фораминифер в этот период отмечаются определенные отклонения в их распределении по разрезу, которые в сочетании с литологическими признаками позволяют говорить об изменениях в условиях обитания и захоронения их ассоциаций.

Начало периода постдегляциации (8000–6000 лет назад, слой 135–175 см) отмечено относительно низкой, по сравнению с дегляциацией, численностью планктонных фораминифер и низким содержанием в осадках CaCO_3 (2%) и $C_{\text{орг}}$ (менее 0.5%). Ассоциация планктонных фораминифер этого времени включает, главным образом, *Neogloboquadrina pachyderma* sin., содержание которой колеблется от 89 до 97%, и редкие *N. pachyderma* dex. (1–2%) и *Globigerina bulloides* (2–8%). Последний вид представлен почти исключительно мелкими формами. Спорадически встречаются также единичные раковины *Globigerina quinqueloba* и *Globigerinita uvula*.

Аналогичные изменения в фораминиферной ассоциации отмечены также в центральной части Охотского моря (Чеховская, Басов, 1999). Такое синхронное снижение продуктивности планктонных фораминифер и изменение их состава в сторону большей холодноводности в двух разных

районах моря в это время связаны, вероятно, с некоторым похолоданием. Интересно отметить, что, по данным палинологического анализа (Naidina, 1998), в море Лаптевых этот период (8500–6300 лет назад) отмечен холодными условиями.

Концентрации CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках к концу этого интервала постепенно увеличиваются до 6 и 1.5%, соответственно, что отражает рост продуктивности поверхностных вод. Об этом же свидетельствует постепенное увеличение вверх по разрезу содержания в осадках биогенного кремнистого материала. В верхней части интервала появляются единичные крупные экземпляры *Globigerina quinqueloba*.

Рост продуктивности планктонных фораминифер продолжался и позднее, в период между 6000 и 4000 лет назад, когда суммарная численность планктонных фораминифер и содержание CaCO_3 достигают максимальных значений (рис. 3). В ассоциации фораминифер появляются единичные крупные экземпляры *Globigerina quinqueloba*, *Globigerinita uvula*, *G. glutinata*, *Globorotalia scitula*. В это же время биогенный материал (SiO_2 и CaCO_3) становится преобладающим компонентом осадков, составляя в сумме более 50%.

В разрезе ст. В34-90 этот период также отмечен пиком численности раковин планктонных фораминифер и содержания CaCO_3 в осадках, а также резким ростом продуктивности кремневых микроорганизмов в поверхностных водах и накоплением на дне больших объемов биогенного кремнезема. Как и в рассматриваемом районе, в осадках этого периода здесь увеличивается число крупных экземпляров *Globigerina quinqueloba* и появляются крупные формы видов *Globigerinita glutinata* и *G. uvula*. По данным изотопного анализа, данному интервалу в колонке ст. В34-90 отвечает отрицательный сдвиг $\delta^{18}\text{O}$ (0.5‰), что дало основание Горбаренко и др. (1998) выделить событие Т1С. Аналогичный сдвиг наблюдается в разрезе ст. В34-98.

Все эти события по времени совпадают с голоценовым климатическим оптимумом, установленным различными методами в разных районах. В Северной Атлантике рассматриваемый период характеризовался максимальными для голоцена летними температурами поверхностных вод (Bard et al., 1990; Koc Kapuz, Schrader, 1990; Baumann, Matthiessen, 1992). Согласно модели глобальной атмосферной циркуляции (СОНМАР-Members, 1988), летние температуры около 6000 лет назад были выше, чем в настоящее время. Существенное потепление в это время фиксируется также палинологическими данными в Арктике. По данным О.Д. Найдиной (Naidina, 1998), вторая половина атлантического периода (6200–4800 лет назад) в море Лаптевых отмечена увеличением в осадках древесной пыльцы, что указывает на зна-

чительное потепление. Палинологические данные фиксируют потепление также в Охотском море (Morley et al., 1991) и на о-ве Хоккайдо (Tsukada, 1988).

Как показано выше, состав планктонных фораминифер в изученном районе в это время не претерпел особых изменений. На повышение температуры поверхностных вод указывает лишь некоторое увеличение численности крупных экземпляров *Globigerina quinqueloba* и появления крупных раковин *Globigerinita glutinata* и *G. uvula*. Климатический оптимум голоцена (6000–4000 лет назад) здесь нашел отражение, главным образом, в росте продуктивности планктонных фораминифер (увеличение численности и содержания CaCO_3) и кремневого фитопланктона. Особенно резким был рост продуктивности диатомей, которые в течение этого времени приобрели осадкообразующую роль.

Такой скачок в кремненакоплении, вероятно, связан с изменением ледового режима в Охотском море и миграцией к северу границы распространения морских льдов. В настоящее время весенний (май–июнь) пик продуцирования биогенного кремнезема, который обеспечивает 80% среднегодовой продукции SiO_2 , совпадает с началом прогрева и стратификации вод (Аржанова, Зубаревич, 1997). Как было установлено (Keigwin et al., 1992), в северо-западной части Тихого океана (ст. RAMA 44-PC) увеличение концентрации биогенного опала в осадках от 10 до 40%, а также численности планктонных фораминифер и содержания CaCO_3 (от 1 до 15%) совпадает с началом дегляциации (терминация 1А). В Охотском море ледниковые и, вероятно, дегляциация характеризовались более длительным, по сравнению с современным, зимним периодом и поэтому весенний сезон “цветения” фитопланктона не был выражен. Ледовый режим и гидрологические условия, близкие к современным, установились здесь, вероятно, именно в период от 6000 до 4000 лет назад. Интересно отметить, что, по данным палинологического анализа (Naidina, 1998), климатические условия последних 4700 лет в районе моря Лаптевых были близки к современным и испытывали лишь незначительные колебания.

В осадках, отвечающих периоду от 4000 до 2740 лет назад, относительное содержание раковин *Neogloboquadrina pachyderma* sin. снижается до 85% и менее. Одновременно заметно возрастает роль *Globigerina quinqueloba* (до 5%), *Globigerinita uvula* (до 3%) и крупных *Globigerina bulloides* (до 10%). Такой состав фораминифероидной ассоциации, вероятно, указывает на интенсификацию потепления вод из Тихого океана.

Придонные воды последних 2470 лет характеризовались наибольшей агрессивностью по отношению к карбонату кальция, содержание которого

го вверх по разрезу постепенно уменьшается от 6 до 2%. Ассоциация фораминифер этого времени практически целиком состоит из *Neogloboquadripa pachyderma sin.*, сопровождаемой редкими *Globigerina bulloides* и *G. quinqueloba*. *Globigerinita uvula*, *G. glutinata* и *Globorotalia scitula*, постоянно присутствующие в подстилающих осадках, здесь не встречены; в осадках последних 1500 лет исчезают также *G. quinqueloba* и *G. bulloides*. Редкие раковины последнего вида обнаружены лишь в интервале 5–10 см.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ *GLOBIGERINITA UVULA*, *G. GLUTINATA*, *GLOBOROTALIA SCITULA*

Виды *Globigerinita uvula*, *G. glutinata* и *Globorotalia scitula* являются наиболее тепловодными среди планктонных фораминифер, населяющих воды современного Охотского моря (Lipps, Warne, 1966). На тепловодный характер этих видов указывает также их распределение в верхнеплейстоценовых–голоценовых осадках центральной и юго-восточной частей бассейна. В осадках ледниковья эти виды здесь не встречены. Хотя в современном океане они обычно малочисленны и относительно слабо устойчивы к растворению, их отсутствие в терригенных осадках ледниковья вряд ли можно объяснить влиянием процессов растворения. В Охотском море они не встречены в ледниковых осадках ни в разрезе ст. В34–98, где ассоциация фораминифер несет следы интенсивного растворения, ни в осадках ст. В34–90 в слоях с их хорошо сохранившимся комплексом (Чеховская, Басов, 1999).

В настоящее время все три вида обитают в северной части Тихого океана. *Globigerinita glutinata* и *G. uvula* постоянно присутствуют в водах северо-западной части Тихого океана (Reynolds, Thunell, 1985; Sautter, Thunell, 1989). Последний вид в районе Курильской гряды образует концентрации более 20% (Bradshaw, 1959). *Globorotalia scitula* с апреля по октябрь присутствует в биоценозе северо-восточной Пацифики, куда она приносится из умеренной зоны с началом весеннего потепления (Reynolds, Thunell, 1985).

Отсутствие этих видов в Охотском море в осадках ледниковья объясняется скорее всего тем, что во время оледенения северные границы ареалов этих видов простирались в океане южнее и находились вне районов распространения Восточно-Камчатского течения и течения Ойасио в северо-западной части Тихого океана. Реконструкция температур для северо-западной части Тихого океана показывает, что 18000 лет назад температуры поверхностных вод здесь (включая Охотское море) были на 2°C ниже современных (Moore et al., 1980, фиг. 6, 8). Такое понижение температуры поверхностных вод в высокоширот-

ной области имело, особенно в зимний сезон, критическое значение. Оно приводило к тому, что изотерма 0°C в зимнее время отодвигалась от Курильских островов и Камчатки далеко на восток и на юг, достигая северной оконечности о. Хонсю (Moore et al., 1989, фиг. 5–8). Исходя из этого, можно предположить, что неблагоприятные условия и, возможно, ледовый режим в северо-западной части Тихого океана в ледниковье обусловили значительное обеднение и, вероятно, сужение ареалов *Globigerinita uvula*, *G. glutinata* и *Globorotalia scitula*. В настоящее время наблюдается сезонное сужение ареала *G. scitula* в субарктической области Тихого океана (Reynolds, Thunell, 1985).

В разрезе ст. В34–98 *Globigerinita uvula*, *G. glutinata* и *Globorotalia scitula* появляются одновременно на уровне около 250 см, отвечающем началу терминации 1А (около 12280 лет назад). На поднятии Академии наук (ст. В34–90) на этом же уровне (12180 лет назад) появляются *Globigerinita uvula* и *Globorotalia scitula* (*Globigerinita glutinata* появляется несколько позже, во время терминации 1В). Такое синхронное появление этих видов в центральной и юго-восточной частях моря указывает на быстрое и существенное потепление и повышение поверхностных температур в рассматриваемом районе, возможно, в результате проникновения сюда вод из Тихого океана.

Хотя вид *Globorotalia scitula* описан в современном биоценозе только в северо-восточной части Тихого океана и не найден в планктонных ловах из Северо-Западной Пацифики (Bradshaw, 1959), мы предполагаем, что его появление в Охотском море в начале дегляциации связано с водами Тихого океана. Глубина пролива Соя, через который тепловодные виды из Японского моря проникают в настоящее время в Охотское море (Щедрина, 1953; Lipps, Warne, 1966) и через который, как предполагалось (Беляева, Бурмистрова, 1997), сюда проникла в начале дегляциации *G. scitula*, не превышает 50 м и, таким образом, во время терминации 1А, когда уровень моря предположительно был ниже на 80–90 м (Fairbanks, 1989), он скорее всего был закрыт. По нашим данным, редкие экземпляры *G. scitula* присутствуют вместе с *Globigerinita glutinata*, *G. uvula* в восточной части Берингова моря (ст. G-11) в осадках ледниковья и выше (22370 лет назад и моложе; Gorbarenko, 1996). В осадках дегляциации содержание последних двух видов заметно возрастает, в то время как *G. scitula* продолжает встречаться в единичных экземплярах. Очевидно, что даже во время ледниковья эти виды в летний сезон могли проникать на север, как это наблюдается в настоящее время. Можно предположить, что с наступлением дегляциации, потеплением и усилением циркуляции они могли заноситься антициклоническим течением в западную часть Берингова моря, а оттуда – с

Камчатским течением в Охотское море. Температуры подповерхностных вод (на глубине 30 м) в северо-западной части Берингова моря, в районе Камчатского течения и в Охотском море близки (Levitus, 1982). Все это может свидетельствовать в пользу нашего предположения. Тем не менее, пока этот вид не встречен в водах или осадках северо-западной части Тихого океана, возможность его миграции из Японского моря, что предполагалось ранее (Беляева, Бурмистрова, 1997), полностью нельзя исключить.

АССОЦИАЦИЯ ЛЕДНИКОВЬЯ – ДЕГЛЯЦИАЦИИ И СОВРЕМЕННЫЙ БИОЦЕНОЗ

Проведенный анализ показывает, что в изученном районе Охотского моря ассоциация планктонных фораминифер, встречаемая в осадках конца последнего ледникового и дегляциации (16130–8000 лет назад), существенно отличается от таковой в осадках межледникового. Характерной особенностью их состава в осадках ледникового и дегляциации является резкое доминирование левозавитой формы *Neogloboquadrina pachyderma* и *Globigerina bulloides*. При этом содержание последнего вида в отдельных образцах составляет более 30%. В то же время, в осадках межледникового раковины *G. bulloides* никогда не превышают 10%, обычно составляя 3–6%. Аналогичная ситуация характерна также и для центральной части Охотского моря (Чеховская, Басов, 1999).

В последней публикации, касаясь этого вопроса, мы предположили, вслед за Дж. Морли с соавторами (Morley et al., 1991), что подобные отличия в ассоциации планктонных микроорганизмов могли быть связаны с различиями в гидрологической структуре бассейна в эти периоды. Последние данные по современному биоценозу планктонных фораминифер Охотского моря, полученные с помощью седиментационной ловушки, показывают, что такая связь, несомненно, существует, но картина могла быть гораздо сложнее. В своей диссертации, посвященной современному сообществу планктонных фораминифер в водах центральной части бассейна, С. Олдермэн (Alderman, 1996) показала, что в настоящее время эти два вида также резко доминируют, причем доля *Globigerina bulloides* достигает 31%. Таким образом, ледниковая и дегляциальная ассоциации фораминифер по содержанию этих видов оказываются почти идентичными с современной, что может свидетельствовать скорее о сходстве, чем о различии между гидрологическим режимом в настоящее время и тем, который существовал в ледниковый и дегляциальный периоды.

Продуктивность поверхностных вод на протяжении почти всего межледникового была существенно выше, чем в ледниковье. Это проявляется

прежде всего в бурном развитии, начиная приблизительно с 6000 лет назад, кремневого фитопланктона и формировании на дне биогенных кремнистых осадков (диатомовые илы). В ледниковых осадках отмечены лишь отдельные прослойки терригенных осадков, обогащенных диатомеями, формирование которых было, вероятно, связано с усилением инъекций тихоокеанских вод. Такие изменения в продуктивности поверхностных вод, которая зависит от их химических свойств и структуры, являются свидетельством эволюции гидрологического режима.

Необходимым условием развития фитопланктона, помимо обогащения вод биогенными элементами, является существование устойчивой стратификации поверхностных вод (Аржанова, Зубаревич, 1997; Smith, Nelson, 1985). В настоящее время развитие фитопланктона в Охотском море активизируется в конце марта, когда в результате весеннего прогрева и опреснения при таянии морских льдов формируется устойчивая стратификация поверхностных вод, богатых после зимнего перемешивания биогенными элементами (Аржанова, Зубаревич, 1997).

Как упоминалось выше, зимние и летние температуры поверхностных вод в Охотском море, согласно оценке Т. Мура с соавторами (Moore et al., 1980), во время максимума последнего ледникового (18000 лет назад) были всего на 2°C ниже современных, т.е. в августе они достигали 10–12°C. Это позволяет предполагать, что сезонная стратификация поверхностных вод могла существовать также в ледниковье (и во время дегляциации). По-видимому, развитию фитопланктона в это время препятствовали какие-то другие причины. Учитывая, что в настоящее время максимальная продуктивность фитопланктона характерна для весенне-летнего периода вегетации (Аржанова, Зубаревич, 1997), это было обусловлено скорее всего большей продолжительностью зимнего периода. В то же время условия в осенний период, на который приходится пик продуктивности планктонных фораминифер (Alderman, 1996) и который определяет соотношение видов в биоценозе, были сходными с современными.

По совместной встречаемости полярного вида *Neogloboquadrina pachyderma* sin. (57%) и более тепловодного вида умеренных широт *Globigerina bulloides* (31%), структура современной ассоциации планктонных фораминифер Охотского моря отличается от таковой субарктической области Тихого океана, несмотря на их близкий состав. Другая отличительная черта – преобладающее развитие левозавернутой формы *N. pachyderma* (98%) по сравнению с ее правозавернутой разновидностью вне зависимости от сезона даже при высоких температурах поверхностных вод (до 14.8°C). Такое соотношение типично для существ-

венно более низких температур. Как считает С. Олдерман (Alderman, 1996), подобный состав ассоциации фораминифер Охотского моря связан с хорошо выраженной сезонностью бассейна, сильной стратификацией поверхностных вод и их высокой продуктивностью. По ее данным, предшественники *N. pachyderma sin.* и *G. bulloides* в Охотском море строят свою раковину на глубинах 20–40 м при температурах вод 2–7 и 0.5–5°C, соответственно (Alderman, 1996). В Северной Атлантике смена направления завивания у *N. pachyderma* с правостороннего на левостороннее происходит при температуре вод менее 8°C (Ostermann et al., 1998). Ранее отмечалось также (Reynolds, Thunell, 1985), что продуктивность планктонных фораминифер, в частности, *G. bulloides*, может контролироваться не только температурными условиями, но и наличием пищи. Высокие концентрации видов *N. pachyderma*, *G. bulloides* и *G. quinqueloba*, связанные, как считается, с выраженной сезонностью и высокой продуктивностью поверхностных вод бассейна, описаны для района Калифорнийского течения (Ortiz et al., 1995) и осадков стадии 3 (25–50 тыс. лет назад) Северной Атлантики (Oppo et al., 1995). Следует отметить, что из перечисленных потенциальных факторов, от которых зависит развитие *G. bulloides*, не менее трех (стратификация, выраженная сезонность и низкие температуры) по всей вероятности были свойственны поверхностным водам Охотского моря в ледниковое время.

Очевидно, что океанографическая ситуация, близкая современной, существует в Охотском море, по крайней мере, на протяжении последних 4000 лет. Это значит, что состав и структура ассоциации планктонных фораминифер в осадках второй половины межледниковья должны быть близки таковым их современного сообщества. Их несоответствие свидетельствует о том, что значительная часть раковин *Globigerina bulloides* скорее всего не сохранилась в осадках в связи с интенсивным развитием процессов растворения в придонном слое. Хотя признаки растворения раковин планктонных фораминифер в данном районе наблюдаются по всему изученному разрезу, наиболее выраженными они становятся с наступлением дегляциации. Более того, как упоминалось выше, осадки начальных фаз двух ступеней дегляциации (терминации 1А и 1В) характеризуются лучшей сохранностью фораминиферовой ассоциации, чем осадки, накопившиеся во время заключительных фаз дегляциации. И именно в осадках начальных фаз высока доля раковин *G. bulloides*, в том числе их крупных форм. В отличие от упоминавшихся выше районов Калифорнийского течения и Северной Атлантики, высокая продуктивность поверхностных вод в Охотском море во время межледниковья оказывает скорее негативное влияние на численность раковин *Globigerina bulloides*,

усиливая процессы растворения на дне в результате интенсивного поступления органического вещества в осадки и его окисления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Количественный и качественный анализ планктонных фораминифер, содержащихся в верхнеплейстоценовых–голоценовых осадках юго-восточной части Охотского моря, позволил выявить несколько ассоциаций, различающихся по общему видовому составу и структуре и соответствующих определенным этапам гидрологической эволюции бассейна.

В конце ледникового периода (16300–12500 лет назад) ассоциация фораминифер была представлена всего двумя видами: *Neogloboquadrina pachyderma sin.* и *Globigerina bulloides*. Такое необычное сочетание полярного (первый) и относительно тепловодного (второй) видов отличает ее от всех известных высокоширотных фораминиферо-ассоциаций и делает практически идентичной таковой в современных ловах в Охотском море (Alderman, 1996). Это дает основание предположить, что несмотря на более низкие температуры поверхностных вод, по некоторым параметрам (четкая стратификация поверхностного слоя, хорошо выраженная сезонность, наличие пищи), которые важны для развития этих видов (Reynolds, Thunell, 1985; Oppo et al., 1995; Ortiz et al., 1995; Alderman, 1996), гидрологическая структура поверхностного слоя в ледниковье по крайней мере в течение летне-осеннего сезона была близка современной.

В составе фораминифер дегляциации резко доминируют те же виды, что и в ледниковье. Их разнообразие увеличивается за счет появления в подчиненном количестве *Globigerinita uvula*, *G. glutinata*, *Globorotatia scitula* и *Globigerina quinqueloba*. Одновременно резко возрастает содержание крупных раковин *Globigerina bulloides*, которые в современном биоценозе характерны для осеннего потока (Alderman, 1996), при уменьшении роли левозавернутой *Neogloboquadrina pachyderma*. Все это свидетельствует о повышении температуры поверхностных вод и, возможно, об усилении циркуляции и притока тихоокеанских вод.

Распределение фораминифер в осадках дегляциации (12500–8000 лет назад) отражает ее двухступенчатый характер: периоды с относительно разнообразной и тепловодной ассоциацией планктонных фораминифер, соответствующие изотопным событиям T1A и T1B (Gorbarenko, 1996), разделены кратковременным похолоданием позднего дриаса, отмеченным более холодноводным составом фораминифер, их более низкой продуктивностью и совпадающим в изученной колонке с перерывом в осадконакоплении (Gorbarenko et al.,

в печати). Гидрологические и климатические изменения на протяжении дегляциации находят также отражение в распределении S_{org} и $CaCO_3$ в осадках.

Ассоциация планктонных фораминифер в осадках постдегляциации или межледниковья (последние 8000 лет) отличается стабильностью, будучи представленной на 80–90% и более раковинами *Neogloboquadrina pachyderma* sin., сопровождаемыми редкими или единичными экземплярами относительно более тепловодных видов (*Globigerina bulloides*, *G. quinqueloba*, *Globigerinita uvula*, *G. glutinata*, *Globorotalia scitula*). На этом фоне выделяются периоды увеличения и уменьшения содержания последних, которые соответствуют эпизодам относительного потепления и похолодания. Наиболее тепловодные условия, вероятно, были характерны для периода 6000–4000 лет назад (голоценовый оптимум), который отмечен, наряду с относительно тепловодным составом фораминифер (появляются крупные экземпляры *G. quinqueloba*, *G. uvula*, *G. glutinata*, *Globorotalia scitula*), быстрым ростом продуктивности известкового и, особенно, кремневого планктона в поверхностных водах.

Низкое содержание в осадках межледниковья раковин *Globigerina bulloides*, которое в современном биоценозе и в ассоциации ледниковья и дегляциации достигает 30% и более, скорее всего, указывает на интенсивные процессы растворения карбоната кальция на дне Охотского моря в это время.

Авторы выражают благодарность Т.А. Хусид и И.Г. Юшиной за плодотворные дискуссии при подготовке статьи к печати. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 97-05-64924, 99-05-65604 и 99-05-64533).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аржанова Н.В., Зубаревич В.Л. Сезонные изменения биоенных элементов в Охотском море как основа для оценки продукции фитопланктона // Экология морей России. Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. М.: ВНИРО, 1997. С. 92–97.
- Беляева Н.В., Бурмистрова И.И. К палеогидрологии Охотского моря в последние 60 тыс. лет // Океанология. 1997. Т. 37. № 3. С. 432–440.
- Горбаренко С.А., Чеховская М.П., Соутон Дж.Р. О палеосреде центральной части Охотского моря во время последнего оледенения–голоцена // Океанология. 1998. Т. 38. № 2. С. 305–308.
- Морошкин К.В. Водные массы Охотского моря. М.: Наука, 1966. 67 с.
- Саидова Х.М. Количественное распределение фораминифер в Охотском море // Докл. АН СССР. 1957. Т. 114. № 6. С. 1302–1305.
- Саидова Х.М. Экология и палеогеография Дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 263 с.
- Чеховская М.П., Басов И.А. Планктонные фораминиферы в осадках юго-восточной части Охотского моря (последние 20000 лет) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 104–115.
- Щедрина З.Г. Новые данные по фауне фораминифер Охотского моря и ее распределению // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1953. Т. 18. С. 12–32.
- Alderman S.E. Planktonic Foraminifera in the Sea of Okhotsk: Population and Stable Isotopic Analysis from a Sediment Trap. Massachusetts Institute of Technology. Woods Hole Oceanographic Institution. Thesis for the degree of Master of Science. 1996. P. 1–88.
- Bard E., Labeyrie L.D., Pichon J.-J., et al. The last deglaciation in the Southern and Northern Hemispheres: A comparison based on oxygen isotope, sea surface temperature estimates, and accelerator ^{14}C dating from deep-sea sediments / Eds Bleil U., Theide J. Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. (NATO Advanced Workshop; ASI Ser., 308). Kluwer, Dordrecht, 1990. P. 405–415.
- Bauch H.A. Test size variation of planktonic foraminifera as response to climate changes // Fourth International conference of Paleoceanography. ICP IV. Kiel, Germany, 1992. P. 56.
- Baumann K.H., Matthiessen J. Variations in surface water mass conditions in the Norwegian Sea: Evidence from Holocene coccolith and dinoflagellate cyst assemblages // Marine Micropaleontology. 1992. V. 20. № 2. P. 129–146.
- Be A.W.H. Ecological, Zoogeographic and Taxonomic Review of Recent Planktonic Foraminifera // Oceanic Micropaleontology. London: Academic Press, 1977. V. 1. P. 1–100.
- Bradshaw J.S. Ecology of living planktonic foraminifera in the North and Equatorial Pacific ocean // Contrib. Cush. Found. Foram. Research. 1959. V. X. Part 2. P. 25–64.
- COHMAP-Members. Climatic changes of the last 18000 years // Science. 1988. № 241. P. 1042–1052.
- Dodimead A.J., Favorite F., Hirano T. Salmon of the North Pacific Ocean-II, Review of oceanography of the Subarctic Pacific region // Bull. Int. North Pacific Comm. 1963. V. 13. P. 1–195.
- Duplessy J.C., Bard E., Arnold M. et al. How fast did the ocean-atmosphere system run during the last deglaciation? // Earth Planet. Sci. Letters. 1991. V. 103. P. 27–40.
- Fairbanks R.G. A. 17000-year glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation // Nature. 1989. V. 342. P. 637–642.
- Gorbarenko S.A. Stable isotope and lithologic evidence of Late-Glacial and Holocene Oceanography of Northwestern Pacific and Its Marginal Seas // Quaternary Res. 1996. V. 46. P. 230–250.
- Gorbarenko S.A., Khusid T.A., Basov I.A. et al. The paleoenvironment of the south-eastern part of the Okhotsk Sea during last glaciation-Holocene: evidence by geochemical and paleontological data // Paleogeogr., Paleoclimat., Paleocol. (в печати).
- Keigwin L.D., Jones G.A., Froelich P.N. A. 15000-year paleoenvironmental record from Meiji Seamount, far northwestern Pacific // Earth Planet. Sci. Letters. 1992. № 111. P. 425–440.

- Koc Kapuz N., Schrader H.* Surface sediment diatom distribution and Holocene paleotemperature variations in the Greenland, Iceland and Norwegian Sea // *Paleoceanography*. 1990. № 5. P. 557–580.
- Levitus S.* Climatological Atlas of the World Ocean // NOAA Prof. Pap. 13. 1982. P. 1–173.
- Lipps J.Y., Warme J.E.* Planktonic foraminiferal biofacies in the Okhotsk Sea // *Contrib. Cush. Found. Foram. Research*. 1966. V. XVII. Part 4. P. 125–134.
- Moore C.Jr., Burckle L.H., Geitzenauer K. et al.* The reconstruction of sea surface temperature in the Pacific ocean of 18000 B.P. // *Marine Micropaleontology*. 1980. № 5. P. 215–247.
- Morley J.S., Hays J.D.* Oceanographic conditions associated with high abundances of radiolarian *Cycladophora davisiana* // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1983. № 66. P. 63–72.
- Morley J.J., Heusser L.E., Shackleton N.J.* Late Pleistocene/Holocene radiolarian and pollen records from sediments in the Sea of Okhotsk // *Paleoceanography*. 1991. V. 6. № 1. P. 121–131.
- Naidina O.D.* Palynological Evidence of Holocene Climatic Changes in Arctic Siberia // *Paleoenvironmental changes along the northeastern Siberia margin since the last glacial maximum*. ADU Fall Meeting, San Francisco, December 6–10. EOS Transactions. 1998. V. 79. № 45. P. 500.
- Oppo D.W., Lehman S.J.* Suborbital timescale variability of North Atlantic Deep Water during the past 200000 years // *Paleoceanography*. 1995. V. 10. № 5. P. 901–910.
- Ortiz J.D., Mix A.C., Collier R.W.* Environmental control of living symbiotic foraminifera of the California Current // *Paleoceanography*. 1995. V. 10. № 6. P. 987–1009.
- Ostermann D.R., Curry W.B., Oafsson J., Honjo S.* Variability of foraminiferal flux and isotopic composition at sites around Iceland and the Sea of Okhotsk, with a special focus on *N. pachyderma* (sinistral and dextral), and *G. quinqueloba* // 6th International Conference of Paleoceanography. 1998. August 24–28. Portugal. Lisbon, 1998. P. 180.
- Reynolds L.A., Thunell R.C.* Seasonal succession of planktonic foraminifera in the subpolar North Pacific // *J. Foram. Res.* 1985. V. 15. P. 282–301.
- Sancetta C., Silvestri S.* Pliocene-Pleistocene Evolution of the North Pacific Ocean-Atmosphere System, Interpreted from Diatoms // *Paleoceanography*. 1986. V. 1 № 2. P. 163–180.
- Sancetta C.* Primary production in the glacial North Atlantic and North Pacific // *Nature*. 1992. V. 360. P. 249–251.
- Sautter L.R., Thunell R.C.* Seasonal succession of planktonic foraminifera: results from a four-year timeseries sediment trap experiment in the Northeast Pacific // *J. Foram. Res.* 1989. V. 19. № 4. P. 253–267.
- Shiga Kenji, Koizumi Itaru.* Latest Quaternary oceanographic changes in the Okhotsk Sea based on diatom records // *Marine Micropaleontology* (in press).
- Smith W.O., Nelson D.M.* Phytoplankton Bloom Produced by a Receding Ice Edge in the Ross Sea: Spatial Coherence with the Density Field // *Science*. 1985. V. 227. P. 163–166.
- Southon J.R., Kashgarian M., Gorbarenko S. et al.* Calcite dissolution and the radiocarbon age of pre-bomb surface water in North Pacific coastal region. EOC. Transaction. Amer. Geophys. Union. 1993. P. 198.
- Thunell R.C., Honjo S.* Seasonal and interannual changes in planktonic foraminiferal production in the North Pacific // *Nature*. 1987. V. 328. P. 335–337.
- Tsukada M.* Japan // *Vegetation History* / Eds Huntley B., Webb T. Boston: Kluwer, 1988. P. 459–518.

Рецензенты Л.А. Невеская,
В.А. Крашенинников

Сдано в набор 30.03.2001 г.

Подписано к печати 04.06.2001 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 3.6 тыс.

Уч.-изд. л. 14.9

Бум. л. 7.0

Тираж 251 экз.

Зак. 2289

Свидетельство о регистрации № 0110182 от 04.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредители: Российская академия наук,

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН

Адрес издателя: 117997, Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Глубокоуважаемые читатели!

Ученым, специалистам, преподавателям вузов, аспирантам и студентам великим подспорьем в труде всегда служили и будут служить научные статьи и книги. Помочь им, а также работникам библиотек правильно и оперативно ориентироваться в издательских проектах призван журнал “Научная книга”, с 1998 г. выпускаемый четыре раза в год издательством “Наука”.

Журнал “Научная книга”:

- это достоверный источник информации о сегодняшнем дне российской науки;
- это оперативные и надежные сведения “из первых рук” о публикациях отечественных ученых и специалистов;
- это верный компас в море общеакадемических, региональных и институтских издательских проектов.

Журнал “Научная книга”:

- это профессиональная трибуна издателей, полиграфистов, распространителей научной книги;
- это интересные, часто уникальные материалы из истории издательской деятельности как Российской академии наук, так и книгоиздания страны, а также по актуальным проблемам книговедения;
- это самые последние официальные материалы и нормативные документы, регламентирующие профессиональную деятельность российских издателей, полиграфистов, книгораспространителей.

Журнал “Научная книга”:

- это увлекательный рассказ о рождении и жизни научной книги на всех этапах ее развития: от “чернильницы” автора до полки книжного магазина, библиотеки и до рук ученого, специалиста, любителя научной книги;
- это самая свежая информация о состоявшихся в стране и за рубежом книжных и полиграфических выставках, ярмарках, о презентациях новых интересных изданий;
- это своеобразная “путеводная звезда” в мире научной литературы для ученых, специалистов и всех книголюбов.

Журнал можно выписать по Объединенному каталогу “Пресса России”, т. 1, индекс 26099. Возможно также оформление подписки непосредственно в издательстве “Наука”, тел. (095) 334-74-50.

Отдельные номера журнала можно приобрести в фирме “Наука-Инициатива”, тел. (095) 334-98-59, а также в редакции (117997, г. Москва, ул. Профсоюзная, д. 90, к. 327, тел./факс (095) 334-75-21).

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”

Подписка на академические журналы издательства “Наука” в I полугодии 2002 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась во II полугодии 2001 г., – по ценам Объединенного Каталога Прессы России “Подписка-2002” (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются государственным научно-исследовательским организациям Российской академии наук, а также их сотрудникам. В связи с недостаточностью бюджетного финансирования подписка для других учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях.

Индивидуальные подписчики академических организаций смогут оформить подписку по специальным ценам, **предъявив служебное удостоверение**. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу “Один специалист – одна подписка”.

Коллективные подписчики академических организаций, перечисленные выше, для оформления своего заказа должны будут направить в издательство “Наука” надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО “Агентство подписки и розницы” (АПР).

Учреждения РАН, специализирующиеся на комплектовании научных библиотек **академических организаций** (БАН, БЕН, ИНИОН), могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на I полугодие 2002 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР при предыдущем оформлении подписки.

Бланки заказов как коллективных, так и индивидуальных подписчиков **будут приниматься только с печатью организации** (оттиск должен быть четким и читаемым).

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов издательства “Наука”, имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117997, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

В конце этого номера журнала публикуются бланки заявок с указанием цены подписки, доставляемой по Вашему адресу.

Издательство “Наука”

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Агрохимия
 Автоматика и телемеханика*
 Акустический журнал*
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 Вопросы ихтиологии*
 Вопросы философии
 Вопросы языкознания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геология рудных месторождений*
 Геомagnetизм и аэрономия*
 Геоморфология
 Геотектоника*
 Геохимия*
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия*
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал научной и прикладной фотографии
 Журнал неорганической химии*
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии*
 Журнал органической химии*
 Журнал прикладной химии*
 Журнал технической физики*
 Журнал физической химии*
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
 Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Защита металлов*
 Земля и Вселенная
 Зоологический журнал
 Известия АН. Механика жидкости и газа
 Известия АН. Механика твердого тела
 Известия АН. Серия биологическая*
 Известия АН. Серия географическая
 Известия АН. Серия литературы и языка
 Известия АН. Серия физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология и радиоэкология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Российская археология
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 Теоретические основы химической технологии*
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института им. В.А. Стеклова*
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли*
 Физика и техника полупроводников*
 Физика и химия стекла*
 Физика металлов и металловедение*
 Физика плазмы*
 Физика твердого тела*
 Физиология растений*
 Физиология человека*
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 Экология*
 Экономика и математические методы
 Электрохимия*
 Энергия, экономика, техника, экология
 Этнографическое обозрение
 Энтомологическое обозрение*
 Ядерная физика*

* Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке