

ISSN 0869-592X

Том 8, Номер 1

Январь - Февраль 2000



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



<http://www.maik.rssi.ru>



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 8 № 1 2000 Январь–Февраль

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. Бибилова,
Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда,
В. А. Захаров, Д. Кальо, Л. А. Невеская, А. Г. Пономаренко,
Ю. Ремане, А. Ю. Розанов, Б. А. Соколов, Сунь Вейго, В. Е. Хаин,
К. Чинзей, Н. М. Чумаков**

Зав. редакцией **Т. В. Тришкина**

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Том 8, номер 1, 2000

Геохронология, распространение и объем оледенения Земли в последний ледниковый максимум в свете новых данных <i>А. А. Величко, Ю. М. Кононов, М. А. Фаустова</i>	3
Среднерифейский бассейн осадконакопления области сочленения Русской платформы и Южного Урала: литологические и фациальные особенности отложений, палеогеография и основные черты эволюции <i>А. В. Маслов</i>	17
Зональное расчленение пермских отложений Северо-Востока Азии по двустворчатым моллюскам <i>А. С. Бяков</i>	35
Нижняя граница триаса и ее корреляция в морских отложениях. Статья 2. Бореальные разрезы базального триаса и их сопоставление с пограничными разрезами Тетиса <i>А. А. Шевырев</i>	55
Плиоцен Понто-Каспия и его корреляция <i>В. А. Зубаков</i>	66
Биометрическое датирование слонов линии Archidiskodon-Mammuthus <i>Э. А. Вангенгейм, М. А. Певзнер</i>	83
Пещера Цаган-Агуй (Монголия): стратиграфия плейстоцена, археология, палеоэкология <i>А. П. Деревянко, Е. В. Девяткин, А. Н. Симакова, Д. Олсен, О. А. Куликов, З. Н. Гнибеденко</i>	90

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Моллюски нижнего палеогена Камчатки: характеристика комплексов и палеогеографические обстановки <i>Ю. Б. Гладенков</i>	106
Авторский указатель тома 7, 1999 г.	110

Contents

Vol. 8, No. 1, 2000

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

Geochronology, Distribution, and Ice Volume on the Earth during the Last Glacial Maximum: Inferences from New Data <i>A. A. Velichko, Yu. M. Kononov, and M.A. Faustova</i>	3
Middle Riphean Sedimentary Basin in Junction Area between the Russian Platform and South Urals: Lithology, Facies, Paleogeography, and Evolutionary Trend <i>A. V. Maslov</i>	17
Permian Bivalve-Based Zonation of Northeastern Asia <i>A. S. Byakov</i>	35
The Lower Boundary of the Triassic and Its Correlation in Marine Sequences. Article 2. Boreal Sections of the Basal Triassic and Their Correlation with the Permian–Triassic Boundary Deposits of the Tethys <i>A.A. Shevyrev</i>	55
The Pliocene of the Pontic–Caspian Region and Its Correlation <i>V. A. Zubakov</i>	66
Biometric Dating of Elephants of the Archidiskodon-Mammuthus Lineage <i>E. A. Vangengeim and M. A. Pevzner</i>	83
The Tsagan-Agui Cave (Mongolia): Pleistocene Stratigraphy, Archeology, and Paleocology <i>A. P. Derevyanko, E. V. Devyatkin, A. N. Simakova, J. Olsen, O. A. Kulikov, and Z. N. Gnibedenko</i>	90

BRIEF COMMUNICATIONS

Early Paleogene Mollusks of Kamchatka: Assemblages and Paleogeographic Environment <i>Yu. B. Gladenkov</i>	106
Author Index to Volume 7, 1999	110

УДК 551.388:551.791

ГЕОХРОНОЛОГИЯ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ОБЪЕМ ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗЕМЛИ В ПОСЛЕДНИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ МАКСИМУМ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ

© 2000 г. А. А. Величко, Ю. М. Кононов, М. А. Фаустова

Институт географии РАН, 109017 Москва, Старомонетный пер., 29, Россия

Поступила в редакцию 24.02.98 г.

Предлагаемые оценки размеров и объема оледенения для последнего ледникового максимума (18–20 тыс. лет назад, изотопно-кислородная стадия 2) Земли представляют собой уточненный в соответствии с самыми последними данными вариант пространственных реконструкций субглобального и глобального уровней, опубликованных авторами с 1987 по 1997 г. На островах западной части евроазиатского сектора Арктики (архипелаги Свальбард, Земля Франца-Иосифа) в результате массового радиоуглеродного датирования поднятых морских уровней скорости компенсационного поднятия оказались существенно ниже тех, которые рассчитаны по модели сплошного оледенения Баренцево-морского шельфа. Представления о ледниковом щите на Карском шельфе не согласуются с данными по гляциоизостазии и радиоуглеродному датированию (осадки, связывавшиеся с деятельностью Карского ледникового щита оказались древнее 40 тыс. лет назад). Автономным было оледенение на Новой Земле и на Северном Урале. Горно-долинный характер имело оледенение на Таймыре и в Северо-Восточной Сибири. Материалы по Западному полушарию также свидетельствуют об ограниченном оледенении в высоких широтах – на островах Канадского архипелага. Вместе с тем, сама система горного и покровного оледенения на Североамериканском континенте имела наибольшие размеры в пределах всего Северного полушария. В Южном полушарии размеры оледенения вне Антарктиды были незначительными, небольшие покровы формировались на юге Южной Америки и в Новой Зеландии. В целом во время последнего ледникового максимума (18–20 тыс. лет назад) общая площадь оледенения суши на Земле составляла около 36 млн. км², последовательно сокращаясь до 9600 тыс. км² к 13 тыс. лет назад и до 4700 тыс. км² к 10 тыс. лет назад.

Ключевые слова. Плейстоцен, последний ледниковый максимум, ледниковый покров, морена, флювиогляциал, дегляциация.

В последний миллион лет биосфера Земли существует в ярко выраженном пульсационном режиме, связанном с чередованием ледниковых и межледниковых эпох, когда значительно изменялись климат и ландшафтная оболочка. Для понимания взаимодействия системы океан–атмосфера–суша в ледниковые эпохи важно иметь расчетные данные о размерах, пространственно-временной динамике ледниковых систем и соответствующих им объемах льда. Такие оценки с наибольшей степенью надежности могут быть получены прежде всего для последнего ледникового максимума (валдайского, вислинского, висконсинского, сартанского оледенения) – 18–20 тыс. лет назад. Предлагаемые реконструкции для указанного хроносреза опираются на совокупность данных, полученных в итоге выполнения комплексных международных и национальных программ – Международной программы геологических корреляций (проект № 24 – “Четвертичные оледенения Северного полушария”), Международной геосферно-биосферной программы (проект PAGES) национальной программы ГКНТ № 18 “Глобаль-

ные изменения природной среды и климата” (проект “Новейшие климатические изменения”), позволивших проанализировать результаты морских и наземных исследований регионов арктических и средних широт, включающих разносторонне изученные разрезы, данные бурения, сейсмоакустического профилирования и др. Эти материалы легли в основу пространственных построений регионального, субглобального и глобального уровней, опубликованные авторами в ряде работ (Четвертичные оледенения..., 1987, Величко, Фаустова, 1989, Quaternary Stratigraphy... 1992 и др.). Основой количественных расчетов служат картографические реконструкции, характеризующие размеры оледенения не только в максимальную стадию, но и в этапы дегляциации как для крупнейших Лаврентийского в Северной Америке и Скандинавского в Европе ледниковых покровов, так и отдельных горных систем, в том числе в Азии.

Полученные карты и схемы оледенения вскрыли явное несоответствие имеющейся суммы данных известной версии циркумполярного пан-

арктического ледникового щита (Гросвальд, 1983, Denton, Hughes, 1981). Установленные различия представляют не только палеогляциологический и палеогеографический интерес, их учет необходим, в первую очередь, при климатическом моделировании, а также для анализа колебаний уровня океана, что не всегда принимается во внимание (Peltier, 1994).

В последние годы появились новые данные, позволяющие вернуться к рассмотрению этой проблемы. В частности, получило подтверждение представление о том, что в пределах широт высокой Арктики ледники не получали значительного развития.

В Восточном полушарии ледниковые системы развивались достаточно полно лишь в западном секторе Полярного бассейна. Но даже в его крайней приатлантической части – на Британских островах, например, оледенение не покрывало полностью сушу, и льды не соединялись со Скандинавскими (Boulton et al., 1991). Активно продолжают исследования по проблеме оледенения в бассейне Баренцева моря. В частности, проведена серия работ по гляциоизостазии на архипелагах Свальбард (Шпицберген), Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) (Bishop et al., 1996; Forman et al., 1996, 1997; Landvik et al., 1992; Zale, Brydsten, 1993 и др.). Судя по рисунку изобаз, послеледниковые поднятия наиболее отчетливо проявились в районе Свальбарда и на ЗФИ (Bishop et al., 1996). Новые детальное исследования (Forman et al., 1997) поднятых морских террасовых уровней, сопровождавшиеся радиоуглеродным датированием большого количества раковин, частично растительного детрита и костей китов на островах в центральной и восточной частях архипелага ЗФИ к началу голоцена имели размеры, сравнимые с современными и даже меньше. Вычисленные скорости компенсационного послеледникового поднятия оказались на 50–80% ниже тех, которые рассчитывались для модели мощных ледниковых щитов на Баренцевоморском и Карском шельфах (Peltier, 1994, 1996). Интерполируя величины поднятия на Свальбарде и ЗФИ, С. Форман и др. (Forman et al., 1997) допускают возможность слияния ледниковых систем обоих архипелагов в единый купол с центром вблизи о-ва Конгсойа на восточной периферии архипелага Свальбард. Однако сами же авторы указанной публикации отмечают существенную дифференциацию в амплитудах поднятий на обоих архипелагах – на ЗФИ они в два раза ниже, чем на Свальбарде (рис. 1). Поэтому весьма вероятно трактовка существования самостоятельных куполов на каждом архипелаге. Из них более мощным мог быть купол, сформировавшийся над Свальбардом, центр которого при разрастании сместился к его восточной периферии. В пользу трактовки существования отдельных куполов над указанными архипелагами

говорит и отсутствие ледниково-морских осадков в проливе Франца-Виктория, разделяющего оба архипелага (Lubinsky et al., 1996). Фиксируется также выклинивание ледниково-морских отложений в южной части баренцевоморского шельфа и замещение их пелагическими осадками. Комплексные седиментологические исследования, проведенные Е.Е. Мусатовым, А.Е. Рыбалко и М.А. Спиридоновым донных отложений по всей акватории Баренцева моря, также привели авторов к выводу о возможности распространения ледника лишь на северо-западе, в зоне, прилегающей к архипелагам Свальбард и ЗФИ (Мусатов, 1998). Отсутствие седиментологических признаков поздневалдайского ледникового покрова в центральной и южной части Баренцева моря согласуется, по мнению С. Формана и др. (Forman et al., 1997), с отсутствием свидетельств о гляциоизостатических поднятиях на шельфе к северу от Скандинавии.

Вместе с тем, группа авторов (Landvik et al., 1998) в качестве свидетельства распространения ледника по всему Баренцевоморскому бассейну, приводит данные о радиоуглеродном возрасте отложений в меридиональной полосе между Свальбардом и Скандинавией, рассматриваемых ими как ледниково-морские. Однако нельзя не обратить внимание на то, что подавляющее число дат (8 из 10), несмотря на большой разброс, находятся в интервале от 24 тыс. лет назад до 42 тыс. лет назад (рис. 1), который, согласно представлениям самих авторов, отвечает интерстадиалу Кап Экхольм (Кап Ekholm). В соответствии со схемой для Свальбарда (Mangerud et al., 1998) этот интерстадиал соответствует интерстадиалу Алесунд, выделяемому в Скандинавии, когда, по данным самого же Я. Мангеруда (Mangerud, 1981), даже столь мощный скандинавский ледниковый покров полностью деградировал. Скорее всего, датированные отложения связаны с разномом обломочного материала в процессе таяния ледника в раннюю фазу позднеплейстоценовой ледниковой эпохи. В этой связи нельзя не отметить, что сами сторонники версии о сплошном оледенении в баренцевоморском бассейне подчеркивают его синхронность с так называемым Карским ледниковым щитом (Landvik et al., 1998), но приводимые ниже в настоящей публикации данные полностью исключают возможность развития этого щита в эпоху максимума последнего оледенения 18–20 тыс. лет назад.

В целом, анализ имеющихся данных по гляциоизостазии для архипелагов Земля Франца-Иосифа, Свальбарда и Новая Земля во временном интервале от 9 до 5 тыс. лет назад, позволил С. Форману с соавторами (Forman et al., 1997) сделать заключение о существенной переоценке (на 50–80%) величины размеров оледенения в бассейне Баренцева

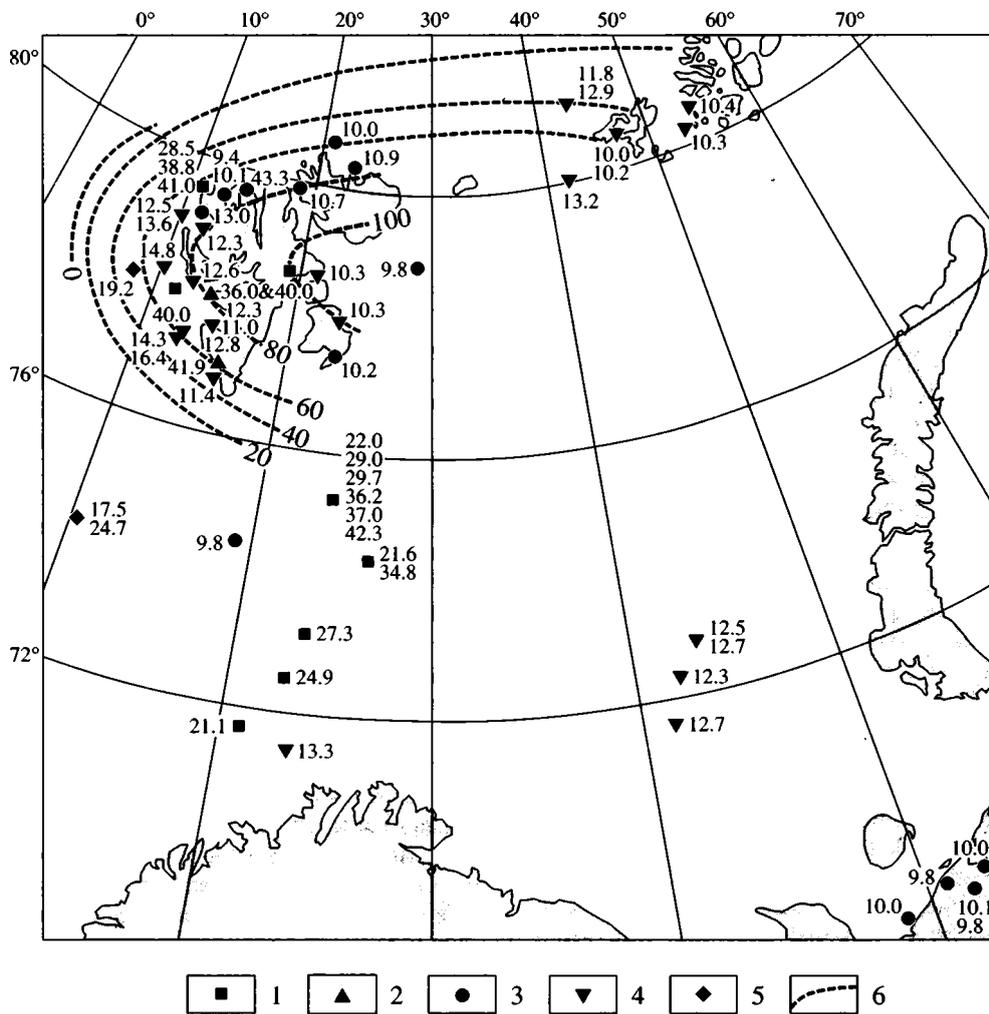


Рис. 1. Радиоуглеродные даты для времени Валдайского оледенения (1–5) и изобазы послеледникового поднятия (б) в Баренцевоморском бассейне.

1 – морена; 2 – подморенные отложения; 3 – морские, береговые, органогенные отложения; 4 – надморенные отложения; 5 – ледниково-морские отложения айсбергового разноса; 6 – изобазы послеледникового поднятия.

моря, полученной согласно модели Пелтиера (Peltier, 1994, 1996).

Не подтверждается фактическими данными версия о сплошном распространении оледенения в пределах всей баренцевоморской депрессии (Polyak, 1996) за счет слияния, прежде всего, систем Скандинавского и Новоземельского ледниковых покровов. Какие-либо геолого-геоморфологические признаки соприкосновения таких щитов в виде моренных гряд или дислокаций отсутствуют. Вместе с тем, как уже было показано ранее, к западу от Новой Земли, на расстоянии 150 км от островов, четко фиксируется конечно-моренная гряда, ограничивая распространение ледника на восточной окраине шельфа (Павлидис, 1992). Однако не исключено, что и оледенение архипелага в этих размерах имело более ранний возраст, чем эпоха последнего ледникового

максимума 18–20 тыс. лет назад. Так, по последним данным, площадь оледенения островов оценивается меньше площади архипелага. Наиболее интересны в этом отношении результаты палинологического исследования торфяников (сопровождавшегося радиоуглеродным датированием) на архипелаге Новая Земля, о-ве Свердруп, расположенном в 110 км восточнее и на побережье Байдарацкой губы (Serebryanny et al., 1998, Малясова, Серебрянный, 1993). Они свидетельствуют о том, что оледенение архипелага, возможно, имело несколько большие размеры, чем это показано в модели Ю.А. Павлидиса (1992), но тем не менее значительная часть побережья архипелага оставалась свободной от льдов, поскольку в двух изученных районах в период 15–16 тыс. лет назад существовали тундровые сообщества с *Betula nana*. На Карском шельфе и южном побережье

Новой Земли, по мнению авторов упомянутой статьи, шли интенсивные мерзлотные и эрозионные процессы. Сделанный вывод находит подтверждение в крайне незначительном проявлении гляциоизостазии в пределах Новоземельского архипелага (Forman et al., 1997).

Вопрос о существовании локального центра оледенения на Пай-Хой-Уральском массиве до сих пор не решен. Вероятно, оледенение носит здесь преимущественно горно-долинный характер. В пользу такой реконструкции свидетельствуют, в частности, краевые образования, сформированные ледником альпийского типа, но их возраст остается пока неясным (Matushkov, Astakhov, 1996). О слабом развитии оледенения в этом районе свидетельствует и отсутствие каких-либо следов морены на полуострове Ямал, кроме его юго-западной части.

Помимо данных, ранее приводившихся в работах авторов статьи, в самое последнее время появились материалы, имеющие весьма важное значение. Они касаются существования так называемого Карского ледникового щита. Последние хроностратиграфические данные показали, что отложения, связываемые с ним его сторонниками, перекрыты осадками, имеющими по серии дат радиоуглеродный возраст >40 тыс. лет (Gataulin, Forman, 1997). Материалы, приведенные в данной работе, свидетельствуют не только об отсутствии ледникового щита как такового на Карском шельфе в эпоху максимума последнего оледенения, но и служат новым, весьма существенным подтверждением ранее сделанного вывода, исключая его распространение в это время оледенения в северной половине Западной Сибири, развивавшегося, согласно прежним представлениям, со стороны Карского шельфа. Напомним, что в качестве аргумента в пользу версии о глубоком продвижении на юг Западной Сибири Карского ледника привлекались данные о существовании остаточных льдов в долине Енисея к югу от Игарки (разрез Ледяная гора). Однако радиоуглеродный возраст отложений, перекрывающих эти льды, оказался за пределами – более 40 тыс. лет назад (Астахов, Исаева, 1985). Данные изотопного датирования планктонных фораминифер (Knies, Weiel et al., 1996) также свидетельствуют о том, что Карский ледниковый щит, возможно, развивался в более раннюю изотопно-кислородную стадию 4, но не во время последнего ледникового максимума (стадия 2). Наблюдения, проведенные на Таймыре участниками российско-канадской экспедиции, также подтвердили представление лишь о локальных ледниках, выдвигавшихся из гор Бырранга и Норильского плато (Величко и др., 1997).

Проблема существования Карского ледникового центра тесно связана с проблемой возраста

ледниковых образований на севере северо-восточной части Восточноевропейской равнины. Авторами со времени построения первых реконструкций подчеркивалось (Величко, Фаустова, 1989 и др.), что радиоуглеродные датировки подморенных осадков скандинавского ледникового щита вблизи его границы на южном и юго-восточном склонах значительно моложе тех, которые получены для подморенных осадков, распространенных восточнее, в бассейне Печоры. Возраст последних укладывается в интервал от 33 до 45 тыс. лет и старше, что было интерпретировано как гетерохронное разрастание покровов, когда оледенение, распространявшееся на северо-восток Восточноевропейской равнины, развивалось значительно раньше максимума 18–20 тыс. лет назад. Такая интерпретация существенно расходилась с имеющимися представлениями о проникновении льдов из Карского центра на северо-восток Восточноевропейской равнины и север Западной Сибири от бассейна Печоры вокруг Обской губы в бассейн нижнего течения Енисея, развивавшимися В.И. Астаховым (Astakhov, 1979) по положению краевых зон. Несмотря на то, что указанный автор длительное время отстаивал свою позицию о существовании крупного карского ледникового щита в позднем валдае, в последнее время и он под давлением новых данных вынужден был отказаться от прежних взглядов и по существу придерживаться концепции, не имеющей принципиальных расхождений с той, которая развивалась длительное время авторами схемы ограниченного оледенения севера Евразии во время последнего ледникового максимума (Величко, Фаустова, 1989; Величко и др., 1994 и др.). Сначала В.И. Астахов в схемах с соавторами (Mangerud et al., 1996), а также в работе 1998 г. (Astakhov, 1998) все-таки считал возможным показать распространение в интервале 30–15 тыс. лет ледника из западного сектора Карского моря и Новой Земли на северо-восток Восточноевропейской равнины, проводя границу оледенения в бассейне р. Печоры севернее широты полярного круга (67 с.ш.), что расходится с радиоуглеродными данными для этой территории, а также не согласуется с ограниченным распространением ледника в позднем валдае на Новой Земле, о чем уже говорилось выше. Наконец, в новой публикации 1999 г. (Svendsen et al., 1999) граница последнего ледникового покрова была передвинута от правобережья р. Онеги на север к горлу Белого моря и оттуда на Баренцево-морский шельф, следуя в обход южного острова Новой Земли на север, огибая архипелаги Земли Франца-Иосифа и Шпицберген. Таким образом, авторы были вынуждены существенно изменить взгляд на возраст ледникового рельефа на северо-востоке европейской части России и отнести развитые здесь краевые ледниковые образования к более древ-

ним, чем валдайским вислинским. Прежняя позиция о распространении льдов далеко на юг за Обскую губу сохранилась за недавно ушедшим от нас С.А. Архиповым, обосновывавшим ее свежестью форм ледникового рельефа, датировкой подморенных осадков в низовьях Оби и наличии надпойменных террас на средней и верхней Оби, связываемых упомянутым исследователем с подпрудными приледниковыми бассейнами позднечулымского времени (Архипов, 1980, 1993 и др.). Отметим, что данные о возрасте подморенных отложений в районе Салехарда противоречат серии радиоуглеродных дат, полученных в последнее время для торфянистых отложений, распространенных на полуостровах Ямал и Гыдан, указывающих на отсутствие крупного Карского ледника, продвигавшегося со стороны шельфа в максимум последнего оледенения, а осадки террас в отношении их генезиса и возраста пока недостаточно изучены для широкой пространственной корреляции. Итак, совокупность существующих данных показывает, что основное распространение ледника на северо-востоке европейской России и севере Западной Сибири может относиться лишь к ранне-валдайской эпохе.

Не подтверждаются и взгляды о крупных пребореальных сердцах ледника из карского центра. В качестве аргументов для их обоснования приводились данные по разрезу Мархида, где морена будто бы имела пребореальный возраст. Новые результаты геолого-геоморфологического изучения и радиоуглеродного датирования разреза Мархида в бассейне Печоры показали, что возраст подморенных отложений (Mangerud et al., 1996) может быть древнее последнего ледникового максимума, а пребореальный возраст имеют только неледниковые, в том числе солифлюкционные осадки, залегающие поверх основной морены. В свете полученных данных следует признать, что мнение специалистов, которые по-прежнему связывают одну или две верхних морены в бассейне Печоры с подвижками со стороны Карского шельфа в поздневалдайское время, проводя континентальную границу ледникового покрова по разрезу Мархида (Tveranger et al., 1995), требует дальнейшей аргументации. Реконструкция оледенения севера Евразии и границы распространения ледниковых покровов, основанная на имеющихся данных, представлена на рис. 2.

Наконец, недавние результаты исследований на шельфе моря Лаптевых и сопряженных с ним низменностей Северо-Востока, однозначно показали отсутствие в этом регионе крупного сплошного ледникового щита. Об этом свидетельствует лессово-ледовый комплекс конца плейстоцена, переходящий с суши на шельф, и вся геолого-геоморфологическая ситуация (Siegert, Romanovsky, 1996). Так, современными сейсмическими исследованиями в море Лаптевых (Niessen et al., 1996) с

помощью геофизических методов прослежены продолжения русел крупных сибирских рек, которые во время последней ледниковой эпохи могли существовать только в условиях, когда шельф был сушей, а уровень арктического океана был гораздо ниже современного, что уже отмечалось ранее. В проливе Вилькицкого, расположенном между южным из островов архипелага Северная Земля и северным побережьем полуострова Таймыр, вышеупомянутыми исследованиями вскрыта стометровая толща гляциоморских осадков, типичных для проксимальной части ледниковых щитов, что в целом свидетельствует о существовании только отдельных ледниковых шапок на островах Сибирского арктического шельфа, но не крупного ледникового покрова.

Итак, новейшие исследования подтвердили вывод о том, что обширные низменности Западной, Средней и Восточной Сибири во время последнего ледникового максимума были заняты перигляциальными ландшафтами, а значительные территории Арктического бассейна были свободны от ледниковых щитов.

Последние данные по абсолютной хронологии с применением космогенного анализа (^{36}Cl) приводят также к заключению об ограниченном распространении горного оледенения на Чукотке и существовании обширных территорий (как например, Анадырская низменность), свободных от льда в течение всего позднего плейстоцена (Chal tiegi et al., 1997). Модель максимального оледенения, как пишут авторы, здесь не подтверждается. В горных массивах Северо-Восточной Азии было распространено горно-долинное оледенение и только в Верхоянье оно имело полупокровный характер (Беспалый, Глушкова – см. Четвертичные оледенения..., 1987).

В горах юга и юго-востока Евразии (Кавказ, Памир, Тянь-Шань, Алтае-Саянская горная область, Забайкалье, Прибайкалье, юг Дальнего Востока, Тибет, Гималаи) оледенение носило почти повсеместно горно-долинный характер. Следует подчеркнуть, что для высокогорного Тибетского плато ранее предлагался вариант сплошного оледенения, что не подтвердилось в результате современных исследований, проведенных китайскими и российскими, а также китайско-германскими экспедициями. В большей части Тибетского нагорья оледенению подвергались лишь изолированные горные массивы, и только на северной окраине плато оледенение имело более обширный характер и оставило свои следы на плато (Binyan, Tijun, 1991; Lehmkuhl, 1993).

Выявленное направленное сокращение размеров оледенения Евразии с запада на восток находит объяснение в асимметрии криосферы и связанной с этим специфической климатической ситуацией, обусловившей разрастание Сканди-

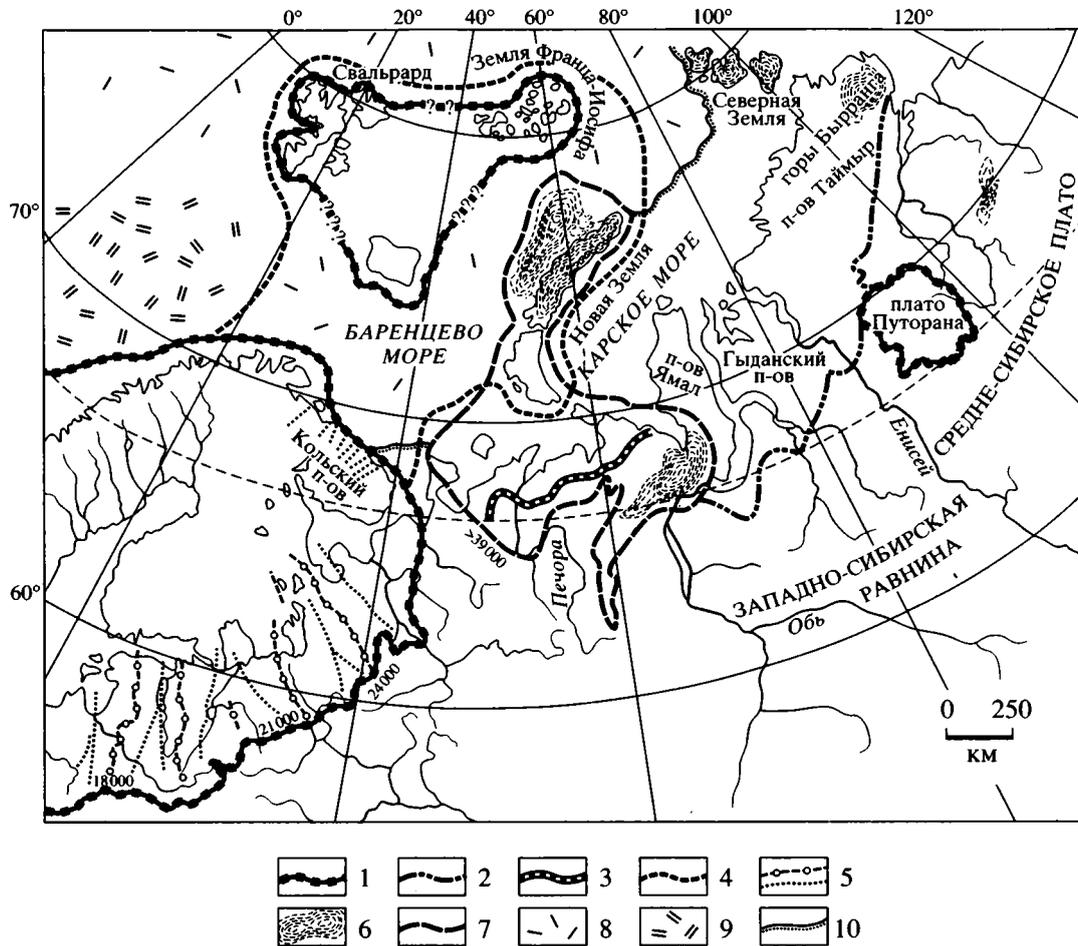


Рис. 2. Оледенение севера Евразии во время последнего ледникового максимума. 1 – граница распространения ледниковых покровов; 2 – граница распространения Карского ледникового щита по реконструкции Астахова (1979); 3 – граница распространения Новоземельского ледникового покрова по реконструкции Астахова (Astakhov, 1998); 4 – граница распространения Баренцевоморского ледникового щита по реконструкции Свендсена, Астахова и др. (Svendsen, Astakhov et al., 1999); 5 – положение ледоразделов ледниковых потоков и лопастей Скандинавского ледникового покрова; 6 – область распространения полупокровного и горно-долинного оледенения на время последнего ледникового максимума; 7 – граница распространения Новоземельского ледникового покрова ~40 тыс. лет назад; 8 – область распространения круглогодичного морского льда; 9 – область распространения сезонного морского льда; 10 – береговая линия во время последнего ледникового максимума.

навского ледника с начала ледниковой эпохи к максимуму похолодания и уменьшение размеров горного оледенения Северо-Востока и Сибири (Величко, 1987).

Сущность этой концепции заключается в различной роли центров действия атмосферы, определяющих перенос тепла и влаги на территорию Северной Евразии в различные фазы ледниковой эпохи. Известно, что для этой территории основным источником влаги является Атлантический океан, откуда с циклонами потоками западного воздушного переноса осадки поступают внутрь континента. В первую половину ледниковой эпохи, когда похолодание еще не достигло своего максимума, значительная часть акватории Северной Атлантики остается еще не покрытой морскими льдами, что обуславливало хорошую вла-

гонасыщенность воздушных масс, которые имели возможность проникать далеко на восток, поскольку Сибирская область высокого давления в первую фазу ледниковой эпохи не достигала своего наибольшего развития. Эти условия определяли возможность для достаточно активного развития ледниковых систем в восточной части Северной Евразии (что и подтверждается фактическим материалом), тогда как на западе континента еще достаточно высокая теплообеспеченность не способствовала максимальной аккумуляции твердых осадков, и ледниковые покровы здесь были редуцированы.

Во вторую половину ледниковой эпохи, в условиях наибольшего похолодания, широко распространившиеся морские льды в Атлантике перекрывали на протяжении большей части года

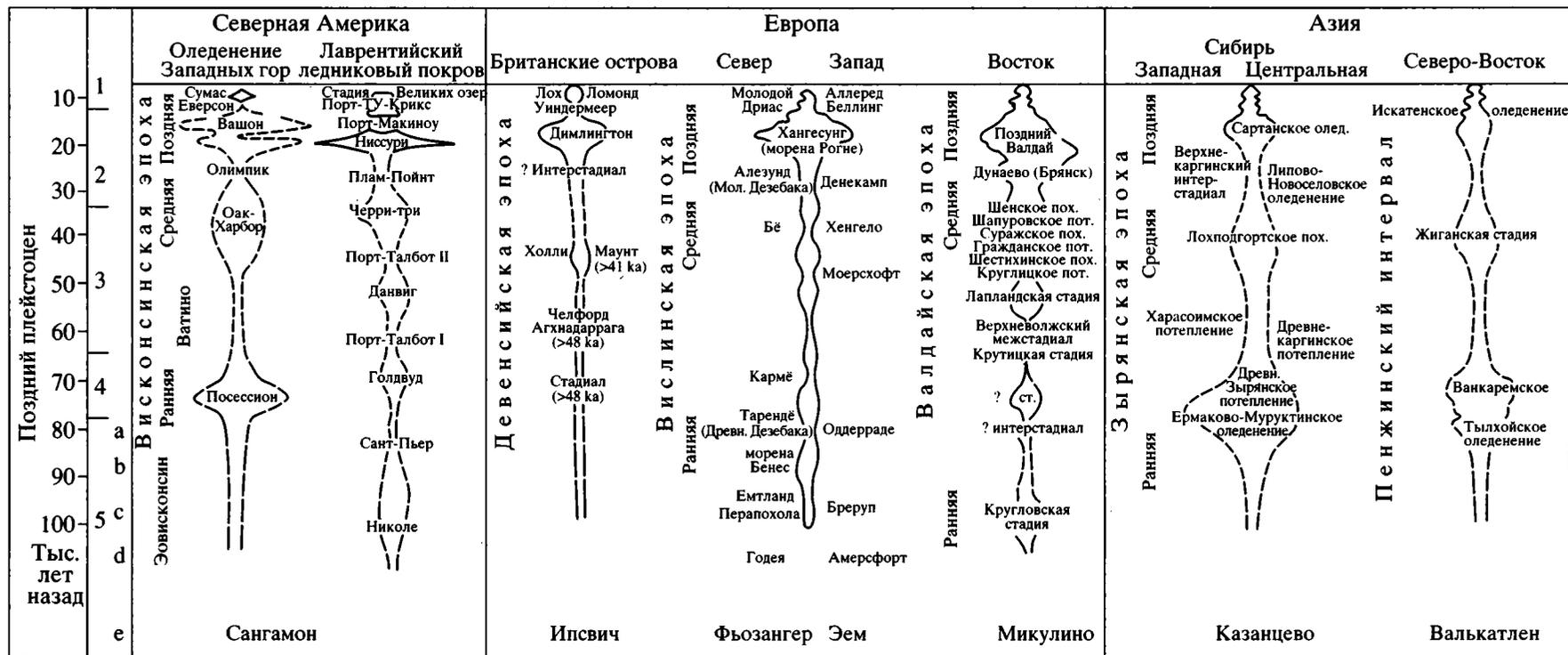


Рис. 3. Основные этапы позднеплейстоценового оледенения в Северном полушарии.

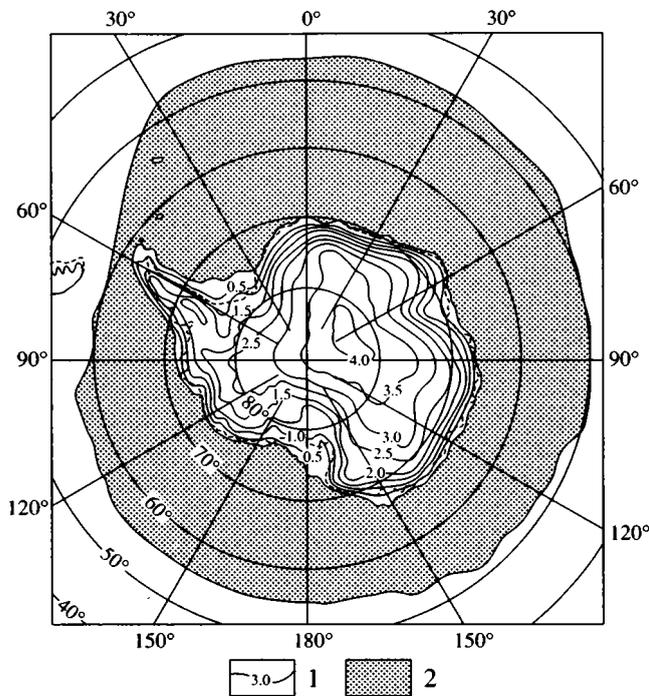


Рис. 4. Антарктический ледниковый покров во время последнего ледникового максимума (17–21 тыс. лет назад).

1 – толщина льда в километрах; 2 – распространение шельфовых ледников и морских льдов.

основной источник поступления твердых осадков, а та незначительная часть, которая поступала внутрь континента на востоке блокировалась мощной сибирской антициклональной системой, сформировавшейся в условиях максимально глубокого глобального похолодания. Благоприятные условия для аккумуляции твердых осадков при столь низких температурах могли сохраняться лишь на западе континента. В таких условиях именно в его западном секторе создавались условия для развития мощных ледниковых систем, и наоборот, в сибирском секторе развитие ледниковых систем было крайне ограничено, что и имело место в эпоху максимума похолодания последней ледниковой эпохи.

Эти построения, отраженные на рис. 3, согласуются с материалами по высоким широтам Западного полушария, где в пределах Канадского архипелага некоторые острова вообще не покрывались льдом, а отдельные, например, остров Банкс, судя как по литературным данным (Quaternary Stratigraphy, 1984; Duke et al., 1982), так и по личным наблюдениям одного из авторов (А.А. Величко), покрывались лишь частично.

Крупнейший в Западном полушарии Лаврентийский ледниковый покров занимал значительную площадь в центральной части Канады и Америки и на западе на большом протяжении смыкал-

ся с полупокровным оледенением горных районов Кордильер. В настоящее время близка к завершению дискуссия о размерах длины коридора, свободного от льдов во время последнего ледникового максимума. Межледный коридор оказался меньше, чем считалось ранее, о чем свидетельствует, в частности, возраст эратических валунов кварцита (определенный методом датирования по ^{36}Cl), собранных в зоне предполагаемого коридора, в полосе длиной 130 км (Jackson et al., 1997).

В Южном полушарии основной ледниковый покров приходится на Антарктиду. Его размеры в последний ледниковый максимум оцениваются не менее современных (Котляков, 1984; Heusser, 1989), а по результатам исследований по проекту ANTOSTRAT мощность ледника в периферических зонах, в частности у ледника Росса, возростала (Cooper et al., 1995). В этом полушарии синхронизация этапов развития оледенения менее разработана, чем в Северном полушарии. В ряде районов, согласно материалам, опубликованным в монографии «Четвертичные оледенения...» (Quaternary Glaciations..., 1990), наибольших размеров ледники достигали до последнего ледникового максимума (18–20 тыс. лет назад). Это касается гор Тасмании, Австралии и Африканского континента. Только в Патагонии и Новой Зеландии отмечено значительное продвижение ледников в период от 24 до 18 тыс. лет назад. В Южной Америке максимальное выдвигание ледников происходило асинхронно. В Северных и Центральных Андах ледники получили большее развитие в интервале от 34 до 27 тыс. лет назад. В экваториальной части Анд края ледников располагались на 1000 м ниже современных, а снеговая линия понижалась на 800 м и более (Clapperton, 1993). Позднее, в интервале от 25 до 12 тыс. лет назад климатические условия здесь изменились на холодные и сухие, что вызвало резкую активизацию делювиальных и эоловых процессов. В южных Андах, куда поступала океаническая влага, максимальное развитие ледников совпадало по времени с последним ледниковым максимумом и, соответственно, развитием оледенения в Северном полушарии и Западной Антарктиде (рис. 4). Более достоверно датирован максимум последнего оледенения в горах Чили – от 20 до 19 тыс. лет назад и Тасмании – от 21 до 19 тыс. лет назад. Последними исследованиями в центральной части Аргентинско-Чилийских Анд установлено продвижение ледника по долине Рио Мендоза в период 24 200–2000 лет назад на 22 км южнее его современного края или более чем на 1000 м ниже (Espizua, 1993). В Боливии и Перу продвижение ледников произошло, скорее всего, несколько позднее последнего ледникового максимума.

В целом ледниковая система во время последнего ледникового максимума (ПЛМ–LGM) характеризовалась многокупольностью, разомкнуто-



Рис. 5. Оледенение Земли в последний ледниковый максимум (18–20 тысяч лет назад).
1 – покровное оледенение, 2 – горное оледенение.

тью и автономной динамикой самих ледниковых куполов, сильнее всего проявившейся во время деградации оледенения.

Новые палеогляциологические данные и полученная на их основе реконструкция (рис. 5) послужили исходным материалом для оценок площадей и объемов ледников в эпоху последнего ледникового максимума (18–20 тыс. лет назад) и сравнения полученных величин с уже имеющимися оценками, базирующимися на иных палеогляциологических реконструкциях. Объемы ледниковых покровов, для которых имеются реконструкции формы поверхности – Скандинавский и Лаврентийский, вычислялись по формуле, примененной в работе И.А. Суетовой (1982):

$$V = 2/3SH - SH_{cp}, \quad (1)$$

где S – площадь ледникового покрова, H – его максимальная высота над уровнем Мирового океана, H_{cp} – средняя высота подледного рельефа.

Для ледниковых покровов, у которых известна только площадь распространения, использовалась формула определения объема, основанная на более простой эмпирической связи этих двух параметров:

$$\lg V = 1.23(\lg S - 1). \quad (2)$$

Погрешность вычислений по формулам (1) и (2) оценивается в 20%. Сравнение полученных оценок с имеющимися в литературе показало, что общая площадь суши, покрытая ледниками, была

на 8 тыс. км² меньше, о чем можно судить из приведенной ниже табл. 1.

Сопоставление величины объемов льда, полученных авторами статьи на основе имеющихся фактических данных с оценками аналогичных величин, выполненных по реконструкции, предполагающей наличие в ПЛМ панарктического покрова (Суетова, 1982), естественно, выявляет наибольшие расхождения для территории Евразии. Даже по расчетам, которые не исключают объем Ново-земельского ледникового покрова (0.69 млн. км³ при площади 562.8 тыс. км²) различия в объемах приближаются к 60% (Velichko et al., 1997). Согласно полученным реконструкциям, более чем на 10 млн. км³ сокращается объем льда в масштабах всего Северного полушария. Однако если обратиться к глобальному итогу, то можно отметить практически исчезновение различий в оценках объемов оледенения между сравниваемыми реконструкциями. Такое выравнивание величин в обоих расчетах объясняется тем, что в “максимальной” концепции в расчеты включен уменьшенный, по сравнению с определяемым современными исследованиями, объем льда Антарктиды как раз на величину около 11 млн. км³. Если же добавить эту величину к “максималистскому” расчету, то объемы льда приблизились бы здесь к 89 млн. км³, что явно не согласуется с объемами воды, изъятая из океана, определяемыми регрессией с максимальными отметками – 130 м.

Распад последней ледниковой системы в Северном полушарии подразделялся на этапы (рис. 6) с

Таблица 1. Площади и объемы материкового льда в течение последнего ледникового максимума 18–20 тыс. лет назад

Области оледенения	По Величко А.А., Кононову Ю.М. и Фаустовой М.А.		По Суетовой И.А. (1982)	
	площадь, тыс. км ²	объем льда, млн. км ³	площадь, тыс. км ²	объем льда, млн. км ³
Евразия				
Скандинавский ледниковый покров	2748	4.8	3343	6.1
Британский ледниковый покров	399	0.45	582	0.8
Баренцевоморский ледниковый покров	42.8	0.69	2135	4.0
Карский ледниковый покров	–	–	1614	2.4
Уральский ледниковый покров	–	–	196	0.1
Путоранский ледниковый покров	101.6	0.08	500	0.6
Ледниковый покров о-ва Шпицберген	115	0.1	–	–
Ледниковый покров Земли Франца-Иосифа	80	0.06	–	–
Горно-долинные ледниковые комплексы:				
Северо-Восточный, Сибирский, Дальнего Востока, Среднеазиатский, Европейский, Гималайский	1178.9	0.59	707	0.7
			(Только для Сибири, Северо-Востока и Дальнего Востока)	
Горы Юга Евразии	–	–	1470	1.4
Всего	4665.3	6.1	11084	16.5
Северная Америка				
Лаврентийский ледниковый покров	10991.6	26.95	12462	27.5
Кордильерский ледниковый покров	1512	1.5	2060	2.0
Гренландский ледниковый покров	2296.8	3.9	2977	3.7
Иннуитский ледниковый покров	–	–	822	1.0
Ледниковый покров о-ва Ньюфаундленд	96.4	0.07	–	–
Оледенение о-вов Канадской Арктики	265.5	0.2	–	–
Оледенение гор:				
Аляски	630	0.6	–	–
Запада США	100	0.1	–	–
Всего	15892.3	33.3	18321	34.2
Северное полушарие в целом	20557.6	39.4	29405	50.7
Южная Америка				
Новая Зеландия, Австралия, Тасмания, Африка	634.8	0.4	830	0.83
Антарктида	38.5	0.04	0.471	0.001
Южное полушарие в целом	14500	37.7	13200	25.95
Вся суша	15174.3	38.14	14030	26.78
	35730.9	77.5	43435	77.5

различным типом дегляциации (Фаустова, 1994). На первом этапе лопасти Скандинавского ледникового покрова отступали практически синхронно и последовательно почти до 15 тыс. лет назад. Преобладала регрессивная дегляциация. Лаврентийский покров был подвижнее Скандинавского, что сказалось на масштабах отступления лопастей и тенденции к их отдельным осцилляторным подвижкам в интервале от 20 до 15.5 тыс. лет назад.

Качественные сдвиги в балансе крупных ледников наступили здесь в интервале после 15 тыс. лет назад (второй этап). Край Лаврентийского покрова испытал большую подвижку главным образом в западном секторе своего южного склона. В интервале от 15 до 14 тыс. лет назад край этого ледника постоянно пульсирует, выдвигая отдельные лопасти на расстояние от 150 до 600 км за линию фронта и образуя разнообразнейший рельеф, часто представляющий мозаику ледниковых форм.

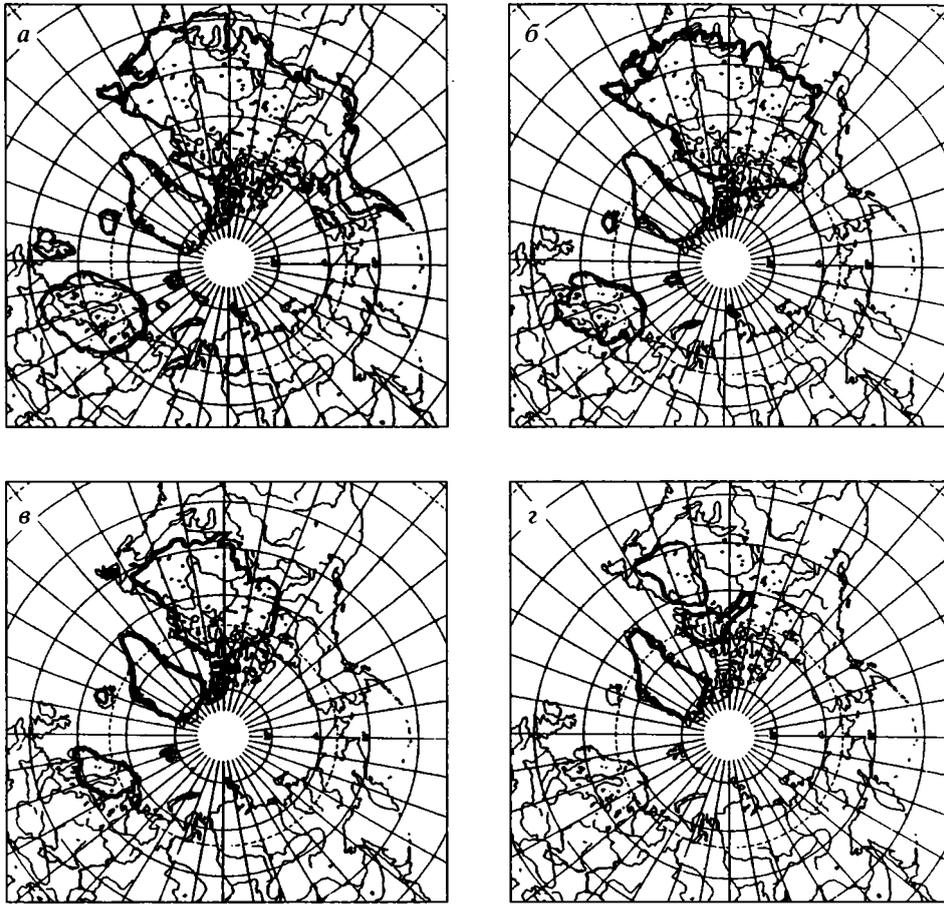


Рис. 6. Динамика покровного оледенения в Северном полушарии.

а – 18–20 тысяч лет назад, б – 13 тысяч лет назад, в – 10 тысяч лет назад, г – 7 тысяч лет назад.

В частности, пояс, образованный серией отчетливо выраженных друмлиновых холмов и каналов ледникового стока, был продемонстрирован проф. Н. Раттером и д-ром Т. Литтлом во время маршрутов 1997 г., проведенных совместно с одним из авторов статьи на западе Канады, в бассейне реки Ред Дир, штат Альберта.

Скандинавский ледниковый покров в это время (примерно 15.5 тыс. лет назад) выдвигается вперед в западном и центральном секторе, образуя многочисленные, постоянно осциллирующие языки и формируя серию конечных морен и связанных с ними водноледниковых уровней.

Со второй половины второго этапа дегляциации (с раннего дриаса около 13 тыс. лет назад) осцилляторная динамика краевых участков ледника осложнялась колебаниями баланса отдельных ледников и их лопастей, накладывавшихся на климатические флуктуации. Разница в режиме у ледниковых куполов Лаврентийского ледникового покрова была особенно велика. Она проявлялась в том, что в интервале от 13 до 12.5 тыс. лет назад в одних районах ледники минимум два раза

активно наступали. В Атлантическом секторе (низменность Св. Лаврентия, Атлантическая провинция и окрестности озера Мичиган) установлены признаки фаз наступания. Две аградационные фазы фиксируются на западной периферии Лаврентийского щита в зоне стыка с ледниками, спускавшимися со Скалистых гор на юге штата Альберта. В других происходила последовательная регрессивная дегляциация (юго-западная Дакота). Разнонаправленность ледниковой динамики связана с различной реакцией ледников на колебания климата во влажных океанических и относительно сухих континентальных районах. В последних ледниковые ритмы оказались как бы затушеваны. Это хорошо видно на примере Скандинавского ледникового покрова. Последний испытал небольшую подвижку около 13 тыс. лет назад, хорошо известную на юге и юго-западе Швеции (Low Baltic), на северо-западе Норвегии (D), юге Норвегии (Lista), Британских островах. Начиная с 12.7 тыс. лет назад Скандинавский ледниковый покров отступает в режиме преобладающей регрессивной дегляциации – с более или менее

Таблица 2. Изменение размеров оледенения при дегляциации

Ледниковый покров	12 тыс. лет назад		10 тыс. лет назад	
	площадь, тыс. км ²	объем льда, млн. км ³	площадь, тыс. км ²	объем льда, млн. км ³
Лаврентийский	7750	13 183	3690	7079
Скандинавский	1850	3020	1002	1412

длительными периодами стагнации ледникового края во время его отступления.

Интервал от 12.9–12.7 до 10.8–10.3 тыс. лет назад (позднеледниковье–молодой дриас) характеризуется быстрым сокращением в размерах крупных ледниковых покровов Северного полушария. При этом более импульсивный Лаврентийский ледниковый покров почти вдвое сокращается, однако это сокращение происходит неравномерно – на фоне быстрых, но кратковременных ледниковых подвижек отдельных ледниковых лопастей – серджей (Природные условия США..., 1986). Так, ледниковые лопасти Онтарио, Эри испытали такую подвижку в интервале от 12.7 до 12.6 тыс. лет назад, а лопасти Гурон, Мичиган и Грин-Бей пульсировали за время от 12.9 до 11.6 тыс. лет назад два–три раза. Скандинавский ледниковый покров последовательно сокращается в размерах, освободив котловину Балтийского моря и отступив в горные районы Скандинавского полуострова (Палеогеография Европы..., 1982, Raukas, 1992).

В горах Северо-Американского континента на границе штатов Британская Колумбия и Альберта, севернее 47 сев. широты в интервале от 12 до 11 тыс. лет назад ледники испытывали небольшие колебания размеров, то отступая на несколько десятков километров от современных границ, то приближались к ним. Минимальные продвижения краев ледников установлены и между 11 и 10 тыс. лет назад, но в целом размеры ледников были меньше современных. В горах Сьерра-Невада в Калифорнии, согласно новым тефрохронологическим и радиоуглеродным данным, известное наступление ледников “рецесс-пик”, относившееся ранее к голоцену, произошло в интервале от 13.1 до 11.2 тыс. лет назад. Интересно, что перед ней имела место полная дегляциация. Для интервала молодой дриас чаще всего фиксируют два наступления ледников (Osborn et al., 1995 и др.).

В Южном полушарии в интервале от 18 до 13.5 тыс. лет назад при общем сокращении оледенения происходили осцилляции ледников в отдельных горных районах, и масштаб этих осцилляций мог быть довольно значительным. Так, в Новозеландских Альпах, а также в Перуанских и Южно-Чилийских Андах установлено существенное продвижение ледников в интервале от 15 до 14 тыс. лет назад (Clapperton, 1993 и др.). При

этом для ледников юго-восточной части Перу это была самая большая подвижка.

Для оценки масштабов сокращения площади оледенения в Северном полушарии за время от 13 тыс. лет назад до подвижки молодого дриаса были использованы схемы канадских и американских исследователей (Quaternary Stratigraphy of Canada..., 1984, Quaternary Glaciations..., 1986), иллюстрирующие положение края Лаврентийского ледника во время его деградации через каждую тысячу лет, а также реконструкция последней дегляциации одного из авторов (М.А. Фаустовой), выполненные по данным отечественных и зарубежных исследователей. Проведенные подсчеты сведены в табл. 2.

Работа выполняется при поддержке Министерства науки и технологий РФ, направление 08.01.04, проект 4.5.2 и Российского фонда фундаментальных исследований по проектам 97-05-64490 и 96-05-65487.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев М.Н.*, ред. Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Группа Робертсон и Геологический ин-т АН СССР. Llandudno, Cwynedd, LL30, 1 SA, United Kingdom, 1996.
- Архипов С.А.* Позднезырянское (сартанское) оледенение (стратиграфия, распространение ледниковых покровов) // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. С. 7–12.
- Архипов С.А.* Стратиграфия и палеогеография позднего плейстоцена, северная часть Западно-Сибирской равнины // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии / Величко А.А., ред. М.: Наука, 1993. С. 28–32.
- Астахов В.И., Исаева Л.Л.* О радиоуглеродном возрасте последнего оледенения на нижнем Енисее // Докл. АН СССР. 1985. Т. 283. № 2. С. 438–440.
- Величко А.А.* Предпосылки развития оледенения на севере Евразии и методические особенности их исследования // Четвертичные оледенения на территории СССР. М.: Наука, 1987. С. 8–13.
- Величко А.А., Кононов Ю.М., Фаустова М.А.* Последнее оледенение Земли в позднем плейстоцене // Природа. 1994. № 7. С. 63–67.
- Величко А.А., Фаустова М.А.* Реконструкции последнего позднеплейстоценового оледенения Северного полушария (18–20 тыс. лет назад) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 6. С. 1465–1468.

- Величко А.А., Борисова О.К., Кременецкий К.В.* Миграция границы тундра–лес при изменяющемся климате // *Природа*. 1997. № 2. С. 34–40.
- Гросвальд М.Г.* Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 215 с.
- Котляков В.М.* Современные оледенения Антарктики // *Гляциологический словарь*. М.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
- Малясова Е.С., Серебрянный Л.П.* Естественная история Новой Земли // *Новая Земля / Боярских В.В.* М.: Институт культуры и природного наследия. 1993. Т. 2. С. 10–22.
- Мусатов Е.Е.* Четвертичная история Северного Ледовитого океана и обрамляющих шельфов // *Тезисы докладов Всероссийского совещания “Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке”*. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1998. С. 202.
- Павлидис Ю.А.* Шельф мирового океана в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1992. 272 с.
- Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография)*. М.: Наука, 1982. 156 с.
- Природные условия США в позднечетвертичное время. Поздний плейстоцен / Портер С.Л.*: Гидрометеиздат, 1986. 320 с.
- Суетова И.А.* Площади и объемы древних ледниковых покровов Земли в четвертичном периоде // *Географические исследования четвертичного периода*. М.: МГУ, 1982. С. 22–33.
- Фаустова М.А.* Дегляциация и типы ледникового рельефа на территории европейской части России // *Палеогеографическая основа современных ландшафтов (результаты русско-польских исследований) / Величко А.А., Старкель Л.* М.: Наука, 1994а. С. 30–40.
- Фаустова М.А.* Ритмы дегляциации на рубеже позднеледниковье–голоцен // *Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15000 тыс. лет*. М.: ИГ РАН, 1994б. С. 94–103.
- Четвертичные оледенения на территории СССР / Величко А.А., Исаева Л.Л. и др.* М.: Наука, 1987. 128 с.
- Astakhov V.I.* New data on the latest activity of Kara shelf glaciers in West Siberia IGCP Project 73/1/24 // *Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Report 5, Prague, 1979*. P. 22–31.
- Astakhov V.I.* The Last Ice Sheet of the Kara sea: Terrestrial constraints on its age // *Quaternary International*. 1998. V. 45/46. P. 19–28.
- Quaternary Glacial distribution Map of the Qinqhai-Xizang Plateaux Tibet / Binyan L., Tijen L.* Science Press. Beijing, 1991.
- Boulton G.S., Peacock J.D., Sutherland D.G.* Quaternary of Scotland / *Craid G.Y.* // *Geology of Scotland*, 3rd Edition. London: The Geological Society, 1991. P. 117–124.
- Bischof J., Lund G., Ecke H.* Palynomorphs of ice rafted clastic sedimentary rocks in late quaternary glacial marine sediments of the Norwegian sea as provenance indicators // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1996. № 129 (3–4). P. 329–360.
- Chaltieri L., Brigham-Grette G., Mostoller D. et al.* Field evidence for maximum ice advance prior to late stage 5 in Western Beringia // *Program and abstracts, 27th Arctic workshop / Lewkowicz A., Kokelj S.* Univ. of Ottawa, 1997. P. 95–96.
- Clapperton M.C.* Nature of environmental changes in South America at the Last Glacial Maximum // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* Amsterdam: Elsevier Sci. Publishers, 1993. V. 101. P. 189–208.
- Cooper A., Webb P., Brancolini G.* Studies made in understanding Antarctic stratigraphy and cenozoic glacial history // *EOS*. 1995. V. 76. № 10. P. 97–110.
- Denton Y.H., Hughes T.V.* The Last Great Ice Sheets. New York, 1981. P. 437–467.
- Dyke A.S., Dredge L.A., Vincent J.S.* Configuration and dynamics of Laurentide Ice Sheet during the late Wisconsin Maximum // *Geograph., phys. and quaternary*. 1982. V. 36. № 1–2. P. 5–14.
- Espizua L.E.* Quaternary Glaciations in the Rio Mendoza Valley, Argentine Andes // *Quaternary Research*. 1993. V. 40. № 2. P. 150–162.
- Forman S.L., Lubinski D., Miller G.H. et al.* Postglacialemergence of western Franz Josef Land, Russia and retreat of the Barents Sea ice sheet // *Quaternary Sci. Rev.* 1996. P. 44–61.
- Forman S.L., Weihe R., Lubinsky D. et al.* Holocene relative sea-level history of Franz Josef Land, Russia: GSA Bulletin. 1997. V. 109. № 9. P. 1116–1133.
- Gataulin V., Forman S.* Stratigraphy of the late quaternary sequences of the Western Jamal peninsula: New constraints on the last glaciation in the Kara Sea // *Program and abstracts, 27th Arctic workshop / Lewkowicz A., Kokelj S.* (eds). Univ. Ottawa, 1997. P. 78.
- Hans-W. Yubbrten, Martin Melles, Cristine Siegert, D.Yu. Bolshiyarov.* On the late Quaternary climatic and environmental history of the Taymyr peninsula and Severnaya Zemlya archipelago, Central Siberia // *Abstracts of First annual workshop of the EST Scientific Programme: Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN)*. Strasburg: Geomar, 1996. P. 17.
- Heusser C.* Polar perspective of late-quaternary climates in the Southern Hemisphere // *Quaternary Research*. 1989. V. 32. № 1. P. 60–71.
- Jackson L.E., Phillips F.M., Shimamura K., Little E.C.* Cosmogenic ³⁶Cl dating of the Foothills erratic train, Alberta, Canada // *Geology*. 1997. V. 25. № 3. P. 195–198.
- Knies J., Weiel D., Niessen F., Stein R.* Lithofacies, ice rafted detritus and organic carbon flux along the Barents and Kara sea continental margin. Build-up and decay of the interglacial / glacial cycle // *Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN)*. First annual workshop. Strasburg, France, 1996. P. 63–64.
- Landvik J.Y., Hansen A., Kelly M. et al.* The last deglaciation and glacialmarine/marine sedimentation on Barentsoya and Edgeoya, eastern Svalbard // *LUNDQUA Report*. 1992. V. 35. P. 61–84.
- Landvik J.V., Bondevik S., Elverhoi A. et al.* The Glacial Maximum on Svalbard and the Barents Sea area: Ice sheet extent and configuration // *Quaternary Sci. Rev.* 1998. V. 17. P. 43–75.
- Lehmkuhl F.* Extent and distribution of Pleistocene glaciations in eastern Tibet // *Abstracts of IGCP Project 253 Termination of the Pleistocene*. Winnipeg Meeting 26–28 Juni 1993. P. 30.

- Lubinski D.J., Forman S.L., Miller G.H. Holocene Glacier and Climate fluctuations of Franz Josef Land, Arctic Russia // *Quaternary Sci. Rev.* 1998. V. 14. № 80. P. 1–22.
- Mangerud J. The early and middle Weichselian in Norway, a review // *Boreas*. 1981. V. 10. P. 381–383.
- Mangerud J., Dokken T., Hebbeln D. et al. Fluctuations of the Svalbard-Barents Sea Ice Sheet During the Last 150000 Years // *Quaternary Sci. Rev.* 1998. V. 17. № 1–3. P. 11–42.
- Mangerud J., Svendsen J.-I., Astakhov V.I., Tveranger J. Glaciations and Palaeoenvironments in the European Russian Arctic; The Pechora Basin // *Quaternary Environment of the European North (QUEEN)*. Oral contributions-1 ann. Workshop. Strasburg, France, 1996. P. 81–82.
- Matiouchkov A., Astakhov V. New geomorphological data on extent of the last Kara ice sheet west of the Urals. Build-up and decay of the interglacial/glacial cycle. // *Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN)*. First ann. Workshop. Strasburg, France, 1996. P. 84–85.
- Nissen F., Weiel D., Ebel T. et al. Sea-land correlation of weichselian glaciations in central Siberia – implications from marine and lacustrine high resolution seismic profiles and sediments cores. // *Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN)*. First ann. Workshop. Strasburg, Geomar, France, 1996. P. 90–91.
- Osborn G., Clapperton, Davis P.T. et al. Potential glacial evidence for the younger dryas event in the Cordillera of North and South America // *Quaternary Sci. Rev.* 1995. P. 823–832.
- Peltier W.R. Ice Age paleotopography // *Science*. 1994. V. 265. P. 195–201.
- Peltier W.R. Mantle viscosity and ice-age ice sheettopography // *Science*. 1996. V. 273. P. 1359–1364.
- Polyak L. Marine record of the last glacial cycle in the Barents and Kara seas // *Abstracts of First ann. Workshop of the EST Scientific Programme: Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN)*. First ann workshop. Strasburg, Geomar, France, 1996. P. 101–103.
- Paleoclimates and Paleoenvironment of the Northern Hemisphere (Late Pleistocene–Holocene). Geogr. Res. Inst. Hungarian Acad. of Science. Stuttgart: Gustav Fisher Verlag, 1992. 150 p.
- Quaternary Stratigraphy, Glacial Morphology and Environmental Changes (Res. P. SGU ser. Ca 81) / Robertson A.V. (ed.). Uppsala, 1992. 380 p.
- Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere / Sibraeva V., Bowen D.Q., Richmond G.M. (eds). Oxford–New York–Toronto–Sydney–Frankfurt: Pergamon Press, 1986. 445 p.
- Quaternary Glaciations in the Southern Hemisphere / Clapperton Chalmers M. (ed.) // *Quaternary Sci. Rev.* 1990. V. 9. № 2/3. 304 p.
- Quaternary Stratigraphy of Canada. Canadian Contr. IGCP. Pr. 24 / Fulton R.J. (ed.). Geol. Surv. of Canada. 1984. Pr. 84–10. 210 p.
- Raukas A. Ice marginal formations of the Palivere zone in the eastern Baltic // *Sveriges Geologiska Undersökning*. Uppsala, 1992. Ser. Ca 81. P. 277–284.
- Rutter N. Pleistocene history of the Western Canadian ice-free corridor // *Quaternary stratigraphy of Canada – a Canadian contribution to IGCO project / Fulton R. (ed.)*. Ottawa, 1984. P. 49–56.
- Serebryanny L., Andreev A., Malyasova E. et al. Lateglacial and early-Holocene environments of Novaya Zemlya and the Kara Sea Region of the Russian Arctic // *Holocene Research paper*. 1998. P. 323–329.
- Siegert Ch., Romanovksy N.N. The late pleistocene “ice complex” a phenomenon of the non-glaciated areas of Northern Eurasia // *Abstracts of First ann. Workshop of the EST Scientific Programme: Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN)*. Strasburg, Geomar, 1996. P. 122–123.
- Svendsen J.I., Astakhov V.I., Bolshiyakov D.Yu. et al. Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian // *Boreas*. 1999. V. 28. № 1. P. 234–242.
- Tveranger J., Astakhov V., Mangerud J. The margin of the last Barent’s-Kara Ice sheet at Markhida, Northern Russia // *Quaternary Research*. 1995. V. 44. № 3. P. 328–340.
- Velichko A., Kononov Yu., Faustova M. The last Glaciation of Earth: Size and Volume of Ice-Sheets // *Quaternary International*. 1997. V. 41/42. P. 43–51.
- Zale R., Brydsten L. The pre-Holocene marine limit on Hopen, Svalbard // *Boreas*. 1993. V. 22. P. 159–164.
- Zheng Benhing. Controversy regarding the existence of large ice sheet on the Qinghai–Xizang (Tibetan) plateau during the quaternary period // *Quaternary Research*. 1989. V. 32. № 1. P. 121–123.

Рецензенты С.А. Архипов, М.Н. Алексеев

УДК 551.72:552.5(470.41.5)

СРЕДНЕРИФЕЙСКИЙ БАССЕЙН ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЮЖНОГО УРАЛА: ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ

© 2000 г. А. В. Маслов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620151 Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 27.01.98 г., получена после доработки 14.05.98 г.

Рассмотрены особенности строения разрезов юрматинской и серафимовской серий Башкирского мегантиклинория и Волго-Уральской области. Приведена литологическая и фациальная характеристика отложений и на этой основе проанализирован ряд схем распределения фациальных ассоциаций и комплексов, составленных для времени накопления отложений зигальгинской и тукаевской свит, зигазино-комаровской свиты и акбердинского горизонта, авзянской и ольховской свит. Показано, что начальные этапы развития этого бассейна (~1.34–1.35 млрд. лет) характеризовались формированием на крайнем востоке комплекса вулканогенных и силикокластических, преимущественно прибрежно-бассейновых отложений значительной мощности. К западу от этой области располагалась приподнятая и расчлененная суша, восточные ее границы маркируются крупными линзами и пластами валунно-галечниковых конгломератов. В середине среднего рифея накопление осадков происходило преимущественно в мелководных, часто достаточно хорошо аэрировавшихся, условиях. В палеогеографическом отношении бассейн осадконакопления этого времени являлся, вероятно, плоским межостровным морем. Расширение трансгрессии к концу среднего рифея привело к появлению на востоке ряда карбонатных последовательностей, представленных преимущественно сублиторальными и умеренно глубоководными отложениями и замещавшихся западнее мелководными и сверхмелководными силикокластическими ассоциациями.

Ключевые слова. Средний рифей, бассейн седиментации, Волго-Уральская область, западный склон Южного Урала.

ВВЕДЕНИЕ

Наметившийся в последние годы рост интереса российских исследователей к рассмотрению особенностей эволюции осадочных бассейнов позднего докембрия (Вейс, Семихатов, 1989; Петров, 1993; Вейс, Петров, 1994; Хабаров, 1994; Петров, Вейс, 1995; Сурков и др., 1996; Петров, Семихатов, 1997; Советов, 1997; Маслов, 1994; 1995; 1997а, 1997б; Оловянишников, 1997 и др.) и расшифровке условий накопления мощных седиментационных последовательностей этого интервала времени демонстрирует возросшие возможности комплексного использования стратиграфических, седиментологических и литолого-геохимических данных, а также материалов геофизических работ, в частности, сейсмопрофилирования. При расширении в будущем базы изотопно-геохронологических данных о возрасте литостратиграфических подразделений верхнего докембрия, это создает хорошую основу для проведения полномасштабного бассейнового анализа. Существует и еще один аспект рассматриваемой проблемы, важность которого хорошо подчеркнута в работе В.С. Суркова с соавторами (1993): “Наличие мес-

торождений нефти и газа в бассейнах рифея пассивной окраины Сибирского кратона – серьезное основание для постановки исследований с целью изучения геологии и нефтегазоносности рифея Восточно-Европейской платформы”. Существенный сдвиг в данном направлении наметился сейчас не только для сибирских разрезов рифея, но и для его эталона на западном склоне Южного Урала.

Выполненный несколько лет назад в пределах Волго-Уральской области крупный комплекс геофизических исследований (Лозин, Хасанов, 1991; Лозин, 1994 и др.), данные бурения глубоких скважин (Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1994а, 1994б, 1997; 1998; Козлов и др., 1995) и литолого-палеогеографические реконструкции показали, что осадочные последовательности эталонного разреза рифея сменяются в более западных (платформенных) районах мощным комплексом осадочных образований, формировавшихся в единых с ними осадочных бассейнах. Особенности строения и эволюции раннерифейского седиментационного бассейна рассмотрены в моих предшествующих работах (Маслов, 1994, 1995). Настоящая статья посвящена рассмотре-

нию текстурно-структурных особенностей, фациальных ассоциаций и характера их латерального и вертикального распределения в разрезах среднего рифея Волго-Уральской области и Башкирского мегантиклинория.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕГО РИФЕЯ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЮЖНОГО УРАЛА

Башкирский мегантиклинорий

Юрматинская серия Башкирского мегантиклинория, являющаяся типом среднего рифея, объединяет четыре свиты (снизу вверх): машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую. *Машакская свита* известна только в пределах восточного крыла Башкирского мегантиклинория. Основную роль в ее разрезах играют мелко- и среднезернистые песчаники зеленовато- или сиреневато-серые массивные и/или с мелко- и среднемасштабной однонаправленной косой слоистостью. Иногда можно видеть слепки с трещин усыхания и со знаков ряби волнения. В ряде случаев наблюдается чередование песчаников массивного (или неявно горизонтальнополосчатого) облика и пород с мелкомасштабной косой, прямолинейной или выполаживающейся слоистостью. Иногда в песчаниках присутствует мульдовидная или клиновидная косая слоистость, а также текстуры реактивации. Широкое развитие в разрезах свиты имеют валунно-галечниковые конгломераты. Слоистость для них, как правило, не характерна, однако в ряде наиболее мощных их пачек присутствуют прослои с крупномасштабной косой слоистостью и черепитчатой укладкой галек, здесь же наблюдаются линзы грубозернистых песчаников с однонаправленной косой слоистостью. Размер обломков в конгломератах варьирует от 3 до 40 см; сгруженность галек весьма высокая. Гальки и валуны представлены в основном кварцито-песчаниками, сходными по своему облику с породами юшинской свиты нижнего рифея (Анфимов и др., 1978; Ротару, 1983); фрагменты диабазов, алевролитов и углеродисто-глинистых сланцев составляют в сумме не более 3–5% общего их числа. Форма обломков – трех- или многогранная с хорошо скругленными углами, яйцевидная, шарообразная и др. Подчиненное распространение в разрезах машакской свиты имеют алевролиты, углеродисто-глинистые сланцы и пакеты их переслаивания. Первые из них характеризуются массивным обликом, тонкой горизонтальной полосчатостью и, иногда, мелкой линзовидной, линзовидно-волнистой или линзовидно-косой слоистостью. На поверхностях напластования алевролитов могут присутствовать мелкие знаки ряби волнения и течения. В составе пакетов переслаивания в ряде случаев фиксиру-

ются трещины усыхания, однако наиболее характерной их особенностью является пологоволнистое чередование различных литотипов, а среди внутрислоевых текстур – волнистая, неправильноволнистая и микроконволютная слоистость. Мощность машакской свиты варьирует от 1500 до более 3000 м.

Кислые вулканы машакской свиты имеют Rb-Sr изохронный возраст 1341 ± 41 млн. лет и U-Pb (по цирконам) возраст 1348 ± 30 млн. лет (Краснобаев и др., 1985; Козлов и др., 1989).

Основная роль в разрезах *зигальгинской свиты* (мощность до 550–700 м) принадлежит серым и светло-серым средне- и мелкозернистым песчаникам массивного облика. Значительно реже в составе свиты наблюдаются породы с горизонтальной, мелко- и среднемасштабной косой, одно- и разнонаправленной слоистостью, рябью волнения и течения различных типов, первичной линейностью течения, трещинами усыхания и интервалами, обогащенными пластинчатыми сланцевыми брекчиями. В районе Бакальских сидеритовых месторождений в основании разреза свиты присутствуют линзы валунно-галечниковых конгломератов. На северо-востоке Башкирского мегантиклинория свита с размывом и угловым несогласием залегает на различных пачках бакальской свиты нижнего рифея (Мочалова, 1957; Яницкий, Сергеев, 1962; Гарань, 1963). В центральных районах мегантиклинория, на западном крыле Ямантауского антиклинория, зигальгинская свита трансгрессивно перекрывает породы нижнерифейской юшинской свиты, а на восточном – согласно подстилается вулканогенно-терригенными последовательностями машакской свиты.

Зигазино-комаровская свита (1000–1200 м) представлена, в основном, алеврито-глинистыми породами с прослоями песчаников, известняков и доломитов. Исходя из особенностей состава и окраски пород, она расчленяется на три подсвиты – сиреневую, амбарскую и туканскую. Породы первой и третьей подсвиты обогащены тонкодисперсным углеродистым материалом и имеют темную окраску; для отложений амбарской подсвиты характерен, напротив, голубоватый или голубовато-серый оттенок. Для данного уровня эталона наиболее типичны пакеты и пачки переслаивания глинистых и/или углеродисто-глинистых сланцев с песчаниками и алевролитами (мощность индивидуальных прослоев до 5–10 см). В последних внутрислоевые текстуры представлены тонкой горизонтальной, пологой волнистой, мелкой косой и косоволнистой слоистостью (Маслов, 1991а). Некоторая часть прослоев представляет четковидное сочетание мелких линз симметричной и асимметричной ряби, часто с разнонаправ-

ленным падением слоев в смежных по вертикали прослоях. В подошве многих тонких (1–3 см) прослоев алевролитов и песчаников наблюдаются трещины усыхания. Своеобразной разновидностью данного типа пакетов переслаивания являются так называемые “червячковые ритмиты” (Маслов, 1991а) – пакеты тонкого неравномерного чередования алевролитов и углеродисто-глинистых сланцев с сильно нарушенной первичной слоистостью. Для другого их типа характерно отсутствие текстур-индикаторов периодического или частого осушения осадков и преимущественно “тонкое” (1–5 см) пологоволнистое или “грубое” (5–15 см) переслаивание различных литотипов. Подчиненную роль в размерах зигазино-комаровской свиты играют мелкозернистые алевролиты и глинистые или углеродисто-глинистые сланцы, характеризующиеся неслоистым или тонко-, горизонтальнополосчатым обликом, а также доломиты и известняки массивные или тонкополосчатые с глинисто-алевритовой примесью и маломощными прослоями глинистых сланцев, наблюдающиеся в виде пакетов небольшой мощности или участвующие в строении пакетов переслаивания.

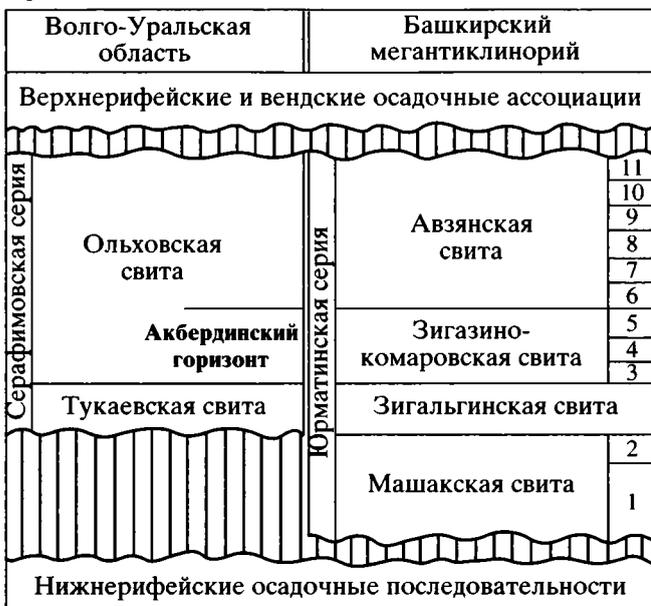
Завершающая разрез юрматинской серии *авзянская свита* (800–2000 м) расчленяется на шесть подбит (Стратотип рифея..., 1983; Стратиграфические схемы..., 1993). Достаточно подробная характеристика силикокластических и карбонатных пород свиты дана в работах О.П. Горяиновой и Э.А. Фальковой, А.И. Олли, З.М. Старостиной, М.И. Гараня и других авторов. Широкое развитие на рассматриваемом уровне имеют пакеты чередования: 1) песчаников, алевролитов и глинистых сланцев; 2) алевролитов и глинистых сланцев; 3) низкоуглеродистых мелкозернистых алевролитов, известняков и плоскообломочных синседиментационных карбонатных брекчий и т.п. Для всех них характерны разнообразные текстуры, позволяющие предполагать формирование описываемых образований в верхнемелководных и мелководных зонах бассейна (Маслов, 1990, 1997б): тонкая горизонтальная, мелкомасштабная косая, линзовидно-косая и косоволнистая слоистость, знаки ряби и др. В ряде разрезов свиты значительная роль принадлежит массивным или неясно-, тонкослоистым мелкозернистым алевролитам и/или глинистым сланцам. Большинство карбонатных пород авзянской свиты представлено массивными или неотчетливо-, горизонтальнополосчатыми доломитами, среди которых присутствуют пласты и линзы строматолитовых разностей; наблюдаются также интервалы с мульдвидной, косо- и пологоволнистой слоистостью.

Возраст прорывающих среднерифейские осадочные ассоциации Башкирского мегантиклинория даек габбро-диабазов (К-Аг метод, валовые пробы) варьирует от 1000 ± 20 до 1080 ± 30 млн. лет (Стратотип рифея..., 1983). Изотопный возраст аутигенного глауконита из авзянской свиты (К-Аг метод), как было установлено в начале 60-х гг., составляет порядка 1220–1230 млн. лет (Гаррис и др., 1964). Однако значительная эпигенетическая перекристаллизация глауконита в целом в отложениях среднего и верхнего рифея эталона, не позволяет, по мнению В.М. Горожанина (1997), вообще получить по нему для типового разреза возрасты древнее 800 млн. лет, и, следовательно, данная проблема требует особого внимания в будущем.

Волго-Уральская область

В пределах Волго-Уральской области с юрматинской серией сопоставляются осадочные образования серафимовской серии, вскрытые бурением в северных, западных, восточных и, отчасти, южных районах Башкирии и на востоке Татарстана (Рабочая схема..., 1981; Андреев и др., 1981; Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1998 и др.). Базальные образования серафимовской серии трансгрессивно залегают на разных уровнях надеждинской и калтасинской свит нижнего рифея и породах кристаллического фундамента (Ишерская, Романов, 1993). В свою очередь, они с размывом перекрыты базальными образованиями абдулинской серии верхнего рифея (усинская свита), а в ряде случаев – верхневендскими осадочными ассоциациями (таблица). Средний рифей в Волго-Уральской области выделяется в объеме серафимовской свиты К.Р. Тимергазина, расчленявшейся им на две толщи: нижнюю, песчаниковую, и верхнюю, карбонатно-терригенную, получившие в дальнейшем наименования тукаевской и ольховской. Позднее серафимовская свита была переведена в ранг серии, а входившие в ее состав толщи стали рассматриваться как самостоятельные свиты. Л.Д. Ожиганова (1974), на основании литологических данных, включила в состав серафимовской серии усинскую свиту. Позднее изучение керн глубоких скважин (1 Северо-Кушкуль, 100 Кушкуль и др.) показало, что отложения усинской свиты тесно связаны с породами вышележащей леонидовской свиты верхнего рифея, образуя с ними единый формационный комплекс (Морозов, 1972, неопубликованный отчет) (Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1997). Подтверждением этому является сходный набор пород, их положение в разрезе, соотношения с подстилающими и перекрывающими толщами, обособление на сейсмопрофилях МОГТ в единый сейсмокомплекс, а также корреляция

Область сочленения Русской платформы и Южного Урала



ляция с отложениями эталона рифея. В последнее время эти свиты получили новые названия соответственно *новокипчакская* и *деминская*, и новые стратотипы (Романов, Ишерская, 1997, 1998), однако до более широкого вхождения их в научный оборот, далее в статье использованы прежние названия.

Тукаевская свита в пределах платформенной части Башкортостана представлена в основном мелко- и среднезернистыми полевошпато-кварцевыми, аркозовыми и кварцевыми песчаниками, при подчиненной роли алевролитов и глинистых сланцев. Песчаники характеризуются вишнево-коричневой или светлой желтовато- и/или розовато-серой окраской и часто содержат линзы и карманы гравийно-галечного материала или примесью зерен кварца размером до 1.5 мм. Иногда присутствуют породы со среднemasштабной косою или мелкой волнистой и косоволнистой слоистостью. Наблюдаются также песчаники с прослоями и линзами крупносаммитового кварцевого материала, содержащими мульдovidную или неправильную волнистую слоистость. Разновидностью данного литотипа являются светлые розовато-серые разнозернистые песчаники с угловатыми разноориентированными фрагментами (от 3–5 мм до 2–3 см) доломитов. Алевролиты имеют шоколадно-коричневую, вишнево-серую, светло-серую или светло-розовую окраску. Это неотчетливо-, тонкослоистые породы с россыпью зерен кварца диаметром от 0.5 до 1.5 мм, пологоволнистыми прослоями заиления и мало-мощными полосами (через 5–6 см) мелкогравийного материала. На поверхностях напластования

алевролитов иногда наблюдаются псевдоморфозы по галиту. Присутствуют и светло-розовые или светло-серые массивные неслоистые их разности, в которых иногда можно видеть пластинки глинистых сланцев и неотчетливую полосчатость. Еще одна разновидность – вишнево-серые алевролиты с многочисленными тонкими пропластками (доли мм) коричнево-красных глинистых сланцев, наблюдающимися через 2–5 мм и подчеркивающими пологую мелкомасштабную косую выполаживающуюся к основанию слоев слоистость. Есть также темные зеленовато-серые (редко темные вишнево-красные) массивные тонкоплитчатые неяснополосчатые алевролиты, а в ряде интервалов – светло-серые с сиреневым оттенком их разности с мелкомасштабной косою клиновидной разнонаправленной слоистостью и пластинками аргиллитов. Алевритистые глинистые сланцы в разрезах свиты представлены темно-серыми или почти черными массивными или неяснополосчатыми (толщина полос 2–3 мм) низкоуглеродистыми разностями, а также зеленовато-серыми глинистыми сланцами с тонкими неправильными линзами алевритового материала. На поверхностях напластования последних иногда наблюдаются псевдоморфозы по галиту. Характерной особенностью многих разрезов свиты являются различные по своему строению пакеты и пачки переслаивания указанных выше литотипов. На рис. 1 показаны некоторые текстуры пород тукаевской свиты. Распределение их, а также гранулометрических типов пород и фациальных ассоциаций в разрезах свиты показано на рис. 2.

По данным В.А. Романова и М.В. Ишерской (1997), мощность тукаевской свиты варьирует от 465 м в скв. 4 Аслы-Куль до 630 м в скв. 62 Кабаково.

Изотопный возраст глауконита из песчаников нижней части тукаевской свиты (скв. 119 Серафимовка) составляет 1252 и 1297 млн. лет (К-Аг метод), в скв. 352 Леонидовка он равен 1286 млн. лет (Полевая, Казаков, 1961; Казаков, 1963; Гаррис и др., 1964; Стратотип рифея..., 1983). По глаукониту из песчаников в скв. 1 Кипчак возраст пород свиты определен в 1253 ± 20 и 1274 ± 12 млн. лет (К-Аг метод) (Романов, Ишерская, 1997).

Ольховская свита связана с тукаевской постепенным переходом. В основании свиты, в большинстве вскрытых ее скважин, прослеживается так называемый акбердинский горизонт (Андреев и др., 1981; Стратотип рифея..., 1983; Романов, Ишерская, 1998), представленный темно-серыми и почти черными алевритистыми глинистыми сланцами и аргиллитами, среди которых присутствуют и редкие прослои алевролитов. Мощность горизонта варьирует от 40 до 70–80 м. Средние и верхние уровни свиты объединяют аргиллиты,

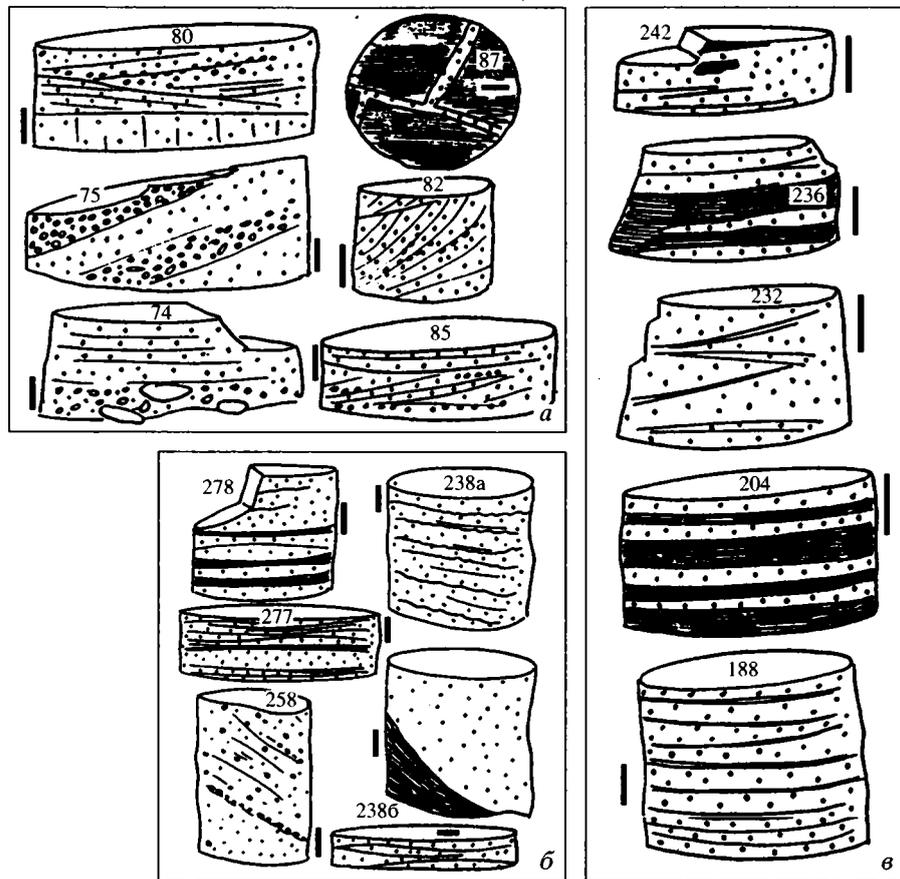


Рис. 1. Некоторые текстурные особенности пород тукаевской свиты серафимовской серии из разрезов скважин 4 Аслы-Куль (а), 1 Кипчак (б) и 62 Кабаково (в).

Здесь и далее номера на рисунках соответствуют номерам образцов в коллекции М.В. Ишерской (ИГ УфНЦ РАН); положение образцов в разрезах свит см. на рис. 2. Масштаб линейки 1 см.

мергели и доломиты с редкими прослоями алевролитов, песчаников и гравелитов; окраска пород здесь – красно-бурая, розовая или зеленая.

Гравелиты характеризуются красно- и розовато-желтой или розовато-серой окраской и обнаруживают присутствие пологой косой слоистости с признаками ритмической сортировки кластики в слойках и редкими мелкими галечками кварца. Иногда в них присутствуют пропластки глинистого материала или пластинки зеленоцветных глинистых сланцев. Иногда наблюдаются неотчетливополосчатые (полосчатость подчеркнута главным образом вариациями гранулометрии соседних слойков; здесь же через 1–3 см присутствуют пропластки зеленых глинистых сланцев, разбитые трещинами усыхания) и пологокосослоистые разности крупнозернистых песчаников с мелкими беспорядочно распределенными галечками кварца. Маркируется слоистость вариациями в гранулометрии слойков. Мелкозернистые песчаники имеют шоколадно-коричневую или светлую розовато-серую окраску и характеризуются пре-

имущественно неслоистым обликом или обнаруживают присутствие неотчетливой пологой волнистой, штриховатой и косоволнистой слоистости. Зеленовато- и розовато-серые алевролиты содержат прослой с зернами кварца (до 0.5–1 мм). Разновидностью данного литотипа являются шоколадно- или красно-коричневые неслоистые или неотчетливополосчатые, иногда с пластинками аргиллитов на поверхностях напластования, алевролиты. В алевролитистых глинистых сланцах, имеющих шоколадно-коричневую окраску, часто присутствуют многочисленные мелкие галечки кварца. В ряде случаев можно видеть листоватые неравномерно окрашенные глинистые сланцы или зеленовато-серые со слабым голубоватым оттенком (несколько неравномерно окрашенные) аргиллиты с оскольчатым изломом. На поверхностях напластования их в некоторых штуфах присутствуют текстуры, напоминающие трещины усыхания. Встречаются также темно-серые, почти черные углеродисто-глинистые сланцы.

Достаточно часто в разрезах ольховской свиты наблюдаются пакеты и пачки переслаивания

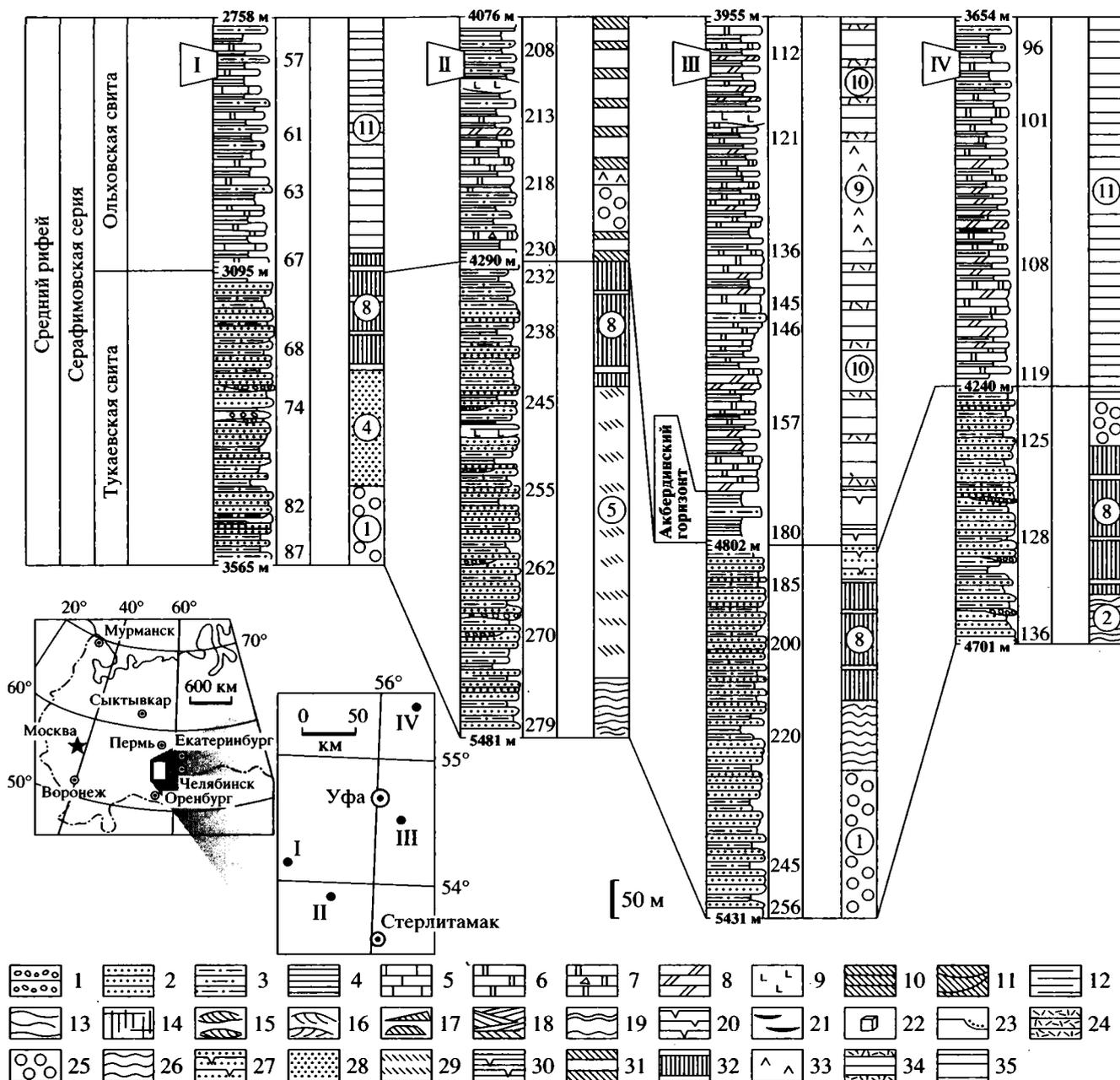


Рис. 2. Разрезы серафимовской серии, вскрытые скважинами 4 Аслы-Куль (I), 1 Кипчак (II), 62 Кабаково (III) и 100 Куш-Куль (IV), текстурные особенности пород тукаевской и ольховской свит и фациальные ассоциации. 1 – гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевриты; 4 – аргиллиты и глинистые сланцы; 5 – известняки; 6 – доломиты; 7 – синседиментационные плоскообломочные доломитовые брекчии; 8 – доломитовые мергели; 9 – дайки габродиабазов. 1–24 – текстурные особенности пород: 10 – кося однаправленная средне- и мелкомасштабная слоистость; 11 – мульдовидная кося однаправленная слоистость; 12 – горизонтальная слоистость или полосчатость; 13 – пологоволнистая и неправильная волнистая слоистость; 14 – интервалы массивного сложения; 15 – мелкомасштабная косоволнистая и мульдовидная слоистость; 16 – разнонаправленная косоволнистая слоистость; 17 – острогребневые и синусоидальные знаки ряби (преимущественно мелкие и изолированные); 18 – мелкомасштабная кося клиновидная разнонаправленная слоистость; 19 – синусоидальная симметричная волнистая слоистость; 20 – трещины усыхания; 21 – прослой заиления; 22 – псевдоморфозы по галиту; 23 – текстуры мелких промоин (русел) и размывов; 24 – интервалы развития пластинчатых (плоскообломочных) карбонатных и сланцевых брекчий; 25–35 – фациальные ассоциации: 25 – первая; 26 – вторая; 27 – третья; 28 – четвертая; 29 – пятая; 30 – шестая; 31 – седьмая; 32 – восьмая; 33 – девятая; 34 – десятая; 35 – одиннадцатая.

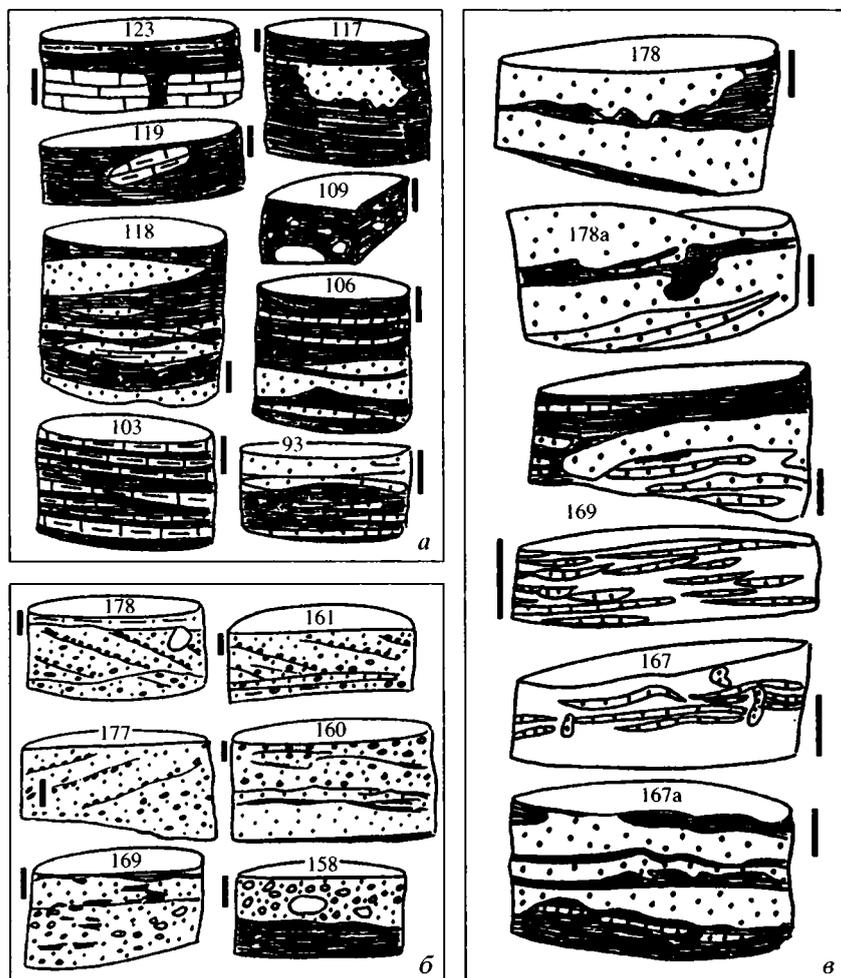


Рис. 3. Текстуальные особенности пород ольховской свиты из разрезов по скважинам 800 Сергеевка (а) и 62 Кабаково (б и в).

Положение образцов в разрезах свит показано на рис. 2. Масштаб линейки 1 см.

описанных выше литотипов; мощность их достигает первых десятков метров. Это может быть тонкое ($n \times 1$ мм) пологоволнистое чередование темных зеленовато-серых или шоколадно-коричневых глинистых сланцев и розовато- или светло-серых алевролитов. В относительно мощных слоях алевролитов присутствует пологая косяя слоистость; самые тонкие прослои представляют собой серии четковидных следующих друг за другом линз индивидуальных знаков ряби. Можно предполагать присутствие и псевдоморфоз по галиту. Последние (ребро кубиков – от 1.5 до 2–3 мм) наблюдаются также и в составе пакетов неравномерного чередования розовато-серых или кремовых доломитов и мелкозернистых алевролитов. Еще одной разновидностью пакетов переслаивания является тонкое чередование темных зеленовато-серых алевролитистых глинистых сланцев и розовато-серых прослоев глинисто(?)-карбонатного состава с ровными отчетливыми, достаточно резкими границами.

Карбонатные породы, сосредоточенные, в основном, в средней части ольховской свиты, объединяют несколько литотипов. Это темно-серые и серые или кремово-серые со слабым зеленоватым оттенком преимущественно неслоистые пелитоморфно-тонкокristаллические доломиты. Другой их тип – зеленоватые и/или буро-малиновые массивные или с тонкой диффузной полосчатостью породы; иногда наблюдаются глинистые доломиты с тонкими прослоями красно-коричневых алевролитистых глинистых сланцев. Еще один литотип – красно-коричневые тонко-, субгоризонтально-слоистые или с неправильной волнистой слоистостью глинистые доломиты, в которых слоистость подчеркнута прослоями глинистых сланцев или мергелистыми полосами толщиной 1–3 мм. Иногда присутствуют различия с тонкой горизонтальной и пологой косо мульдвидной слоистостью. Подчиненную роль среди отложений ольховского уровня играют сиреневато-серые с кремовым оттенком тонкокristаллические известняки

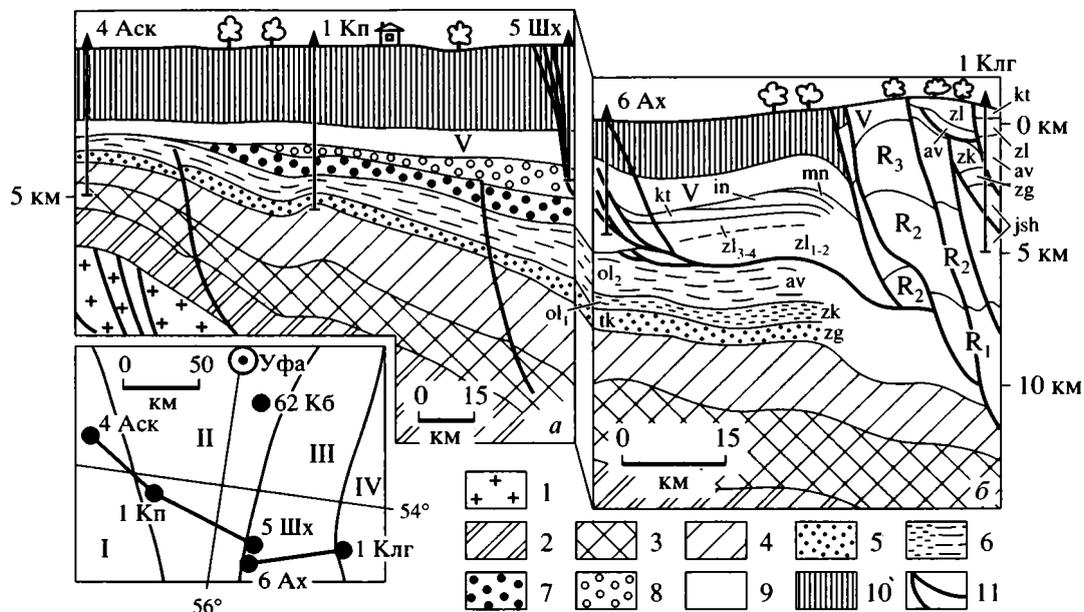


Рис. 4. Схематические структурно-геологические профили на основе сейсморазрезов МОГТ Аслы-Куль-Шихан (а) и Ахмерово-Кулгунино (б), по данным (Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1994б) с некоторыми упрощениями.

1 – архейско-нижнепротерозойский кристаллический фундамент; свиты: 2 – прикамская, 3 – калтасинская, 4 – надеждинская, 5 – тукаевская; 6 – ольховская, 7 – усинская и леонидовская, 8 – приютовская; 9 – венд; 10 – палеозой; 11 – разрывные нарушения. Индексами показаны: R_1 – нижний рифей; R_2 – средний рифей; R_3 – верхний рифей; свиты: jsh – юшинская; zg – зигальгинская; tk – тукаевская; zk – зигазино-комаровская; ol_1 – акбердинский горизонт ольховской свиты; ol_2 – средняя и верхняя часть ольховской свиты; av – авзянская; us + ln – усинская и леонидовская нерасчлененные; zl – зильмердакская свита; zl_{1-2} – бирьянская и нугушская подсвиты зильмердакской свиты; zl_{3-4} – лемезинская и бедершинская подсвиты зильмердакской свиты; kt – катавская; in – инзерская; mn – миньярская. I – Серноводско-Абдулинский прогиб; II – Камско-Бельский прогиб; III – Западно-Уральский перикратон; IV – западный склон Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий).

и неравномерно окрашенные (зеленовато-серые, красно-коричневые, бурые и др.) неяснополосчатые пелитоморфно-тонкокристаллические доломитовые мергели, иногда с “присыпкой” глинистого материала по плоскостям напластования. Некоторые первичные седиментационные тектуры пород ольховской свиты показаны на рис. 3.

Вскрытая мощность свиты меняется от 340 м в скв. 4 Аслы-Куль до 840 м в скв. 62 Кабаково. В сторону Урала мощность отложений рассматриваемого уровня существенно увеличивается и, по данным В.А. Романова, основанным на материалах сейсмопрофилирования, может достигать на широте г. Стерлитамака почти 2000–2200 м.

Габбро-диабазы, секущие ольховскую свиту (скв. 119 Серафимовка и 5 Старо-Петрово), имеют возраст от 1000–1050 до 1250 ± 50 млн. лет (К-Аг метод, порода в целом) (Гаррис и др., 1967; Рабочая схема..., 1981; Стратотип рифея..., 1983; Романов, Ишерская, 1998).

Тукаевская свита серафимовской серии Волго-Уральской области коррелируется с зигальгинской свитой эталона, акбердинский горизонт ольховской свиты сопоставляется с зигазино-комаровским уровнем, а средняя и верхняя ее часть – с

авзянской свитой (Рабочая схема..., 1981; Андреев и др., 1981; Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1994а, 1994б, 1997). Основаниями для этого являются: 1) положение рассматриваемых образований в обоих регионах между двумя крупными стратиграфическими несогласиями; 2) сходство литологического состава¹ тукаевской и ольховской свит с отложениями юрматинской серии; 3) геохронологические данные; 4) данные бурения глубоких скважин, в том числе сопоставление разрезов скв. 62 Кабаково; 5 Шихан – 6 Ахмерово-

¹ Как было отмечено Ю.В. Андреевым и др. (1981), тукаевская и ольховская свита образуют “...хорошо распознаваемый осадочный цикл, в котором нижняя часть слагается песчаниками и кварцитами, средняя черными сланцами, а верхняя – пестроцветными сланцами и доломитами”. В.А. Романов и М.В. Ишерская (1994б), основываясь на материалах бурения и данных сейсмопрофилирования, также указывают на распространение на значительной части платформенного Башкортостана одинаково построенных последовательностей, представленных в нижней части песчаниками и алевролитами, а в верхней – аргиллитами, мергелями и доломитами. По данным указанных авторов, “пестроцветная алевролитно-аргиллитно-карбонатная толща ольховской свиты к востоку становится существенно сероцветной и в ней увеличивается роль карбонатных пород. ...В скв. 1 Кулгунино этому уровню соответствует авзянская свита”.

во, вскрывших самые восточные в пределах платформенной части Башкирии разрезы рифея и скв. 1 Кулгунино (Романов, Ишерская, 1994б), в которой известен наиболее западный для Башкирского мегантиклинория разрез среднего рифея; 5) материалы интерпретации данных сейсморазведки МОГТ, которые непосредственно свидетельствуют о переходе осадочных последовательностей юрматинской серии западного склона Южного Урала в образования серафимовской серии Волго-Уральской области (рис. 4).

РАНЕЕ СУЩЕСТВОВАВШИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ АССОЦИАЦИЙ СРЕДНЕГО РИФЕЯ

Подробный анализ взглядов разных авторов на условия формирования среднерифейских отложений Башкирского мегантиклинория сделан мною в специальной публикации (Маслов, 1997б)², ниже я приведу только их краткое резюме. В работах О.П. Горяиновой и Э.А. Фальковой, М.И. Гараня и А.И. Олли, среднерифейские осадочные ассоциации рассматривались как преимущественно мелководные бассейновые. В.П. Феоктистов и др. (1977 г., неопубликованный отчет) относили отложения машакской свиты к прибрежно-дельтовому. П.Н. Швецов (1974) считал линзы галечников машакской свиты континентальными образованиями, окаймлявшими островную сушу. По представлениям В.П. Парначева и др. (1986), нижние уровни машакской свиты слагаются в основном аллювиально-пролювиальными образованиями, а более высокие – морскими. Отложения зигальгинской свиты большинством авторов рассматривались как преимущественно прибрежно- и мелководно-морские. Предполагалось также, что на юге Башкирского мегантиклинория для данного уровня юрматинской серии характерны дельтовые ассоциации. Зигазино-комаровская свита, по мнению одних авторов, объединяет силикокластические отложения обширного мелководного бассейна, а по другим представлениям – осадки так называемого “паралического мелководья” или образования эвапоритовых бассейнов. Была предложена также модель, сходная по ряду особенностей с плайевой. Формирование отложений авзянской свиты происходило, как предполагается в большинстве публикаций, в прибрежных, в том числе лагунных, мелководных и умеренно глубоководных обстановках бассейна нормальной или несколько повышенной солености. Характер распределения в отложениях среднего рифея западного склона Южного Урала малых элементов

предположительно свидетельствует о преобладании на палеоводосборах семиаридного климата с эпизодами гумидизации (Гареев, Веретенникова, 1987; Гареев, 1989; Подковыров, Гареев, 1995).

Вопросам фациальной типизации и реконструкции условий накопления отложений, входящих в состав серафимовской серии, в той или иной мере посвящены публикации многих авторов. Так, К.Р. Тимергазиным отложения тукаевской и ольховской свит интерпретировались как прибрежные мелководные. Близких представлений придерживались З.П. Иванова и др. (1969), а также М.М. Алиев и др. (1977). Присутствие в терригенных породах “первичного” доломитового цемента, кристаллов барита, ангидрита и гипса позволяют, по мнению авторов, предполагать повышенную соленость вод бассейна и, возможно, определенную его изолированность. Анализ особенностей распределения малых элементов в рифейских отложениях западных районов Башкирии позволил Т.В. Ивановой и О.К. Едренкиной (1971) высказать предположение о формировании исходных для них осадков в условиях жаркого и влажного климата. Сходного мнения придерживались М.М. Балашова и С.Г. Морозов (1973). А.Т. Низамутдиновым и др. (1990) почти все терригенные отложения среднего рифея у северного борта Серноводско-Абдуллинского прогиба по ряду геохимических коэффициентов отнесены к осадкам опресненных мелководных водоемов. Н.С. Лагутенкова и И.К. Чепикова (1982), основываясь на присутствии в породах тукаевской (штандинской) и ольховской (гожанской) свит трещин усыхания и ряда других осадочных текстур, предположили крайнюю мелководность бассейна и периодическое осушение отдельных его зон. По данным Е.В. Лозина (1994 и др.), в среднем рифее на рассматриваемой территории была сформирована обширная шельфовая зона, в которой в стабильных палеогеографических обстановках накапливались мелководные силикокластические последовательности.

Иных взглядов придерживаются исследователи МГУ (Милановский и др., 1994; Никишин и др., 1997), по представлениям которых всесторонне горизонтальное сжатие Восточно-Европейского кратона в конце раннего рифея привело к отмиранию раннерифейского внутриконтинентального рифтогенного бассейна и длительному перерыву в осадконакоплении (курсив мой. – А.М.)³.

³ Этот вывод основан на существующем среди части исследователей представлении об отсутствии на востоке Русской платформы среднерифейских осадочных последовательностей (см., например, Стратотип рифея..., 1983 и др.), однако в свете современных данных он нуждается, по всей видимости, в трансформации.

² Этому же вопросу, применительно к отложениям рифея Волго-Уральской области, посвящен раздел в работе (Маслов, Ишерская, 1998).

ФАЦИАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И КОМПЛЕКСЫ

Фации и крупные их ассоциации (литолого-фациальные комплексы) в типовом разрезе среднего рифея на Южном Урале в настоящее время достаточно хорошо охарактеризованы (Маслов, 1991б, 1997а и др.). В разрезах *машакской свиты* установлены два крупных комплекса отложений. Кузьелгинско-каранский (шесть нижних подсвит машакской свиты в схеме А.Ф. Ротару 1983 г.) уровень представлен отложениями комплекса вулканогенно-терригенных образований прибрежно-морского генезиса. Вышележащий, шакитарско-ямантауский, уровень слагается в основном мелководно-морскими терригенными образованиями. Зигальгинская и зигазино-комаровская свиты, несмотря на различия в литологическом составе слагающих их образований, представлены преимущественно мелководно-морскими и “сверхмелководными” силикокластическими осадками, которые и входят в состав известных здесь двух осадочных комплексов. Для зигальгинского уровня наиболее типичны фации песчаных осадков часто или периодически заливавшихся участков открытого высокоэнергетического мелководья, песчаных осадков сильноподвижного прибрежного мелководья, песчано-алевритоглинистых осадков малоподвижного морского мелководья, алевритопесчаных осадков умеренно подвижного морского мелководья и ряд других. Умеренно мелководные (ниже уровня постоянного волнения) тонкозернистые терригенные осадки без потоковых текстур появляются в Башкирском мегантиклинории только на зигазино-комаровском уровне и играют в его составе подчиненную роль, тяготея к восточным зонам территории (Маслов, 1991а, 1997б). Мелководно-морские и “сверхмелководные” ассоциации имеют примерно равное распространение в разрезах всех трех подсвит рассматриваемого уровня; характерной особенностью его является также отсутствие каких-либо “бортовых” континентальных или прибрежно-континентальных комплексов, что собственно и заставляет меня применять общий термин “сверхмелководные образования” вместо более уместного, исходя из комплекса первичных седиментационных текстур пород, термина “литоральные образования”. Области накопления последних предполагают, как известно, переход по латерали (или в вертикальном разрезе) к отложениям собственно континентального генезиса, чего ни на зигальгинском, ни тем более на зигазино-комаровском уровнях эталонного разреза мы не наблюдаем. Палеогеография области седиментации, существовавшей в зигазино-комаровское время на территории современного западного склона Южного Урала, определялась, по всей видимости, мозаичным сочетанием периодически и/или часто пересыхавших зон и участков несколько более устой-

чивой, хотя и в той или иной мере также эфемерной, субаквальной седиментации.

Авзянский уровень стратотипа представлен чередованием терригенных и карбонатных осадочных последовательностей, формирование которых имело место в “сверхмелководных”, мелководно-морских и собственно бассейновых умеренно мелководных обстановках (Маслов, 1997б и др.).

Прежде чем перейти к рассмотрению фациальных ассоциаций среднего рифея Волго-Уральской области необходимо отметить, что выделение в типовом разрезе рифея крупных комплексов отложений различного состава и генезиса основано на материалах многолетнего детального литолого-фациального анализа с последовательным рассмотрением генетических типов осадков, фаций и их ассоциаций различного масштаба в понимании П.П. Тимофеева. Для разрезов же серафимовской серии, с учетом того, что скважины проходились с отбором керна через весьма значительные интервалы, рассматриваемые ниже ассоциации являются, несомненно, крупными совокупностями – фациями. Всего в разрезах серафимовской серии таких ассоциаций может быть выделено в настоящее время однанадцать.

Первая фациальная ассоциация представлена красноцветными и пестроцветными песчаниками; подчиненную роль в ее составе играют крупнозернистые разности псаммитов, а также алевриты; встречаются мелкогалечниковые конгломераты, гравелиты и глинистые сланцы. Основные, определяющие общий облик пород данной ассоциации, типы текстур – трещины усыхания, псевдоморфозы по галиту, прослои плоскообломочных сланцевых брекчий, знаки ряби течения и волнения. Менее широко распространены средне- и мелкомасштабная однонаправленная (иногда с признаками ритмической сортировки кластики в косых слоях) плоскопараллельная и/или выполаживающаяся к основанию серий слоистость, косоволнистая и слоистость мигрирующей ряби волнения (*ripple drift crosslamination*), карманы размыва и текстуры мелких промоин; встречаются “прослои заиления” и т.п. образования. Исходя из приведенной характеристики, можно, по всей видимости, заключить, что данная фациальная ассоциация представляет совокупность отложений континентального или прибрежно-континентального генезиса, формировавшихся в окислительных условиях блуждающими речными руслами и в эфемерных озерах на прибрежной равнине. Она характерна для отдельных интервалов ольховской (скв. 1 Северо-Куш-Куль, 800 Сергеевка, 1 Кипчак) и тукаевской (скв. 62 Кабаково, 100 Куш-Куль) свит.

В составе *второй ассоциации* преобладают алевролиты и мелко- или среднезернистые песчаники; подчиненную роль играют глинистые сланцы и крупнозернистые арениты. Для них характерны средне- и мелкомасштабная косая, косоволнистая слоистости мигрирующей ряби. Встречаются интервалы пластинчатых сланцевых брекчий, что косвенно предполагает осуществление тех или иных участков бассейна. Присутствуют также мелкозернистые песчаники с мелкомасштабной разнонаправленной слоистостью и симметричными знаками ряби; для отдельных интервалов типична волнистая слоистость, а также массивное сложение. Это позволяет предполагать, что накопление исходных осадков происходило на морском мелководье с достаточно интенсивной гидродинамикой, т.е. в пределах внутреннего шельфа выше базиса действия ординарного волнения. Данная ассоциация типична для нижней (скв. 1 Кипчак и 100 Куш-Куль) и средней частей тукаевской свиты (скв. 62 Кабаково).

Мелко- и среднезернистые песчаники при подчиненной роли более крупнозернистых их разновидностей и алевролитов отнесены к *третьей фациальной ассоциации*. Для входящих в ее состав пород типичен массивный облик; менее часто наблюдается горизонтальная слоистость и интервалы с трещинами усыхания. Интерпретировать генезис исходных для данной ассоциации осадков достаточно сложно. Единственным указанием на близость входящих в нее образований к отложениям периодически или часто пересыхавших зон бассейна является присутствие трещин усыхания. Рассматриваемая ассоциация наблюдается в разрезе тукаевской свиты (скв. 62 Кабаково).

В состав *четвертой ассоциации* (тукаевская свита в разрезе скв. 4 Аслы-Куль) входят мелко- и среднезернистые песчаники (преобладают), алевролиты и глинистые сланцы; в виде прослоев присутствуют крупно- и разноезернистые арениты. Типичной особенностью пород является массивный облик; менее часто можно видеть мелкомасштабную однонаправленную косую, горизонтальную, волнистую и косоволнистую слоистость, интервалы со слоистостью мигрирующей ряби. Возможно, накопление исходных для данной ассоциации осадков имело место в придельтовой области бассейна, на стыке последнего с континентальными участками, где еще продолжалось сказываться влияние однонаправленных течений (так называемое подвижное приустьевое мелководье).

Пятая фациальная ассоциация представлена, главным образом, красно- и пестроцветными мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, находящимися в неравномерном чередовании, или образующими более или менее однородные пакеты и пачки

небольшой мощности. Типичными для входящих в нее литотипов, внутрипластовыми текстурами являются горизонтальная слоистость, интервалы массивного сложения, косоволнистая и слоистость мигрирующей ряби. Формирование отложений пятой ассоциации могло, вероятно, происходить в небольших мелководных заливах и лагунах выше базиса действия обычного волнения. Отсутствие в ее составе пород с трещинами усыхания предполагает, что накопление исходных осадков имело место ниже нижней границы отлива. Рассматриваемая ассоциация типична для нижних и средних интервалов тукаевской (скв. 1 Кипчак) и ольховской свит (скв. 800 Сергеевка и др.).

Шестая фациальная ассоциация представлена почти исключительно глинистыми сланцами, которые иногда обнаруживают присутствие мало мощных прослоев алевролитов. Для последних типичны косоволнистая, горизонтальная и слоистость мигрирующей ряби; в ряде случаев наблюдается волнистая слоистость и трещины усыхания. Это позволяет предполагать, что накопление отложений могло происходить на затишных, в значительной мере закрытых от влияния волнения прибрежных (лагунных) участках морского мелководья, где периодически или достаточно часто имело место их осушение. Данная ассоциация характерна для отложений акбердинского горизонта ольховской свиты (скв. 62 Кабаково).

Седьмая ассоциация (верхняя часть ольховской свиты в скв. 1 Кипчак и 1 Северо-Куш-Куль) складывается пологоволнистым чередованием мелко- и, иногда, среднезернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Характерными внутрипластовыми текстурами здесь являются горизонтальная и волнистая, или пологоволнистая слоистость, а также знаки ряби волнения и течения небольшой амплитуды. Данная ассоциация представляет собой, по-видимому, типичный пример отложений спокойных относительно удаленных от побережья зон шельфа. Волнение, создававшееся ветровым полем в прибрежной зоне, сказывалось здесь не столь отчетливо, как это можно видеть на примере пятой ассоциации. Чередование различных литотипов обусловлено, скорее всего, неравномерным, спазматическим (?) привнесом в зону седиментации песчаного и алевроитового материала, прерывавшим спокойное фоновое накопление тонкозернистой силикокластики.

Восьмая ассоциация представлена мелко- и среднезернистыми песчаниками (преобладают), алевролитами, глинистыми сланцами и, достаточно редко, гравелитами. Для пород наиболее характерны массивная слоистость, интервалы развития горизонтальной (часто неотчетливой и плохо выраженной) слоистости. Наблюдаются также небольшой мощности пакеты и пачки по-

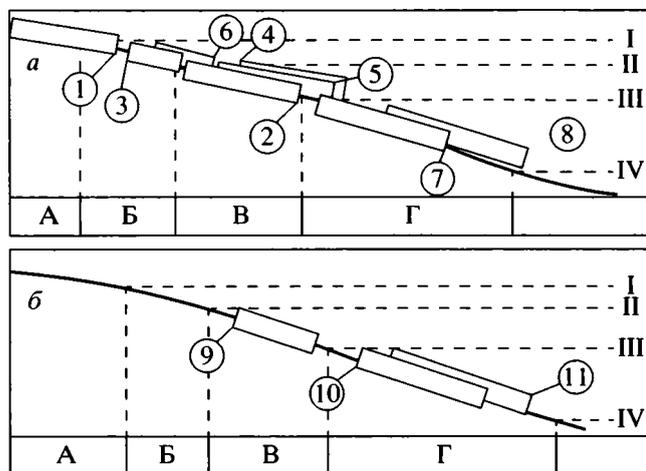


Рис. 5. Идеализированные схемы распределения фашиальных ассоциаций на профиле седиментационного бассейна (*a* – терригенный шельф; *b* – шельф с накоплением терригенно-карбонатных и карбонатных осадков). Номера в кружках соответствуют номерам фашиальных ассоциаций, описание которых дано в тексте. I – уровень максимального прилива; II – нижняя граница отлива; III – уровень постоянного волнения; IV – уровень штормового волнения. А – прибрежная равнина; Б–Г – шельф: Б – литораль или области “сверхмелководной” седиментации, В – внутренняя зона шельфа, сублитораль, Г – внешняя зона шельфа.

логоволнистого чередования указанных выше литотипов. Отсутствие псевдоморфоз по эвапоритовым минералам, трещин усыхания, а также комплекса текстур-индикаторов седиментации в пределах зоны волновой деятельности предполагает, что накопление рассматриваемых образований могло иметь место скорее всего ниже базиса постоянного волнения, т.е. в пределах внешнего шельфа. Восьмая фашиальная ассоциация характерна для средних (скв. 100 Куш-Куль) и верхних (скв. 1 Кипчак, 62 Кабаково и 4 Аслы-Куль) интервалов тукаевской свиты.

Девятая ассоциация (разрез ольховской свиты по скв. 62 Кабаково) объединяет, в основном, карбонатные породы – доломиты (преобладают), известняки и их разности, содержащие то или иное количество терригенной примеси. Подчиненную роль играют здесь прослои глинистых сланцев. Для пород данной фашиальной ассоциации типичны волнистая, косоволнистая, горизонтальная и слоистость мигрирующей ряби. Это свидетельствует, по-видимому, о формировании исходных отложений в прибрежной зоне бассейна с активной гидродинамикой.

Десятая ассоциация, известная в разрезе ольховской свиты, в скв. 62 Кабаково, представлена, в основном, доломитами, несколько меньшую роль играют известняки и строматолитовые (?) карбонаты; глинистые сланцы наблюдаются в виде маломощных прослоев. Преобладают массивные

разности карбонатов, иногда с прослоями плоскообломочных синседиментационных брекчий; менее часто обнаруживаются интервалы пологоволнистого чередования карбонатных пород и глинистых сланцев, а также доломиты с неотчетливо выраженной горизонтальной полосчатостью. Присутствие текстур, сходных со строматолитовыми, и интервалов с волнистой и пологоволнистой слоистостью предполагает, что формирование исходных для данной ассоциации осадков происходило при некоторой гидродинамической активности в бассейне, однако, преобладание массивных разностей и незначительная роль терригенных пород могут указывать, что накопление осадков, в основном, имело место ниже базиса постоянно волнения.

Одиннадцатая фашиальная ассоциация (нижняя часть ольховской свиты в разрезе скв. 100 Куш-Куль) представлена преимущественно карбонатными породами, среди которых преобладают доломиты. Подчиненное значение в ее составе имеют их строматолитовые разности (?) и породы с терригенной примесью; изредко встречаются глинистые сланцы. Иногда в доломитах можно видеть горизонтальную полосчатость (слоистость?). Наблюдается также пологоволнистое переслаивание доломитов или известняков и глинистых сланцев. Формирование исходных для данной ассоциации осадков происходило, по всей видимости, на внешнем шельфе, в условиях ограниченной гидродинамической активности.

Положение охарактеризованных выше ассоциаций на идеализированных профилях седиментационного бассейна показано на рис. 5.

ЛАТЕРАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СРЕДНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЮЖНОГО УРАЛА

Изучение характера распределения в разрезах юрматинской и серафимовской серий крупных осадочных комплексов и фашиальных ассоциаций позволяет составить схемы их соотношений (рис. 6 и 7), что, при значительной фрагментарности имеющихся в нашем распоряжении данных, в определенной мере дополняет существующие в литературе палеогеографические и литолого-фашиальные карты для различных литостратиграфических уровней среднего рифея области сочленения Русской платформы и западного склона Южного Урала.

Известное в разрезах среднего рифея Башкирского мегантиклинория многообразие отложений, формировавшихся в различных фашиальных и палеогеографических обстановках группируется, с учетом генезиса осадков, в ряд крупных осадочных (литолого-фашиальных) комплексов, по-

нимаемых как совокупность родственных фаций и макрофаций (по П.П. Тимофееву), связанных местом и условиями накопления и соответствующих определенным стадиям эволюции бассейнов (Маслов, 1991б, 1997а). Выделенные в разрезах рифея Волго-Уральской области фациальные ассоциации также могут рассматриваться, как было сказано выше, в большинстве своем, как составные элементы этих комплексов. Так, первая ассоциация может являться частью комплекса терригенных, преимущественно аллювиальных и аллювиально-дельтовых отложений. Третья и шестая ассоциации весьма близки к отложениям комплекса терригенных “сверхмелководных” образований; вторая, четвертая, пятая и девятая фациальные ассоциации сопоставимы по наборам пород и их седиментационным признакам с комплексами терригенных и карбонатных отложений мелководно-морского генезиса (Маслов, 1997а).

На рис. 6 показано принципиальное распределение фациальных ассоциаций в разрезах среднего рифея Волго-Уральской области и их вероятные взаимоотношения с осадочными комплексами стратотипической местности. По техническим причинам на ряде профилей показаны только имеющие преобладающее распространение фациальные ассоциации. Схемы латерального распределения фациальных ассоциаций и осадочных комплексов (рис. 7) дают представление о возможном распределении различных зон осадконакопления.

Отложения, синхронные вулканогенно-осадочным образованиям машакского уровня эталона, в центральных и западных районах Башкирии, по всей видимости, отсутствуют (Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1998). Можно предполагать, что в машакское время почти вся рассматриваемая территория представляла в той или иной степени расчлененную сушу, сложенную осадочными и осадочно-метаморфическими образованиями, и только в центральной части современного Башкирского мегантиклинория в сравнительно небольшой (?) области преимущественно в прибрежно-морских обстановках формировались мощные толщи терригенных и вулканогенных образований (рис. 7, а). На основе анализа изопакит здесь вырисовывается глубокий асимметричный прогиб, в котором максимальные мощности отложений (до 2400–2600 м) и линзы валунных конгломератов (от 3–5 до 30–40 м) тяготеют к западным его флангам; к востоку мощность вулканогенно-терригенных образований уменьшается; в разрезах свиты начинают преобладать песчаниково-алевролитовые толщи (Ротару, 1983; Стратотип рифея..., 1983; Парначев и др., 1986) (рис. 8, а).

Распределение комплексов отложений различного генезиса и фациальных ассоциаций на

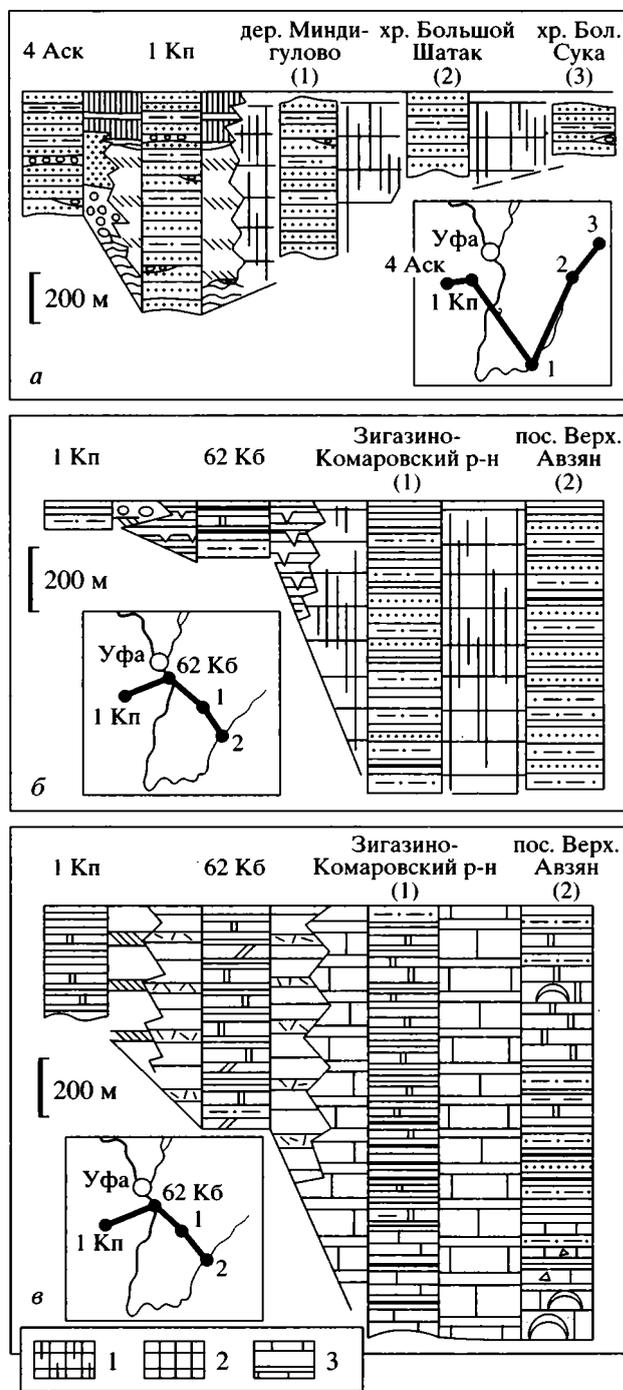


Рис. 6. Соотношение фациальных ассоциаций и осадочных комплексов в разрезах зигазино-тукаевского (а), зигазино-комаровско-акбердинского (б) и авзянско-ольховского (в) уровней среднего рифея по ряду субширотных профилей.

1 – терригенные отложения зон мелководно-морской седиментации с периодическим или частым установлением “сверхмелководных” обстановок; 2 – терригенные осадки мелководного шельфа; 3 – комплекс чередующихся между собой силикокластических и карбонатных образований мелководноморского генезиса. Остальные усл. обозначения см. на рис. 2.

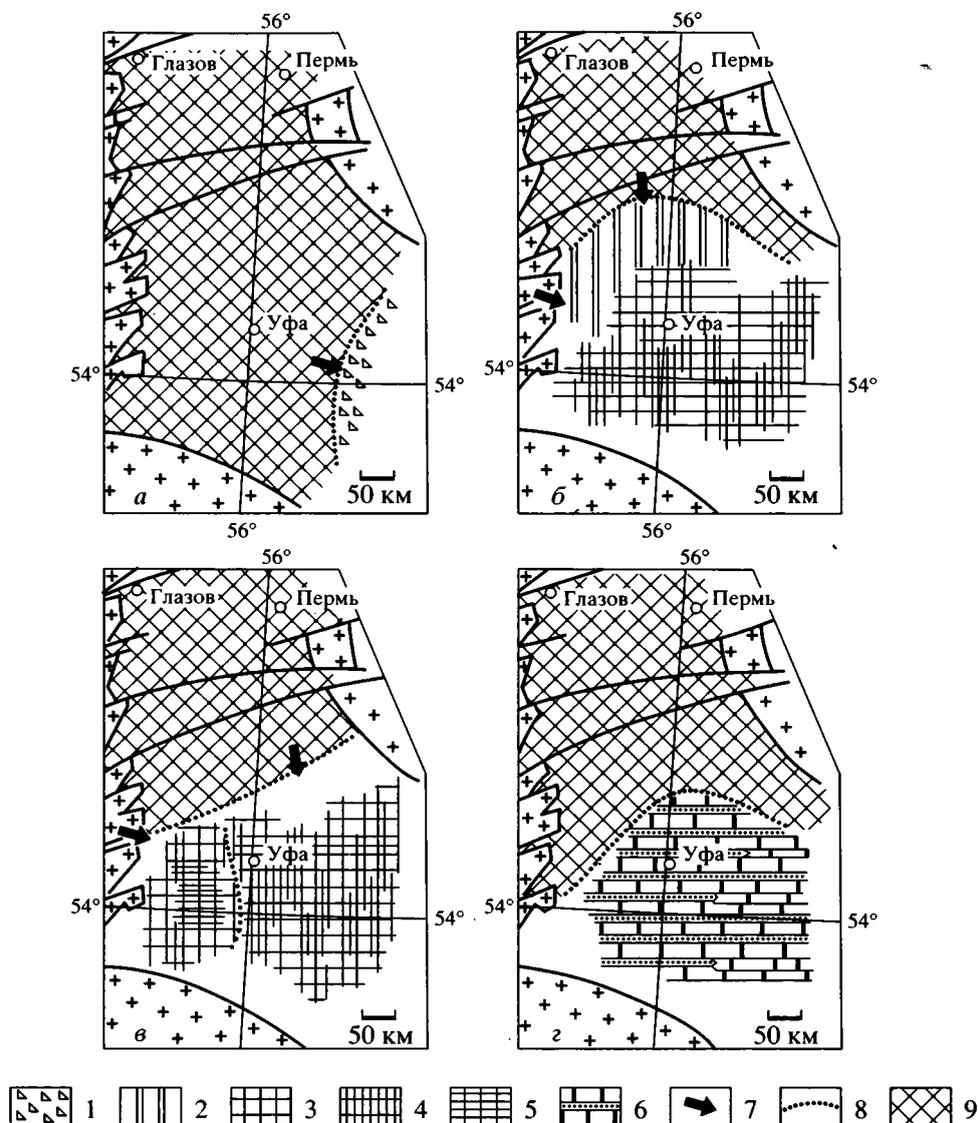


Рис. 7. Схемы распределения на территории Волго-Уральской области и Башкирского мегантиклия осадочных ассоциаций различного состава и генезиса в машакское (а), зигальгинско-тукаевское (б), зигазино-комаровско-акбердинское (в) и авзянско-ольховское (з) время. 1 – вулканогенно-терригенные образования преимущественно прибрежно-морского генезиса; 2 – терригенные аллювиальные и аллювиально-дельтовые отложения; 3 – мелководно-морские силикокластические образования; 4 – то же, при некоторой роли “сверхмелководных” образований; 5 – то же, при некоторой роли тонкозернистых силикокластических умеренно глубоководных отложений; 6 – преимущественно мелководно-морские и умеренно глубоководные (накапливавшиеся ниже базиса постоянного волнения) терригенные и карбонатные образования; 7 – направления сноса кластики, в том числе предполагаемые; 8 – границы литофациальных зон; 9 – области отсутствия отложений. Остальные усл. обозначения см. на рис. 2.

зигальгинско-тукаевском уровне может быть реконструировано только для части территории Волго-Уральской области – к северу от широты Елабуги отложения тукаевской свиты отсутствуют (Романов, Ишерская, 1994а, 1998). Почти на всей известной на сегодня территории распространения отложений тукаевской свиты накопление исходных осадков происходило в гидродинамически активной мелководной зоне внутреннего шельфа, подверженной постоянному влиянию процессов волнения и перераспределения класти-

ки придонными течениями. Присутствие отложений, которые, исходя из наших представлений, формировались в обстановках, приближенных к континентальным, предполагается только для нижней части разреза свиты в скв. 4 Аслы-Куль и, возможно, самых северных районов распространения образований тукаевской свиты (рис. 6, а и 7, б). Сходные обстановки накопления осадков рассматриваемого уровня были характерны и для большей части территории Башкирского мегантиклия, где преимущественное распростра-

нение имеют песчаники и подчиненные им алевролиты с различными типами мелкомасштабной косой, косоволнистой, волнистой и горизонтальной слоистости, знаками ряби волнения и течения и, редко, трещинами усыхания. Зигальгинско-тукаевский уровень характеризуется в целом относительно равномерным распределением мощностей отложений; область максимальных значений характерна для районов несколько юго-юго-восточнее Уфы и ориентирована примерно в меридиональном направлении (рис. 8, б).

Для зигазино-комаровско-акбердинского уровня изменение палеогеографической ситуации, по сравнению с предшествующей эпохой, имело место в центральной и западной Башкирии. Реконструируемое для данного уровня в сохранившихся от размыва разрезах распределение комплексов отложений различного состава и генезиса и фациальных ассоциаций не имеет видимой упорядоченности, что предполагает значительно большие размеры бассейна, чем ныне наблюдаемые. Близкие представления были высказаны ранее Л.Д. Ожигановой и М.В. Ишерской (1977 г., неопубликованный отчет). Разрезы акбердинского горизонта представлены различными фациальными ассоциациями (рис. 6, б и 7, в). Здесь можно видеть тонкозернистые силикокластические с тонкодисперсным органическим веществом осадки собственно бассейнового генезиса, терригенные и терригенно-карбонатные отложения прибрежной зоны волнения, а также терригенно-карбонатные “сверхмелководные” образования. Формирование отложений зигазино-комаровской свиты также происходило в условиях частого чередования субазральных и субаквальных обстановок. В различных районах Башкирского мегантиклинория для пород свиты характерно присутствие трещин усыхания, знаков ряби различных типов, мелкой косой, косоволнистой, линзовидно-волнистой и флазерной слоистости (Маслов, 1991а). Распределение мощностей отложений данного уровня указывает на появление, в отличие от предшествующей эпохи, отчетливого депоцентра, приуроченного к южным и центральным районам Башкирского мегантиклинория (рис. 8, в).

Нарастание трансгрессивной тенденции в развитии среднерифейского бассейна привело к появлению на авзянско-ольховском уровне в Башкирском мегантиклинории своеобразного комплекса чередующихся терригенных и карбонатных толщ, сложенных, в основном, бассейновыми и мелководно-морскими образованиями. В западном направлении монопородные карбонатные толщи постепенно расклиниваются мелководными терригенными и терригенно-карбонатными пачками (рис. 6, в и 7, з), формировавшимися выше базиса постоянного волнения, что хорошо видно на примере разрезов реветской подсвиты (А.В. Ключи-

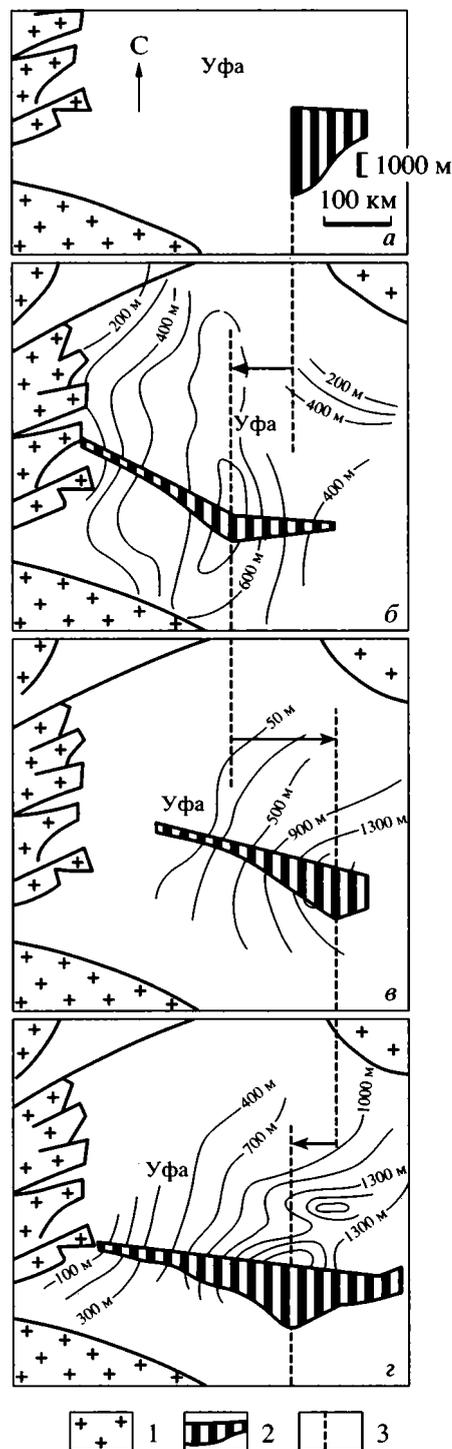


Рис. 8. Распределение на территории Волго-Уральской области и Башкирского мегантиклинория мощностей отложений машакского (а), зигальгинско-тукаевского (б), зигазино-комаровско-акбердинского (в) и авзянско-ольховского (з) уровней.

Стрелками показано последовательное изменение положения депоцентров: 1 – поверхность кристаллического фундамента, перекрытая отложениями девона; 2 – схематический структурный профиль; 3 – положение депоцентра.

хин и др., 1985 г., неопубликованный отчет), или выклиниваются. В западных районах рассматриваемой территории ольховская свита представлена почти исключительно силикокластическими отложениями, имеющими мелководно-морской генезис. Мощность отложений авзянско-ольховского уровня сокращается с востока на запад более чем на порядок; максимальные ее значения характерны для центральных и юго-западных районов Башкирского мегантиклинория, где изопакиты 2000 и 1500 м оконтуривают ряд “структурных ванн”, в то время как примерно на меридиане Елабуги–Сарапула мощность образований ольховской свиты не превышает 100 м (рис. 8, з).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение текстурно-структурных особенностей отложений серафимовской серии Волго-Уральской области показало, что в ее разрезах может быть выделен ряд фациальных ассоциаций, сходных с крупными осадочными комплексами, известными в типовом разрезе юрматиния. Это открыло возможность для рассмотрения особенностей латерального соотношения существовавших на данной территории в среднем рифее различных зон осадконакопления и особенностей их миграции во времени и позволило рассмотреть основные черты эволюции среднерифейского седиментационного бассейна.

Начальные этапы развития этого бассейна (~1.34–1.35 млрд. лет) характеризовались формированием на крайнем востоке рассматриваемой территории специфического комплекса вулканогенных и силикокластических, преимущественно прибрежных, отложений значительной мощности. К западу от этой области располагалась приподнятая и расчлененная суша; восточные ее границы маркируются, по всей видимости, известными в разрезах машакской свиты крупными линзами валунно-галечниковых конгломератов. В середине среднего рифея накопление осадков почти на всей территории происходило преимущественно в мелководных, а иногда и субаэральных условиях или при их чередовании. В палеогеографическом отношении бассейн этого времени являлся, вероятно, весьма сходным с плоским межостровным морем, по периферии которого существовали обширные низменные прибрежно-континентальные и/или прибрежно-морские равнины, отчасти сходные с современными плейевыми ландшафтами. Расширение трансгрессии к концу среднего рифея привело к появлению на территории современного Башкирского мегантиклинория ряда карбонатных и терригенных последовательностей, представленных преимущественно сублиторальными отложениями. В западном направлении они постепенно замещались

мелководными и “сверхмелководными” (?) силикокластическими ассоциациями.

Сопоставление основных черт эволюции бассейнов седиментации, существовавших в раннем и среднем рифее в области сочленения Русской платформы и Южного Урала показывает определенное их сходство. Так, для самого начала формирования раннерифейского бассейна характерно появление на северо-востоке Башкирского мегантиклинория комплекса вулканогенно-терригенных отложений (нижняя часть айской свиты бурзянской серии) (Маслов, 1994, 1995), однако синхронные ему в пределах Волго-Уральской области силикокластические аллювиальные, прибрежно-континентальные и прибрежно-морские ассоциации (прикамская свита кырпинской серии) занимали существенно большие площади при сопоставимой (порядка 1200–1500 м) мощности. Для средних этапов эволюции среднерифейского бассейна характерна достаточно вялая трансгрессия и длительное существование своеобразных “сверхмелководных” обстановок седиментации, в которых накапливались почти исключительно силикокластические осадки, тогда как середина раннего рифея была ознаменована накоплением на рассматриваемой территории мощных (до 3000–3500 м) карбонатных последовательностей (саткинская и калтасинская свиты). Показательны и различия в характере распределения мощностей отложений. Осадочные последовательности нижнего рифея в пределах рассматриваемой территории характеризуются центростремительной тенденцией распределения мощностей (Маслов, 1997а); максимальные их значения наблюдаются в районах, расположенных несколько юго-восточнее г. Уфы, к западу и востоку от этого депоцентра мощность отложений значительно уменьшается. В распределении мощностей отложений серафимовской и юрматинской серий столь четкой картины нет. В самом начале юрматиния накопление осадков было локализовано только на части площади западного склона Южного Урала. На зигальгинско-тукаевском уровне распределение мощностей не обнаруживает каких-либо ярко выраженных максимумов и минимумов, что предполагает существенную стабилизацию в области седиментации как тектонических, так и палеогеографических обстановок. Для зигазино-комаровско-акбердинского уровня характерен сдвиг максимальных мощностей на восток. Наконец, депоцентр авзянско-ольховского времени располагался примерно в зоне сочленения юго-западных районов Башкирского мегантиклинория и Волго-Уральской области. Приведенные материалы показывают, что зарождение и развитие среднерифейского седиментационного бассейна происходило в иных, чем это было свойственно для раннего рифея (Маслов, 1994, 1995), условиях, подчеркивая тем самым существование определенной эволюции рифейского осад-

конакопления в области сочленения Русской платформы и Южного Урала.

Автор считает своим приятным долгом высказать признательность М.В. Ишерской (ИГ УфНЦ РАН, г. Уфа) за предоставленную возможность изучения коллекции керн глубоких скважин, многочисленные советы и консультации, а также М.А. Семихатову и П.Ю. Петрову, критические замечания которых в немалой степени способствовали окончательной доработке данной публикации.

Исследования выполнены по проекту 97-05-65107 Российского фонда фундаментальных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алиев М.М., Морозов С.Г., Постникова И.Е. и др.* Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отложений Волго-Уральской провинции. М.: Недра, 1977. 157 с.
- Андреев Ю.В., Иванова Т.В., Келлер Б.М. и др.* Стратиграфия верхнего протерозоя восточной окраины Русской плиты и западного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 57–68.
- Анфимов Л.В., Козлов В.И., Еремеева А.В.* Изучение плотности кварцевых зерен из обломочных толщ верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория // Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 33–43.
- Балашова М.М., Морозов С.Г.* Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности рифейских и вендских отложений востока Русской платформы // Геология и нефтегазоносность севера Урало-Поволжья. Пермь: Пермское книжн. изд-во, 1973. С. 141–150.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю.* Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 97–129.
- Вейс А.Ф., Семихатов М.А.* Нижнерифейская омахтинская ассоциация микрофоссилий восточной Сибири: состав и условия формирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 5. С. 36–54.
- Гарань М.И.* Западный склон и центральная зона Южного Урала // Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 114–161.
- Гареев Э.З.* Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ, 1989. 24 с.
- Гареев Э.З., Веретенникова Т.Ю.* Петрохимия и геохимия глинисто-карбонатных пород стратотипического разреза авзянской свиты на Южном Урале // Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала. Уфа: БФАН СССР, 1987. С. 61–68.
- Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М. и др.* Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд) // Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. С. 431–455.
- Гаррис М.А., Постников Д.В., Попов Ю.П. и др.* О возрасте габброидов Волго-Уральской области // Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М.: Наука, 1967. С. 36–44.
- Горожанин В.М.* Геохронология литогенеза отложений верхнего докембрия Южного Урала // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тез. докл. VI Уральского петрограф. Совещ. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997. Ч. 1. С. 230–231.
- Иванова З.П., Веселовская М.М., Клевцова А.А. и др.* Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. Т. 1. Доордовикские отложения центральных и восточных областей Русской платформы. Л.: Недра, 1969. 167 с.
- Иванова Т.В., Едренкина О.К.* О некоторых палеогеографических особенностях эпохи образования рифейско-вендских (бавлинских) отложений западных районов Башкирии, выявленных геохимическими методами // Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Башкирии. Уфа: УфНИИ, 1971. С. 118–127.
- Ишерская М.В., Романов В.А.* К стратиграфии рифейских отложений Западной Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1993. 35 с.
- Казаков Г.А.* Исследование пригодности глауконита для определения абсолютного возраста осадочных пород. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1963. 21 с.
- Козлов В.И., Муслимов Р.Х., Гатиятуллин Н.С. и др.* Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности. Уфа: УфНЦ РАН, 1995. 218 с.
- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Ларионов Н.Н. и др.* Нижний рифей Южного Урала. М.: Наука, 1989. 208 с.
- Краснобаев А.А., Бибилова Е.В., Степанов А.И. и др.* Возраст эффузивов машакской свиты и проблема радиологической границы нижний–средний рифей // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985. С. 162–175.
- Лагутенкова Н.С., Чепикова И.К.* Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М.: Наука, 1982. 110 с.
- Лозин Е.В.* Тектоника и нефтеносность платформенного Башкортостана. Часть I. М.: ВНИИОЭНГ, 1994. 73 с.
- Лозин Е.В., Хасанов В.Х.* Сейсмо-геологические данные о глубинном строении края платформы и Южного Урала // Геология, геофизика и полезные ископаемые Южного Урала и Приуралья. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. С. 48–58.
- Маслов А.В.* Текстурно-структурные особенности пород зигазино-комаровской и авзянской свит в разрезах у пос. Верх. Авзян // Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БФАН СССР, 1990. С. 73–82.
- Маслов А.В.* Опорные разрезы и условия образования зигазино-комаровской свиты среднего рифея Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991а. № 9. С. 97–110.

- Маслов А.В.* Осадочные комплексы в разрезах рифея Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1991б. № 4. С. 66–82.
- Маслов А.В.* Раннерифейский Волго-Уральский седиментационный бассейн // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 5. С. 99–118.
- Маслов А.В.* Раннерифейский седиментационный бассейн востока Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Отечественная геология. 1995. № 4. С. 45–52.
- Маслов А.В.* Седиментационные бассейны рифея западного склона Южного Урала (фашии, литолого-фашиальные комплексы, палеогеография, особенности эволюции). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997а. 54 с.
- Маслов А.В.* Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофашиальная зональность). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997б. 220 с.
- Маслов А.В., Ишерская М.В.* Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области (условия формирования и литофашиальная зональность). Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 267 с.
- Милановский Е.Е., Никишин А.М., Фурнэ А.В.* Рифейская эволюция Восточно-Европейского кратона // Докл. РАН. 1994. Т. 339. № 4. С. 513–517.
- Мочалова Л.М.* Древний размыв пород бакальской свиты // Вопросы развития Бакальской рудной базы. Свердловск: УФАИ СССР, 1957. С. 85–92.
- Низамутдинов А.Т., Баранов В.В., Диденко А.Н.* Геохимические исследования отложений верхнего протерозоя на Измайловской площади востока Татарии // Докембрий востока Русской плиты. Казань: Изд-во Казанского госуниверситета, 1990. С. 78–117.
- Никишин А.М., Фурнэ А.В., Циглер П.* Рифейско-вендская геологическая история и геодинамика Восточно-Европейского кратона // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 4. С. 12–22.
- Ожиганова Л.Д.* Новые данные о стратиграфическом расчленении бавлинских отложений Башкирии (верхний протерозой) // Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западной Башкирии. Уфа: БФАН СССР, 1974. С. 22–36.
- Оловянищников В.Г.* Террейновая модель формирования северо-востока Европейской платформы в позднем докембрии // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997. С. 217–223.
- Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М.* Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1986. 104 с.
- Петров П.Ю.* Строение и обстановки осадконакопления безыменской свиты рифея Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 5. С. 20–32.
- Петров П.Ю., Вейс А.Ф.* Фашиально-экологическая структура деревнинской микробиоты: верхний рифей Туруханского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 13–41.
- Петров П.Ю., Семихатов М.А.* Строение и условия формирования трансгрессивного верхнерифейского комплекса: мироедихинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 1. С. 14–35.
- Полевая Н.Н., Казаков Г.А.* Возрастное рачленение и корреляция древних “немых” отложений по соотношению Ar^{40}/K^{40} в глауконитах // Тр. ЛАГЕД АН СССР. Вып. 12. 1961. С. 103–122.
- Подковыров В.Н., Гареев Э.З.* Эволюция составов терригенных пород юрматинской серии рифея Южного Урала // Геологическое изучение и использование недр. М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1995. Вып. 1. С. 25–36.
- Рабочая схема стратиграфии и корреляции разрезов верхнего протерозоя Западной Башкирии (методические рекомендации) / Лисовский Н.Н., Афанасьев В.С., Ожиганова Л.Д. и др. Уфа: БФАН СССР, 1981. 35 с.
- Романов В.А., Ишерская М.В.* К изучению рифейских отложений Западной Башкирии. Уфа: ИГ УфИЦ РАН, 1994а. 32 с.
- Романов В.А., Ишерская М.В.* Рифей Кулгунинской скважины и корреляция его с одновозрастными отложениями смежных районов Башкирии. Уфа: ИГ УфИЦ РАН, 1994б. 20 с.
- Романов В.А., Ишерская М.В.* Средний рифей платформенного Башкортостана. Уфа: АН РБ, 1997. 22 с.
- Романов В.А., Ишерская М.В.* Стратиграфия рифея платформенного Башкортостана. Уфа: АН РБ, 1998. 36 с.
- Ротару А.Ф.* Машакская свита рифея Южного Урала (стратиграфия, формационный состав, тектоническая природа). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГиГ УИЦ АН СССР, 1983. 31 с.
- Советов Ю.К.* Позднерифейский рифтогенез и байкальский цикл геодинамического развития Сибирской платформы // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997. С. 223–230.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГиГ УрО РАН, 1993.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Келлер Б.М., Чумаков Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Сурков В.С., Коробейников В.П., Гришин М.П.* Развитие нефтегазоносных бассейнов Сибири в неогее // Отечественная геология. 1993. № 6. С. 39–45.
- Сурков В.С., Коробейников В.П., Крылов С.В. и др.* Геодинамические и седиментационные условия формирования рифейских нефтегазоносных комплексов на западной окраине Сибирского палеоконтинента // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 154–165.
- Хабаров Е.М.* Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1994. № 10. С. 44–54.
- Швецов П.Н.* Нижний и средний рифей западного склона Башкирского Урала (основы структурно-формационного анализа). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Казань: Казанский госуниверситет. 1974. 19 с.
- Яницкий А.Л., Сергеев О.П.* Бакальские железорудные месторождения и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 112 с.

Рецензенты П.Ю. Петров, М.А. Семихатов

УДК 551.736:564.1(571.1.5)

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ ПО ДВУСТВОРЧАТЫМ МОЛЛЮСКАМ

© 2000 г. А. С. Бяков

Ростовский государственный университет, 344090 Ростов-на-Дону, ул. Зорге, 40, Россия

Поступила в редакцию 08.09.97 г.

В результате детальных исследований многих разрезов пермских отложений Северо-Востока Азии (кроме Корякии), расположенных преимущественно в бассейнах рек Колымы и Омолона и в Приохотье, и изучения содержащихся в них остатков двустворчатых моллюсков впервые разработана зональная биостратиграфическая схема по двустворкам. Снизу вверх по разрезу выделены 11 зон; в гижигинском горизонте верхней перми, кроме того, выделяются вспомогательные биостратиграфические подразделения – 2 слоя с фауной. Все зоны охарактеризованы зональными комплексами двустворок и по своей природе являются комплексными провинциальными биостратиграфическими зонами. Филогенетической основой большинства зон является этапность развития группы иноцеромоподобных двустворок, которые в наименьшей степени зависят от фаций и обычно встречаются в массовых количествах. Показана возможность применения зональной схемы при корреляциях с Верхояньем, Забайкальем, Новой Землей, Таймыром, севером Русской платформы, а также Северной Америкой, Австралией, Новой Зеландией и другими регионами.

Ключевые слова. Пермь, двустворчатые моллюски, зоны, корреляция, Северо-Восток Азии.

ВВЕДЕНИЕ

Пермские отложения на Северо-Востоке Азии очень широко распространены в пределах Яно-Колымской складчатой системы, Охотского и Омолонского срединных массивов и их складчатого обрамления. Нередко породы перми имеют очень большую мощность (до 7 км), значительную фациальную изменчивость, монотонность строения и бедны остатками фауны и флоры. Здесь полностью отсутствуют такие ортостратиграфические группы, как фузулиниды и конодонты, а аммоноидеи редко встречаются лишь в нижней и низах верхней перми. Среди окаменелостей преобладают остатки брахиопод, двустворчатых моллюсков и мелких фораминифер. Причем мощные монотонные песчано-глинистые толщи содержат преимущественно остатки двустворок и гастропод.

Традиционно для биостратиграфического расчленения и корреляции разрезов использовались главным образом брахиоподы (Заводовский, 1970; Ганелин, 1973, 1984), в меньшей степени – мелкие фораминиферы (Караева, 1990) и аммоноидеи (Андрианов, 1985). Другие группы до недавнего времени почти не привлекались для целей стратиграфии.

Пермские отложения Северо-Востока России разделены на региональные горизонты (Решения..., 1978), в основу выделения которых была положена этапность развития пермской биоты. Позднее В.Г. Ганелиным (1984) в составе этих горизонтов были выделены лоны, рассматриваемые

им в качестве региональных подразделений геостратиграфического (комплексного) обоснования. Вместе с тем ввиду слабой изученности других групп ископаемых распознавание этих подразделений основывалось преимущественно на брахиоподах.

Этот пробел был заполнен исследованиями Н.И. Караваевой (1990) по фораминиферам, а также работами автора по двустворчатым моллюскам (Бяков, 1990). С учетом всех этих материалов уточненная комплексная характеристика выделенных региональных лон была опубликована в работе В.Г. Ганелина и соавторов (1990).

Двустворчатые моллюски до последнего времени мало привлекались для решения стратиграфических задач. У истоков их изучения стояли Б.К. Лихарев, Д.Ф. Маленников, Ю.Н. Попов, Е.М. Люткевич, О.В. Лобанова и В.А. Муромцева. В Верхоянье попытку использования двустворок для расчленения и корреляции разрезов впервые предпринял В.В. Кузнецов (1972). В 80-е годы пермские двустворки (преимущественно из разрезов Верхоянья) изучали В.А. Муромцева, К.А. Астафьева-Урбайтис и М.М. Астафьева. Однако в работах этих авторов не рассматривались вопросы выделения достаточно мелких биостратиграфических подразделений по двустворчатым моллюскам. Именно этой проблеме посвящена большая часть работ автора (Бяков, 1988, 1990, 1991а–г, 1995, Бяков, 1996), а также данная статья. В недавно вышедшей статье Н.И. Курушина с соавторами (1996) показана возможность

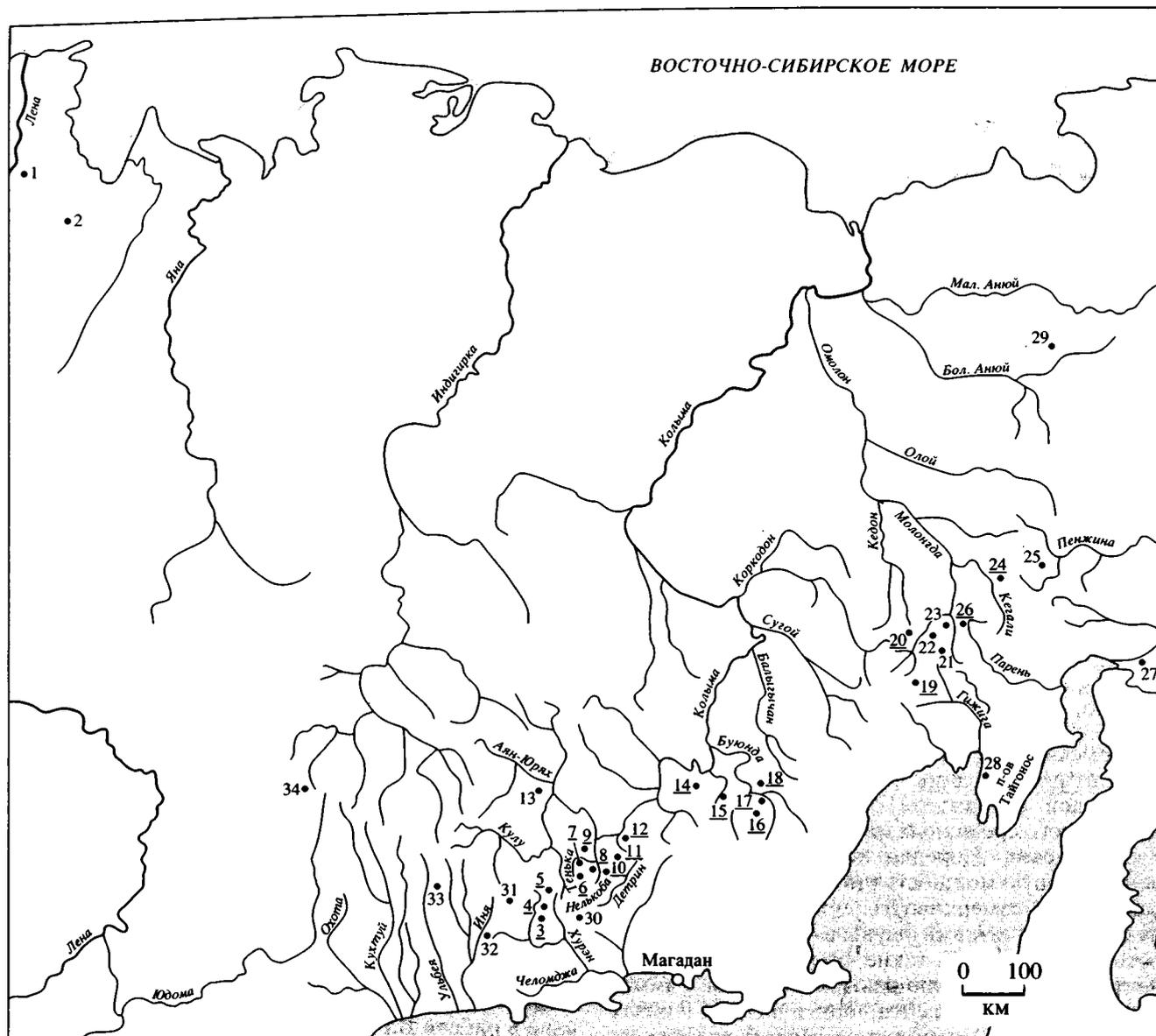


Рис. 1. Основные изученные разрезы и местонахождения остатков двустворок.

1–2 – Северное Верхоянье: 1 – р. Чекуровка, 2 – хребт Хараулах; 3–5, 30–31 – северо-восточное обрамление Охотского массива: 3–4, 30 – верхнее течение р. Хурэн: 3 – руч. Синева, 4 – руч. Беглый, 30 – руч. Пластовый; 5 – верховья р. Хурэн, руч. Титан; 31 – верхнее течение р. Бургагылкан, р. Дружба; 6–13 – Аян-Юряхский антиклинорий: 6 – верховья р. Тенке, руч. Горбатый, 7 – руч. Красивый, 8 – руч. Родионовский, 9 – руч. Брошенный, 10 – верховья р. Нелькобы, руч. Тихоня, 11 – руч. Вакханка, 12 – устьевая часть р. Детрин, 13 – р. Арга-Юрях; 14–18 – Балыгчанское поднятие: 14 – верховья р. Паутовая, 15 – верховья р. Правый Среднекан, 16–18 – бассейн р. Бол. Купка: 16 – руч. Поисковик, 17 – руч. Смородинный, 18 – р. Бол. Купка; 19–24 – Омолонский массив: 19 – руч. Водопадный, 20 – р. Русская-Омолонская, 21 – верховья р. Бол. Ауланджи, 22–23 – междуручье Бол. и Мал. Ауланджи, 24 – нижнее течение р. Авлондя; 25–26 – восточное и юго-восточное обрамление Омолонского массива: 25 – верховья р. Пенжина, 26 – верховья р. Парень, руч. Федоровский; 27 – Понгонейские горы; 28 – п-ов Тайгонос; 29 – верхнее течение р. Бол. Анной; 32–33 – Приохотье: 32 – бассейн среднего течения р. Иня, 33 – междуручье Ульбеи-Надбаки; 34 – Южное Верхоянье, бассейн р. Сунтар. Подчеркнуты разрезы, изученные лично автором.

применения разработанной мною зональной схемы по двустворкам и в Западном Верхоянье.

Материал, использованный в работе, собран преимущественно лично автором в течение 1982–1992 гг. во время работы в Центральной

комплексной тематической экспедиции ПГО “Севостгеология” (г. Магадан). За этот период были детально изучены около 20 основных разрезов пермских отложений, расположенных в бассейне р. Колымы и в Приохотье (северо-вос-

точное обрамление Охотского массива, Аян-Юрхский антиклинорий, Балыгычанское поднятие, Омолонский массив и его юго-восточное обрамление). Кроме того, Н.И. Караваевой автору были переданы описания ряда разрезов и коллекция двустворчатых моллюсков с юго-востока Омолонского массива и полуострова Тайгонос. Используются также палеонтологические материалы многих других геологов, преимущественно из разрезов Омолонского массива, Балыгычанского поднятия и Аян-Юрхского антиклинория, а также ряд небольших коллекций, определявшихся автором в 1982–1994 гг. из различных районов Северного и Южного Верхоянья, Прихотья, Таймыра, Забайкалья, севера Камчатки. Изученная коллекция насчитывает более 10 тысяч экземпляров двустворок. Расположение основных изученных разрезов и местонахождений окаменелостей показано на рис. 1. В качестве сравнительного материала были просмотрены коллекции пермских двустворок, хранящиеся в ЦНИГРМузее им. Ф.Н. Чернышева в г. Санкт-Петербурге.

Предлагаемая схема разработана преимущественно на наиболее полных, непрерывных, относительно хорошо изученных разрезах Омолонского массива (в ее основе лежат разрезы по руч. Водопадному и р. Русской-Омолонской), где наряду с двустворками часто встречаются брахиоподы, фораминиферы, остатки других групп фауны, а в нижней и низах верхней перми – и аммоноидеи (Опорный разрез..., 1990). Эти разрезы характеризуются относительно небольшой мощностью, спокойными условиями залегания, что практически исключает ошибки при выявлении последовательности напластования пород и корреляции отдельных разрезов. Это обстоятельство особенно важно, поскольку многие пермские разрезы Верхоянья сложно дислоцированы, что нередко приводит к значительным стратиграфическим ошибкам. Большая часть выделенных зон прослежена и в мощных глубоководных песчаноглинистых фациях складчатого обрамления срединных массивов (рис. 2).

В основу зональной схемы (кроме ее нижней части) положена этапность развития группы иноцерамоподобных двустворчатых моллюсков семейства колымид. Эта этапность выявлена на основе анализа морфогенетических изменений колымид по разрезу и реконструкции филогении группы (рис. 3), что является определенной гарантией отсутствия значительных пробелов в схеме. В низах нижней перми колымиды еще не встречаются, поэтому зоны здесь выделены по другим группам двустворок.

Установленные биостратиграфические зоны являются совокупностями горных пород, сформировавшимися за время, отвечающее опреде-

ленному этапу развития всей группы двустворок региона, и по своей природе представляют собой комплексные провинциальные зоны (Стратиграфический кодекс, 1992). Нижняя граница каждой биостратиграфической зоны, как правило, совпадает с появлением вида-индекса. Стратиграфический объем зон по двустворкам обычно соответствует объему региональных лон. В гижигинском горизонте, отвечающем одной зоне по двустворкам, в некоторых районах выделены слои с фауной, что позволяет повысить детальность зональной шкалы. Стратиграфическое распространение двустворчатых моллюсков показано на рис. 4.

Описание основных разрезов пермских отложений приведено в работах: Ганелин, Караваева, 1977; Ганелин, 1984; Опорный разрез..., 1990; Бяков, Ведерников, 1990.

ЗОНАЛЬНАЯ СХЕМА

Нижняя пермь

Мунугуджакский горизонт. В составе мунугуджакского горизонта выделяются две зоны по двустворчатым моллюскам, по объему соответствующие нижнему и верхнему подгоризонтам: *Palaeoneilo parenica* и *Lithophaga gigantea*.

Зона *Palaeoneilo parenica*

Вид-индекс. *Palaeoneilo parenica* Biakov (Бяков, 1998; рис. 3а–3в).

Типовая местность. Юго-восточное обрамление Омолонского массива, руч. Ринхопора, приток руч. Федоровский, бассейн верхнего течения р. Парень, средняя и верхняя части магивеевской свиты, обн. 17, пачки 2–6 (Ганелин, 1984).

Стратиграфический объем. Нижняя граница зоны проводится по первому появлению вида-индекса. Возможно, что эта граница несколько не совпадает с нижней границей региональной лоны *Jakutoproductus mirandus*, этот вопрос требует уточнения. Зональный комплекс в типовой местности приурочен к нижней половине зоны, соответствующая, главным образом, региональной лоне *J. expositus*. Верхняя же часть зоны здесь остатками двустворок не охарактеризована. В других разрезах (междуречье Большой и Малой Ауланджи) в верхней части зоны изредка встречаются только единичные *Myophossa* cf. *subarbitrata* (Dick.).

Палеонтологическая характеристика. Зональный комплекс: *Palaeoneilo parenica* Biakov, *Polidevcia* cf. *kolyvanica* Murom., *Aviculopecten mirus* Lob., *Astartella omolonica* Murom., *Myophossa subarbitrata* Dick., *Cypricardinia borealica* Murom., *Lithophaga* sp. Кроме них важную роль играют *Palaeolima laticostata* Tschern., *Permophorus* cf. *oblongus* (M. et H.), *Astartella permocarbonica* Tschern., не известные в нижележащих отложениях, но проходящие в следующую зону, *Streblopteria* sp., *Praeundulomya urbajitiae* Murom., *Grammysiopsis*

omolonicus Murom., которые переходят из верхнего карбона и заканчивают здесь свое существование, а также транзитные виды *Aviculopecten mutabilis* Lich., *Streblopteria* cf. *englehardti* (Eth. et Dun). Встречаются также единичные *Wilkingia*? sp. indet., *Permophorus*? sp. indet., *Astartella*? sp. indet., *Nuculopsis* sp. indet., *Schizodus*? sp. indet.

Обоснование возраста и корреляция. Нижняя граница зоны условно принимается соответствующей основанию ассельского, а верхняя попадает в низы артинского яруса на основании находок гониатитов *Neoshumardites triceps* Ruzh в средней части лоны *rugosus* (Ганелин, 1984). От позднекаменноугольных комплексов двустворок данное подразделение отличается исчезновением представителей рода *Leiopteria*, появлением родов *Astartella*, *Myophossa* и *Stutchburia*, резким увеличением роли *Palaeoneilo*, *Palaeolima*, *Wilkingia*, *Lithophaga*, а также некоторым изменением видового состава транзитных родов. Часть видов зонального комплекса двустворок отмечена в нижнепермских (верхняя часть мегенской, кыгылтасской и джуптагинской свит) отложениях Верхоянья (Муромцева, Гуськов, 1984; Астафьева, Астафьева-Урбайтис, 1988; Курушин и др., 1996). *S. brealica* Mur. определена из сакмарских отложений Печорского бассейна (Чуваши и др., 1991). Аналоги зоны устанавливаются также в Восточном Забайкалье в составе жипхошинской(?) свиты, откуда автором из сборов С.М. Синицы определены *Polidevcia kolyvanica* Murom., *Sypricardina* cf. *borealis* Murom. и *Permophorus* cf. *oblongus* (M. et H.). *M. subarbitrata* (Dick.) известна из нижней перми Австралии (Dickins, 1963).

Распространение. Восток и юго-восток Омолонского массива и его обрамления. Судя по находкам вида-индекса и видов зонального ком-

плекса, по-видимому, может быть прослежена в Южном и Западном Верхоянье (Муромцева, Гуськов, 1984; Курушин, 1996), а также в Забайкалье.

Зона *Lithophaga gigantea*

Вид-индекс. *Lithophaga gigantea* (Stuckenberg) (= *Modiola gigantea* Stuckenberg; Штукенберг, 1898, с. 207, табл. 1, фиг. 38).

Типовая местность. Юго-восток Омолонского массива, междуречье Большой и Малой Ауланджи, верхи намовской толщи, сл. 2. Здесь по руч. Аэлита Л.Д. Школьным в 1984 г. описан следующий разрез верхов мунугуджакского горизонта, принятый в качестве стратотипического для зоны.

На алевролитах с прослоями песчаников и гравелитов, содержащих остатки брахиопод *Jakutopproductus rugosus* Gan., *Jakutopproductus* sp., двустворок *Myophossa* cf. *subarbitrata* (Dick.) зоны по двустворкам *Palaeoneilo parenica*, залегают:

1. Песчаники мелкозернистые светло-серые известковистые с прослоями серых алевролитов, содержащие остатки брахиопод *Jakutopproductus* sp. и двустворчатых моллюсков *Edmondia nebrascensis* (Gein.), *Lithophaga gigantea* Stuck., *Astartella* cf. *permocarbonica* Tschern., *Palaeolima* cf. *laticostata* Tschern. Мощность 30 м.

2. Выше по разрезу следуют глинистые известняки низов джигдалинского горизонта (зоны по двустворкам *Aphanaia lima*), содержащие остатки брахиопод *Anidanthus aagardi* (Toula) и двустворок *Aphanaia* cf. *lima* (Lutk. et Lob.).

Стратиграфический объем. Нижняя граница зоны проводится по первому появлению вида-индекса и зонального комплекса видов. Не совсем ясно, однако, соответствует ли нижняя граница зоны основанию региональной лоны *Jakutopproductus burgaliensis* или она проходит внутри ниже лежащей лоны *J. rugosus*. Этот вопрос требует специальных биостратиграфических исследований.

Палеонтологическая характеристика. Состав зонального комплекса не отличается разнообразием и требует уточнения: *Edmondia nebrascensis*, *Lithophaga gigantea* Stuck., *Pteronites* sp. Встречаются также переходящие из ниже лежащей зоны *Palaeolima* cf. *laticostata* Tschern., *Permophorus* cf. *oblongus* (M. et H.), *Astartella permocarbonica* Tschern. и поднимающиеся из верхнекаменноугольных отложений – *Vacunella* cf. *kolymica* Murom., *Aviculopecten mutabilis* Lich., *Streblopteria englehardti* (Eth. et Dun), а также единичные *Schizodus* sp.

Обоснование возраста и корреляция. На основании находок раннеартинских гониатитов *Neoshumardites* в средней части лоны *rugosus* (Ганелин, 1984) возраст зоны определяется как начало среднеартинского века. Такие виды, как *E. nebrascensis* Gein. и *L. gigantea* Stuck., встречаются, по

← **Рис. 2.** Сопоставление основных разрезов пермских отложений Северо-Востока Азии по двустворчатым моллюскам.

Номера разрезов над колонками соответствуют номерам разрезов на рис. 1. Цифры справа от разрезов – мощность отложений в метрах.

- 1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – песчаные алевролиты; 6 – диамиктиты; 7 – рассеянная в породах примесь зерен гравийной размерности; 8 – лавы основного состава; 9 – туфы среднего состава; 10 – туфы кислого состава; 11 – туфы; 12 – туффиты; 13 – известняки; 14 – глинистые известняки; 15 – песчаные известняки; 16 – кремнистые породы; 17 – находки видов-индексов бивальвиевых зон или элементов зональных комплексов; 18 – закрытый интервал.

Сокращения: К.о. – *Kolymaella ogonerensis*; М.г. – *Mongolosia russiensis*; О.с. – *Omolonia snjatkovi*; Т.б. – *Terrakea borealis*; Т.к. – *Terrakea korkodonensis*; М.б. – *Magadania bajkurica*; А.д. – *Aphanaia dilatata*; К.и. – *Kolymia ipoceramiformis*; К.р. – *Kolymia plicata*; К.м. – *Kolymia multiformis*; М.р. – *Merismopteria permiana*; Г.б. – *Glyptoleta borealica* (то же на рис. 5).

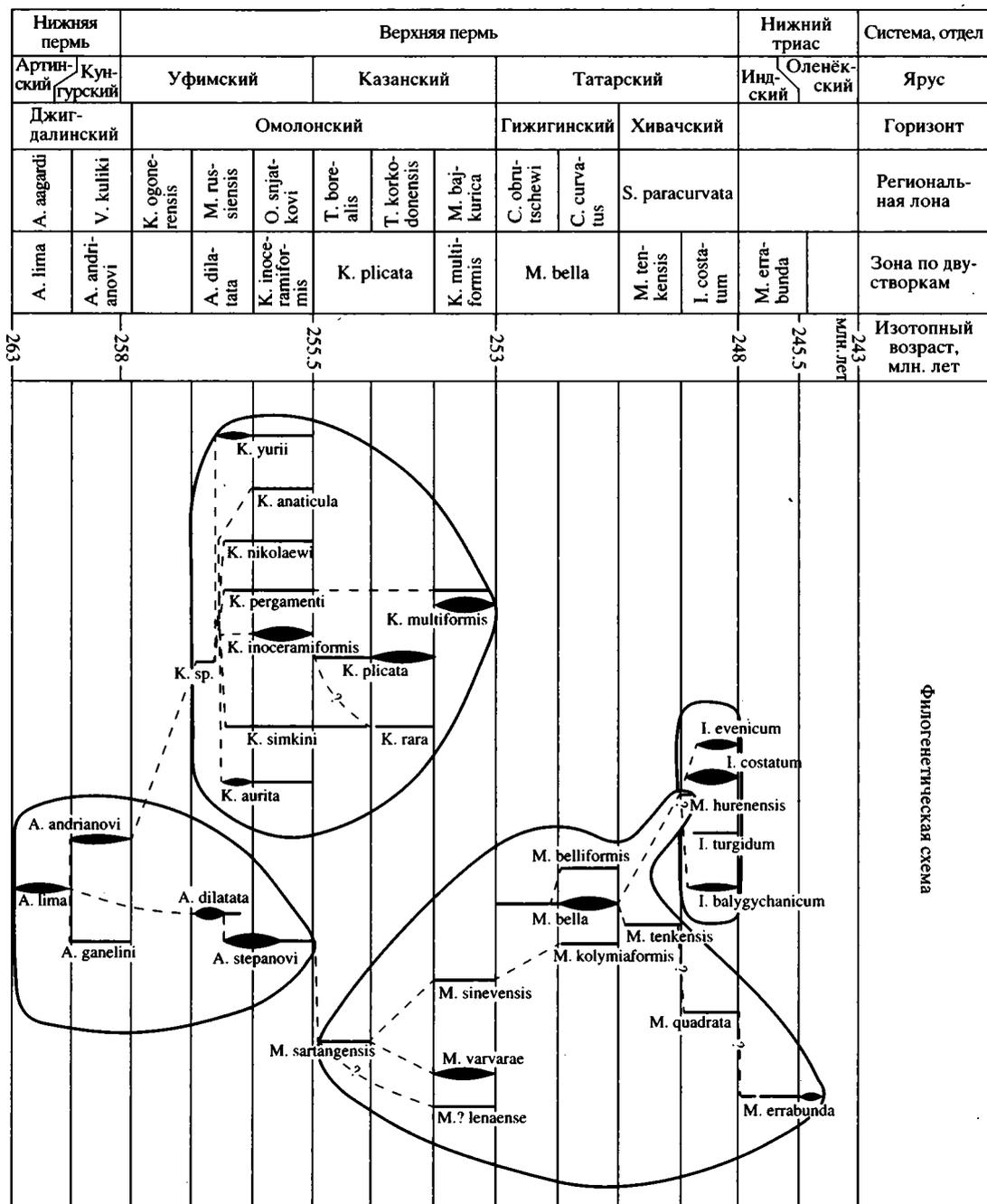


Рис. 3. Филогения пермских иноцерамоподобных двустворок Северо-Востока Азии.

Продолжительность веков приведена по У.Б. Харленду (Харленд и др., 1985).

М.М. Астафьевой и К.А. Астафьевой-Урбайтис, (1988), только в артинском комплексе двустворок Восточно-Европейской подобласти. Родовой состав двустворок зоны сходен с таковым из подстилающих отложений, изменения происходят на видовом уровне.

Распространение. Восток и юго-восток Омолонского массива и его обрамление. Вероятно, судя по находкам отдельных видов зонального

комплекса (Муромцева, Гуськов, 1984), зона может быть прослежена и в некоторых разрезах Южного Верхоянья, а также в Западном Верхоянье (Курушин и др., 1996).

Джигдалинский горизонт. В составе горизонта выделяются две зоны по двустворкам: *Arhanaia lima* и *Arhanaia andrianovi*, по своему объему примерно отвечающие соответствующим региональным лонам.

Верхний карбон	Нижняя пермь				Верхняя пермь							Система, отдел			
	Ассельский и Артинский		Кунгурский		Уфимский			Казанский		Татарский		Ярус			
	Мунугуджакский		Джигдалинский		Омолонский			Гижигинский		Хивачский		Горизонт			
	J. mirandus- J. rugosus	J. burga- liensis	Anidanthus aagardi	Meqousla kuliki	K. ogo- nensis	Mongolusia russiensis	Omolonia snjalkovi	T. bore- alis	T. korko- donensis	Magadania bajkurica	Cancrinelloi- des obru- tschewi	Cancrinelloi- des curvatus	Stepanoviella paracurvata	Региональна лона	
Palaeoneilo parenica	Lithophaga gigantea	Aphanaia lima	Aphanaia andrianovi		Aphanaia dilatata	Kolymia inocerami- formis	Kolymia plicata	Kolymia multi- formis		Maitaia bella		Maitaia tenkensis	Intomodesma costatum	Зона	Зона
										M. permiana	G. borealica			Слои	по двустворкам
															Praeundulomya urbajtisae
															Streblopteria sp.
															Aviculopecten mutabilis
															Vacunella cf. kolymica
															S. englehardti
															Palaeoneilo parenica
															Polidevcia cf. kolyvanica
															Aviculopecten mirus
															Myophossa subarbitrata
															Cypricardinia borealica
															Lithophaga sp.
															Wilkingia? sp. indet.
															Permophorus? sp. indet.
															Astartella? sp. indet.
															Nuculopsis sp. indet.
															Schizodus? sp. indet.
															Palaeolima laticostata
															Permophorus oblongus
															Astartella permocarbonica
															Edmondia nebrascensis
															Lithophaga gigantea
															Schizodus sp.
															Pteronites sp.
															Aphanaia lima
															Paleoceramus omolonicus
															Undopecten keyserlingi
															Vorkutopecten cf. netschajewi
															Pseudomonotis? sp.
															Palaeolima cf. kasanensis
															Parallelodon striatus
															Aviculopecten kolymaensis

Рис. 4. Начало.

Palaeoneilo parenica	Lithophaga gigantea	Aphanaia lima	Aphanaia andrianovi	Aphanaia dilatata	Kolymia inocerami- formis	Kolymia plicata	Kolymia multi- formis	Maitaia bella		Maitaia tenkensis	Intomodesma costatus	Зона по двустворкам	
								M. permiana	G. borealica			Виды двустворок	
						=====							Kolymia sp.
						=====							Aphanaia sp. indet.
						=====							K. rara
							=====						Kolymia multiformis
							=====						Maitaia varvarae
							=====						M. sinevensis
							=====						M.? lenaensis
							=====						Aviculopecten? cf. girtyi
							=====						A.? cf. gruphus
							=====						Vorkutopecten talis
							=====						Pseudomonotis? proprius
							=====						Polidevcia sp.
							=====						Nuculopsis sp.
							=====						Kolymia sp.
							=====						Myonia sp.
							=====						Palaeoneilo? sp. indet.
							=====						Parallelodon? sp. indet.
							=====						Permophorus? sp. indet.
							=====						Solemya sp. indet.
							=====						Praeundulomya sp.
							=====						Stutchburia sp.
							=====						Myonia elata
							=====	=====					Cypricardinia permica
							=====	=====					Merismopteria permiana
							=====	=====					Myonia sp.
							=====	=====					Pyramus sp.
							=====	=====					Maitaia bella
							=====					Myonia komiensis
							=====	=====					M. belliformis
							=====	=====					M. kolymiaformis
							=====	=====					Stutchburia modioliformis
							=====	=====					Fasciculiconcha? sp.
							=====	=====					Glyptoleda borealica
							=====	=====				Streblopteria radiata
							=====	=====	=====				Maitaia tenkensis
							=====	=====	=====				Paleoneilo sp.
							=====	=====	=====				Polidevcia? sp. indet.

Рис. 4. Продолжение.

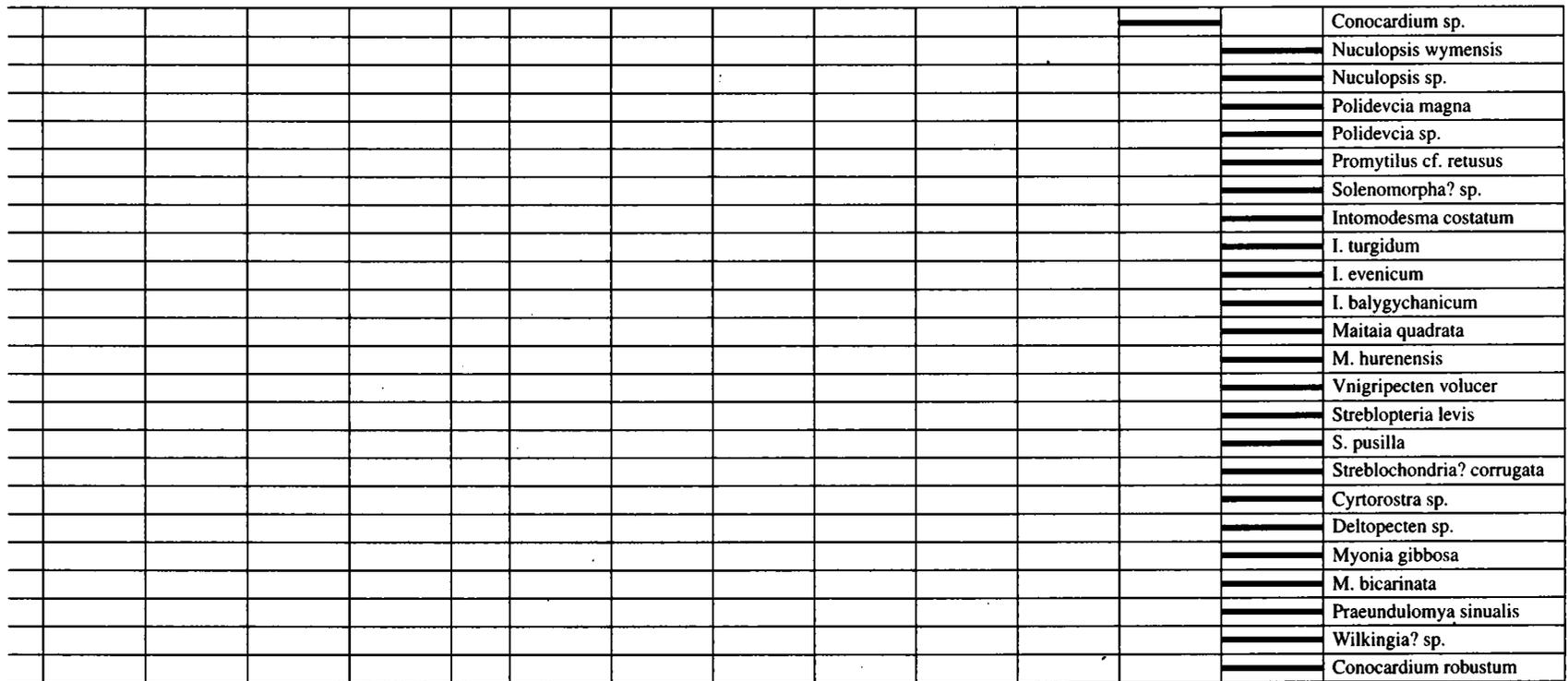


Рис. 4. Стратиграфическое распространение двустворчатых моллюсков в пермских отложениях Северо-Востока Азии.

Зона *Aphanaia lima*

Вид-индекс. *Aphanaia lima* (Lutkevich et Lobanova) (= *Kolymia lima* Lutkevich et Lobanova; Лобанова, Люткевич, 1970, с. 46, табл. 57, фиг. 2).

Типовая местность. Юго-восток Омолонского массива, руч. Правый Водопадный, бассейн р. Гижиги, низы джигдалинской свиты, обн. I, сл. 1–3 (Опорный разрез..., 1990).

Стратиграфический объем. Нижняя граница зоны проводится по появлению в разрезах первых представителей группы иноцерамоподобных двустворок и зонального комплекса окаменелостей.

Палеонтологическая характеристика. Зональный комплекс: *Aphanaia lima* (Lutk. et Lob.), *Paleoceramus omolonicus* Biakov, gen. et sp. nov. (in MS), *Undopecten keyserlingi* (Fred.), *Vorkutopecten cf. netschajewi* (Lich.). Значительная роль принадлежит также *Palaeolima cf. kasanensis* (Netsch.) (впервые появляется и проходит в следующую зону), *Aviculopecten mutabilis* Lich. (заканчивает здесь свое существование). *A. kolymaensis* Masl., *Parallelodon striatus* (Schloth.), *Vorkutopecten cf. subclathratus* (Keys.) впервые появляются здесь и переходят в вышележащие отложения. Примечательно первое появление представителей рода *Pseudomonotis*. Многочисленны виды рода *Streblopteria*, доминирующие в карбонатных фациях.

Обоснование возраста и корреляция. Возраст зоны отвечает концу артинского – началу кунгурского века, что доказывается ее стратиграфическим положением между ранее-среднеартинскими и кунгурскими отложениями, охарактеризованными находками аммоноидей (Опорный разрез..., 1990). Такие виды, как *U. keyserlingi* (Fred.), *V. subclathratus* (Keys.), *V. netschajewi* (Lich.), *A. kolymaensis* Maslen., являются характерными элементами кунгурских комплексов двустворок Печорского бассейна (кожимская свита), Пай-Хоя и Верхоянья (Гуськов и др., 1980; Муромцева, Гуськов, 1984; Гуськов, 1988; Чувашов и др., 1991). Существенное обновление фаунистических ассоциаций, связанное с появлением иноцерамоподобных форм среди двустворок и вымиранием характерных элементов якутопродуктосовой фауны, свидетельствует о значительном биостратиграфическом рубеже в развитии биоты (Устрицкий, 1975; Ганелин, 1984; Левен и др., 1996). На этом уровне впервые появляются пять родов двустворок: *Aphanaia*, *Paleoceramus*, *Undopecten*, *Vorkutopecten*, *Pseudomonotis*. Исчезают также пять родов: *Grammysiopsis*, *Vacunella*, *Pteronites*, *Lithophaga*, *Edmondia*.

Распространение. Омолонский массив и его юго-восточное обрамление. Вероятно, может быть прослежена и в Верхоянье.

Зона *Aphanaia andrianovi*

Вид-индекс. *Aphanaia andrianovi* (Mуромцева et Kusnezov) (= *Atomodesma andrianovi* Муромцева et

Kusnezov; Муромцева, Кузнецов, 1984, с. 48, табл. 20, фиг. 4).

Типовая местность. Юго-восток Омолонского массива, руч. Правый Водопадный, бассейн р. Гижиги, нижняя часть джигдалинской свиты, сл. 4–5 (Опорный разрез..., 1990).

Стратиграфический объем. Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса и зонального комплекса ископаемых. В стратотипе верхняя, большая часть зоны (18 м) остатками фауны не охарактеризована, в связи с чем верхняя граница зоны проводится условно внутри не охарактеризованного окаменелостями интервала.

Палеонтологическая характеристика. Зональный комплекс в стратотипической местности весьма богат и разнообразен: *Polidevicia cf. undosa* (Mуром.), *Solemya biarmica* Vern., *Aphanaia andrianovi* (Mуром. et Kusn.), *A. ganelini* Biak., *Streblopteria cf. bella* Gusk., *Solenomorpha kogimica* Mуром., *Praeundulomya gijigensis* (Maslen.), *Astartella cf. multicostata* Demb., *Palaeolima cf. kasanensis* (Netsch.); последние два вида изредка встречаются и в зоне *Aphanaia lima*. Значительную роль в составе комплекса имеют транзитные виды – *Aviculopecten kolymaensis* Maslen., *Streblopteria englehardti* (Eth. et Dun), *Astartella permocarbonica* Tschern. (заканчивает здесь свое существование). *Pyramus? symmetricus* (Lutk. et Lob.) впервые появляется здесь и продолжает существование до конца омолонского времени. Немаловажное значение принадлежит и формам, не определенным до вида, относящимся к родам (иногда с некоторой долей условности) *Myalina*, *Allorisma*, *Elimata*, *Plagiostoma*, *Deltopecten*, *Cypricardinia*, *Nuculopsis*, *Palaeoneilo*.

Обоснование возраста и корреляция. Возраст нижней части зоны является, скорее всего, кунгурским, а ее верхней части – раннеуфимским (Ганелин и др., 1990). Однако можно предполагать уфимский возраст и для нижней части зоны, поскольку в последнее время появились данные, что многие характерные для зоны виды встречаются в Печорском бассейне в отложениях, относимых к уфимскому ярусу (Чувашов и др., 1991). Девять видов, прежде всего, *S. biarmica* Vern., *St. bella* Gusk., *Sol. kogimica* Mуром., *A. multicostata* Demb., *P.? symmetricus* (Lutk. et Lob.), *Pr. gijigensis* (Maslen.) являются общими с Печорским бассейном (леворкутская свита); ряд видов известен из разновозрастных отложений Верхоянья, Таймыра, Тимана, Пай-Хоя, Урала (Муромцева, Гуськов, 1984; Астафьева, Астафьева-Урбайтис, 1988; Гуськов, 1988; Чувашов и др., 1991). На этом уровне впервые появляются семь родов двустворок – *Solemya*, *Pyramus*, *Solenomorpha*, *Myalina*, *Elimata*, *Plagiostoma*, *Deltopecten*, исчезающих родов практически нет, за исключением *Undopecten* и *Paleoceramus*.

Распространение. Юго-восток Омолонского массива; Аян-Юрхский антиклинорий; Южное Верхоянье, бассейн р. Дыбы; Западное Верхоянье, эндыбальская литофациальная зона(?).

Верхняя пермь

Омолонский горизонт. В составе горизонта выделяется четыре зоны по двустворчатым моллюскам – *Aphanaia dilatata*, *Kolymia inoceramiformis*, *Kolymia plicata*, *Kolymia multiformis*. Нижняя часть горизонта, соответствующая региональной лоне *Kolymaella ogonevensis*, не содержит характерных остатков двустворок.

Зона Aphanaia dilatata

Вид-индекс. *Aphanaia dilatata* Biakov (Бяков, 1991а, с. 30, табл. 3, фиг. 2).

Типовая местность. Юго-восток Омолонского массива, руч. Водопадный, верхи джигдалинской и низы омолонской свит, обн. 2, сл. 2–4 и обн. 3, сл. 1–16 (Опорный разрез..., 1990).

Стратиграфический объем. Нижняя граница зоны проводится по появлению в разрезах вида-индекса или видов зонального комплекса. Зона отвечает низам региональной лоны *Mongolosia russiensis*.

Палеонтологическая характеристика. Зональный комплекс: *Polidevcia omolonica* Biak. (появляется в основании зоны и проходит в следующую зону), *Parallelodon striatus* (Schloth.) – заканчивает здесь свое существование, *Septimyalina? karavaevae* Biak., *Aphanaia dilatata* Biak., *Schizodus subobscurus* Lich., *Vnigripecten* sp. Характерны также *Aphanaia stepanovi* (Murom.), появляющиеся со второй четверти зоны и проходящие в следующую зону. В верхах зоны появляются *Kolymia simkini* Popow, *K. aurita* Astaf., *K. yurii* Astaf., *K. nikolaewi* (Vor.), *K. pergamenti* Murom. Из транзитных видов многочисленны *Aviculopecten kolymaensis* Maslen., *Streblopteria englehardti* (Eth. et Dun). Следует также отметить редкие, но характерные *Kolymia* sp. indet. (в низах зоны), а также единичные *Polidevcia* cf. *darwini* (Kon.) и *Aviculopecten* cf. *orientalis* Fred. (первое появление).

Обоснование возраста и корреляция. Возраст зоны определяется как середина уфимского века на основании находок аммоноидей рода *Sverdrupites* (Ганелин и др., 1990). Важнейшим событием в истории двустворок является появление рода *Kolymia*, доминирующего на протяжении всего омолонского времени. Типично верхнепермской формой является *S. subobscurus* Lich. (Муромцева, Гуськов, 1984; Logan, 1967). Весьма примечательно появление *Vnigripecten* sp., близкого к *V. phosphaticus* (Girty) из роудской (уфимской) формации Фосфория (Сев. Америка) (Girty, 1910; Ciriacks, 1963). Представители рода *Vnigripecten* (*V. volucer* (Lutk. et Lob.) более характерны для хивачских

(позднетатарских) отложений Колымо-Омолонского региона, Верхоянья и Новой Земли.

Таким образом, здесь появляются три рода (*Kolymia*, *Vnigripecten* и *Septimyalina*) и исчезают четыре рода, появившиеся в кунгурское время (*Solenomorpha*, *Myalina*, *Elimata*, *Plagiostoma*). Исчезает также род *Astartella*, возникший еще в карбоне. Ряд видов известен из кожимрудницкой свиты Печорского бассейна, таб-юской свиты Пай-Хоя и низов геркинской свиты Новой Земли.

Распространение. Юго-восток Омолонского массива, северо-восточное обрамление Охотского массива (верхнее течение р. Хурэн).

Зона Kolymia inoceramiformis

Вид-индекс. *Kolymia inoceramiformis* Licharew (=Gen. et sp. indet. (*Aphanaia*?); Лихарев, 1934, с. 76, табл. X, фиг. 13).

Типовая местность. Юго-восток Омолонского массива, руч. Левый Водопадный, нижнеомолонская подсвита, обн. 3, сл. 17–37 (Опорный разрез..., 1990).

Стратиграфический объем. Нижняя граница зоны проводится по появлению в разрезах вида-индекса и зонального комплекса ископаемых. Зона отвечает региональной лоне *Omolonia snjatkovi*.

Палеонтологическая характеристика. Зональный комплекс: *Polidevcia omolonica* Biak., *P. darwini* (Kon.), *Aphanaia stepanovi* (Murom.) – массовое развитие, *Kolymia inoceramiformis* Lich., *K. aurita* Astaf., *K. anaticula* Astaf., *K. pergamenti* Murom., *K. yurii* Astaf., *K. nikolaewi* (Vor.), *K. simkini* Popow – массовое развитие, *Oriocrassatella plana* (Gol.) Впервые появляются единичные *Polidevcia cumboides* (Lutk. et Lob.). Немаловажная роль в составе комплекса принадлежит транзитным видам – *Aviculopecten kolymaensis* Maslen., *A. orientalis* Fred., *Streblopteria englehardti* (Eth. et Dun).

Обоснование возраста и корреляция. Возраст зоны – конец уфимского века, хотя нельзя исключать и раннеказанский возраст. В пользу первого свидетельствуют находки аммоноидей *Sverdrupites* sp. и *S. harkeri* (Ruzh.) в верхах зоны на северо-восточном обрамлении Охотского массива (Бяков, Ведерников, 1990). Из двустворок в пользу уфимского возраста говорят *O. plana* (Gol.) и *A. orientalis* Fred., отмеченные в аналогах уфимского яруса Печорского бассейна и п-ва Канин (Чувазов и др., 1990; Муромцева, Гуськов, 1984). В пользу казанского возраста говорит присутствие *K. nikolaewi* (= *Parainoceramus nikolaewi* Vor.), впервые описанной из верхов пермского разреза Булкурской антиклинали (Северное Верхоянье) совместно с *Maitaia? lenaensis* (= *Parainoceramus lenaensis* Vor.). Очень близким к последнему виду является *Maitaia? menneria* (Kulikov), описанная из нижнеказанских отложений севера Русской платформы (Куликов, 1978). Поэтому для верхов зоны можно предполагать раннеказанский возраст.

Таксономический состав комплекса двустворок свидетельствует о его эндемизме на уровне подобластей (лишь четыре вида – общие с Западно-Арктическими бассейнами). Зона *inoseramiformis* вместе с зоной *dilatata* может быть скоррелирована с нижней частью деленжинского горизонта Верхоянья.

Распространение. Прослеживается практически повсеместно на Северо-Востоке Азии. Присутствие вида-индекса установлено в нижней части антиинской свиты Борзинского поля Забайкалья (коллекция С.М. Синицы) и в низах белоснежинского горизонта Восточного Таймыра (Соломина, Преображенская, 1993).

Зона *Kolymia plicata*

Вид-индекс. *Kolymia plicata* Biakov (Бяков, 1999, с. 13, рис. 2а, 2в–2д).

Типовая местность. Юго-восток Омолонского массива, руч. Левый Водопадный, среднеомолонская подсвита, обн. 3, сл. 38–53 (Опорный разрез..., 1990).

Стратиграфический объем. Нижняя граница зоны проводится по появлению в разрезах вида-индекса. Зона соответствует региональным лонам *Terrakea borealis* и *Terrakea korkodonensis*.

Палеонтологическая характеристика. Зональный комплекс беден и включает *Kolymia plicata* Biak., *K. rara* Biak., *Maitaia sartangensis* (Murom. et Kusn.). Незначительная роль в составе комплекса принадлежит *Kolymia simkini* Popow, *Kolymia* sp., *Aphanaia* sp. indet., *Polidevcia cumboides* (Lutk. et Lob.). В некоторых разрезах доминирующими являются транзитные виды *Aviculopecten orientalis* Fred. и *A. kolymaensis* Maslen. (заканчивают свое существование), *Streblopteria englehardti* (Eth. et Dun).

Обоснование возраста и корреляция. Возраст зоны, вероятно, отвечает началу казанского века. Комплексу двустворок присущ значительный эндемизм на уровне как подобластей (лишь три вида общих с Западно-Арктическими бассейнами), так и провинций (четыре вида общих с Верхояньем).

Распространение. Омолонский массив и его юго-восточное обрамление. Присутствие вида-индекса, первоначально определенного автором как *K. cf. inoseramiformis* Lich., отмечено в соктуйской свите (верхняя часть антиинского горизонта) Борзинского поля Забайкалья (Котляр, Попеко и др., 1990). По последним данным (Курушин и др., 1996), зона, по-видимому, может быть прослежена и в разрезах Западного Верхоянья.

Зона *Kolymia multiformis*

Вид-индекс. *Kolymia multiformis* Biakov (Бяков, 1992, с. 31, табл. III, фиг. 4–7).

Типовая местность. Юго-восток Омолонского массива, руч. Лувый Водопадный, верхнеомолонская подсвита, обн. 3, сл. 54–61 (Опорный разрез..., 1990).

лонская подсвита, обн. 3, сл. 54–61 (Опорный разрез..., 1990).

Стратиграфический объем. Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса и зонального комплекса видов. Зона соответствует региональной лоне *Magadania bajkurica*.

Палеонтологическая характеристика. Зональный комплекс достаточно богат: *Kolymia multiformis* Biak., *Maitaia varvarae* Biak., *M. sinevensis* Biak., *Maitaia? lenaensis* (Vor.), *Vorkutopecten talis* (Lutk. et Lob.), *Aviculopecten? cf. girtyi* New., *A.? cf. gryphus* New., *Pseudomonotis? proprius* Biak., а также переходящие в нижнюю часть следующей зоны *Myonia elata* (Popow) и *Cypricardinia permica* Lich. Помимо указанных, в комплексе также присутствуют транзитные виды – *Polidevcia cumboides* (Lutk. et Lob.), *Kolymia cf. pergamenti* Murom., *Pyramus? symmetricus* (Lutk. et Lob.) и виды, которые заканчивают здесь свое существование: *Polidevcia* sp., *Nuculopsis* sp., *Kolymia* sp., *Vorkutopecten ex gr. subclathratus* (Keys.), *Streblopteria englehardti* (Eth. et Dun), *Myonia* sp. На северо-восточном обрамлении Охотского массива встречаются единичные *Palaeoneilo? sp. indet.*, *Paralledon? sp. indet.*, *Permophorus? sp. indet.*, *Solemya* sp. indet., *Praeundulomya* sp., *Pyramus* sp. Следует отметить также появление в некоторых разрезах *Stutchburia* sp.

Обоснование возраста и корреляция. Возраст зоны принимается как казанский, хотя многие виды (*V. talis* (Lutk. et Lob.), *V. subclathratus* (Keys), *C. permica* Lich., *P.? symmetricus* (Lutk. et Lob.), *P. cumboides* (Lutk. et Lob.) известны из отложений, считающихся уфимскими (Муромцева, Гуськов, 1984; Астафьева, Астафьева-Урбайтис, 1988). Однако, скорее всего, это объясняется неточностью корреляций. В то же время *P.? proprius* Biak. наиболее близок к *Pseudomonotis* sp. (Масленников, 1935) из казанских отложений севера Русской платформы и *P. speluncaria* (Schloth.) из Восточной Гренландии (Newell, 1955). *Maitaia? lenaense* (Vor.) очень близка (если не тождественна) нижеказанскому виду *Maitaia? menneri* (Kul.) с севера Русской платформы (Куликов, 1978). “*Atomodesma*” *permica* (= *Posidonia permica* New.) из “посидониевых” сланцев Восточной Гренландии, по-видимому, также очень близка к *M.? lenaense* (Vor.). В пользу казанского возраста зоны говорит и присутствие родов брахиопод *Olgerdia* и *Magadania* – викариатов восточно-европейских *Licharewia* и *Globiella* (Соломина, Преображенская, 1993; Ганелин и др., 1990), а также рода *Vajjugania*, характерного для казанского яруса Предуралья (Грунт, 1980).

Крайне важным является присутствие пектинид *Aviculopecten? cf. girtyi* New. и *A.? cf. gryphus* New., очень близких к описанным из формации Ворд Стекланных гор Техаса (Newell, 1938). Ра-

нее эти формы определялись автором как *Vorkuorpecten ex gr. subclathratus* (Keys).

Интересно, что один из характерных для зоны видов (*M. vargae* Biak.) обнаруживает морфологическое сходство с некоторыми австралийскими экземплярами *Maitaia gigantea* (Kon.), изображенными Д.Б. Уотерхаузом (Waterhouse, 1979).

В целом характерным для зоны является исчезновение рода *Arhanaia*, бурное развитие получает род *Maitaia*. Род *Kolymia* представлен обычно одним, но, как правило, очень многочисленным по числу особей видом. Отмечаются значительные связи комплекса двустворок с Западно-Арктическими бассейнами (семь общих видов) и Верхояньем (восемь общих видов). Зона может быть скоррелирована с верхней частью деленжинского горизонта Верхоянья, нижней частью цветочнинского горизонта Таймыра, верхами гусиноземельской и геркинской свит Новой Земли.

Распространение. Прослеживается практически повсеместно в бассейнах рек Колымы и Омолона, в Приохотье; вероятно, может быть выделена в Южном и Западном Верхоянье, а также на Таймыре.

Гижигинский горизонт. В его составе выделяется одна зона по двустворкам – *Maitaia bella*, по своему объему равная всему горизонту. Кроме того, в некоторых разрезах в составе зоны выделяются два вспомогательных биостратиграфических подразделения – слои с фауной. В нижней части горизонта на Омолонском массиве это слои с *Merismopteria permiana*, а в его верхах в Аян-Юряхском антиклинории и на северо-восточном обрамлении Охотского массива – слои с *Glyptoleda borealica*.

Зона *Maitaia bella*

Вид-индекс. *Maitaia bella* Biakov (Бяков, 1992, с. 33, табл. IV, фиг. 5).

Типовая местность. Омолонский массив, р. Русская-Омолонская, гижигинская свита, обн. 31, сл. 15–21 (Опорный разрез..., 1990).

Стратиграфический объем. Нижняя граница зоны проводится по появлению зонального комплекса видов. Практически во всех изученных разрезах находки вида-индекса чаще приурочены к верхней половине зоны, и только в некоторых разрезах он найден и у ее нижней границы.

Палеонтологическая характеристика. Зональный комплекс представлен: *Maitaia bella* Biak., *Myonia komiensis* (Maslen.), *Merismopteria permiana* (Kul.), *Myonia elata* Popow, *Myonia* sp., *Suipricardinia permica* Lich. (последние четыре вида имеют массовое распространение в нижней половине зоны), *Maitaia belliformis* Biak., *M. kolymiaformis* Biak., *Stutchburia modioliformis* (King), *Fasciculiconcha?* sp., *Glyptoleda borealica* Biak. (последние пять видов характеризуют верхнюю половину зо-

ны). Помимо отмеченных, для комплекса характерно присутствие видов рода *Streblopteria* – *S. Englehardti* (Eth. et Dun) и *S. radiata* (Lutk. et Lob.); редко в нижней половине зоны встречаются также единичные *Rugatus* sp.

Обоснование возраста и корреляция. Прямых данных, позволяющих уверенно говорить о возрасте зоны, нет; наиболее вероятно отнесение ее к первой половине татарского века. На этом уровне появляются три рода – *Merismopteria*, *Fasciculiconcha* и *Glyptoleda* (два последних – со второй половины зоны), а представители шести родов – *Parallelodon*, *Solemya*, *Kolymia*, *Aviculopecten*, *Pseudomonotis* и *Permophorus* вымирают. Кроме того, наблюдается существенное изменение на видовом уровне. Исходя из этого, данный комплекс можно рассматривать как очередной этап развития двустворок, сопоставимый с раннетатарским и началом позднетатарского века. Последние палеомагнитные данные подтверждают такое предположение (Опорный разрез..., 1990). Для одновозрастных отложений Новой Земли и о. Колгуев характерны *M. bella* Biak. (определения автора из коллекции В.А. Муромцевой в ЦНИГРмузее), *S. modioliformis* (King), род *Glyptoleda* (Муромцева, 1981). Интересно присутствие в составе комплекса нотальных родов *Merismopteria* и *Glyptoleda*, а также тетического *Fasciculiconcha*. Семь видов являются общими с Западно-Арктическими бассейнами (Печора, Новая Земля) и Таймыром, почти все элементы зоны обнаружены в Верхоянье. По определениям автора из коллекции Г.В. Котляр, вид-индекс присутствует в борзинской свите Забайкалья (Котляр, Попеко и др., 1990) и в средней части осактинской свиты Приамурья (Котляр, 1997). Зона коррелируется с нижней частью дулгалахского горизонта Верхоянья, нижней частью шадровской свиты, савинской свитой Новой земли. Интересно отметить, что к *Maitaia bella* и *M. belliformis* морфологически близки нотальные формы, описанные из Новой Зеландии Д.Б. Уотерхаузом как *Trabeculatia trabeculum* (Waterhouse, 1979).

Возможно, к нижней половине рассматриваемой зоны в Северном Верхоянье приурочены и находки нотального вида *Atomodesma variabile* Wanner (Попов, 1957; Муромцева, Гуськов, 1984), описанного впервые из слоев Баслео о. Тимор (Wanner, 1922).

Распространение. Зона повсеместно выделяется в бассейнах рек Колымы и Омолона, в Приохотье, может быть прослежена в Верхоянье, Новой Земле, Забайкалье, Приамурье.

В целях детализации биостратиграфической схемы в некоторых разрезах Омолонского массива в нижней части зоны нами выделяются слои с *Merismopteria permiana*, а на северо-восточном обрамлении Охотского массива и Аян-Юряхском

антиклинории в верхах зоны – слои с *Glyptoleda borealica*.

Слои с *Merismopteria permiana*

Вид-индекс. *Merismopteria permiana* (Kulikov) (= *Kolytina? permiana* Kulikov; Куликов, 1967, с. 118, табл. 1, фиг. 14, 15).

Типовая местность. Омолонский массив, р. Русская-Омолонская, низы гижигинской свиты, обн. 31, сл. 15–16 (Опорный разрез..., 1990).

Стратиграфический объем. Слои выделяются в низах зоны *M. bella* и примерно соответствуют нижней половине брахиоподовой зоны *Sanctinelloides obrutschewi*. Нижняя граница слоев совпадает с нижней границей зоны и гижигинского горизонта и проводится по появлению вида-индекса слоев. Слои прослеживаются в трех районах: на юго-востоке и востоке Омолонского массива – в бассейне р. Русской-Омолонской и в бассейне р. Авлондя, а также на территории Борзинского поля Восточного Забайкалья в верхней части сосучейского горизонта. Могут они также, по-видимому, выделяться и в Северном Верхоянье, откуда впервые описан вид-индекс слоев (Куликов, 1967).

Палеонтологическая характеристика. *Merismopteria permiana* (Kul.), *Maitaia cf. bella* Biak., *Myonia elata* (Popow), *M. komiensis* (Maslen.), *Myonia sp.*, *Cypricardinia permica* Lich., *Pyramus sp.*

Слои с *Glyptoleda borealica*

Вид-индекс. *Glyptoleda borealica* Biakov (Бяков, 1998, рис. 3г–3е).

Типовая местность. Аян-Юряхский антиклинорий, правобережье верхнего течения р. Тенке, среднеомчакская (кроме нижних 90 м) подсвита, водораздел руч. Старатель-Горбатый (Бяков, Ведерников, 1990).

Стратиграфический объем. Слои выделяются в верхах зоны *M. bella* и примерно соответствуют верхней половине брахиоподовой зоны *Sanctinelloides curvatus*. Нижняя граница совпадает с появлением вида-индекса и проходит в верхней части брахиоподовой зоны *Sanctinelloides curvatus*. Верхняя граница слоев совпадает с верхней границей гижигинского горизонта и проводится по исчезновению вида-индекса слоев. Слои прослеживаются в двух районах – на северо-восточном обрамлении Охотского массива (верховья р. Хурэн) и в Аян-Юряхском антиклинории. Не исключено, что близкое стратиграфическое положение имеет и интервал разреза савинской свиты Новой Земли, а также соответствующие отложения о. Колгуев, содержащие *Glyptoleda colei* (Flet.) (Пермские отложения..., 1981), близкую к *G. borealica* Biak. Также, по-видимому, рассматриваемые слои могут быть выделены в средней части имтачанской свиты Южного Верхоянья, где обнаружена *Glyptoleda sp.* (Муромцева, Гуськов, 1984).

Палеонтологическая характеристика. *Maitaia bella* Biak., *M. belliformis* Biak., *Glyptoleda borealica* Biak.

Хивачский горизонт. В его составе выделяется две зоны по двустворкам – *Maitaia tenkensis* и *Intomodesma costatum*, примерно отвечающие нижней и верхней половине горизонта.

Зона *Maitaia tenkensis*

Вид-индекс. *Maitaia tenkensis* Biakov (Бяков, 1999, с. 13, рис. 2б, 2е).

Типовая местность. Аян-Юряхский антиклинорий, правобережье верхнего течения р. Тенке, среднеомчакская и верхнеомчакская (кроме верхних 120 м) подсвиты, водораздел руч. Старатель и Горбатый (Бяков, Ведерников, 1990).

Стратиграфический объем. Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса и принимается отвечающей границе гижигинского и хивачского горизонтов. Зона устанавливается лишь в двух районах – Аян-Юряхском антиклинории и на северо-восточном обрамлении Охотского массива в верховьях р. Хурэн.

Палеонтологическая характеристика. Состав зонального комплекса двустворок ограничен видом-индексом. В верховьях р. Хурэн верхней части зоны обнаружены также единичные *Palaeoneilo sp.*, *Polidevcia? sp. indet.*, *Conocardium sp.*

Обоснование возраста и корреляция. Определение возраста зоны и ее корреляция с другими регионами затруднительны, поскольку вид-индекс зоны эндемичен. Предполагается позднетатарский возраст зоны.

Распространение. Северо-восточное обрамление Охотского массива и Аян-Юряхский антиклинорий.

Зона *Intomodesma costatum*

Вид-индекс. *Intomodesma costatum* Popow (Попов, 1957, с. 49, табл. 1, фиг. 5).

Типовая местность. Северо-восточное обрамление Охотского массива, верховья р. Хурэн, верхи верхнетитанской подсвиты (120 м) и кулинская свита, обн. 2, 3, сл. 4–19 (Бяков, Ведерников, 1990).

Стратиграфический объем. Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса и зонального комплекса видов. В стратотипической местности вид-индекс начинает встречаться не с самого основания зоны, а лишь со второй ее четверти, поэтому нижняя граница зоны проводится здесь по появлению зонального комплекса. В будущем, возможно, удастся подразделить зону на три подзоны, исходя из филогенетической последовательности: *Maitaia hurenensis* → *Intomodesma costatum* → *Intomodesma evenicum*. Это подтверждается и стратиграфическими данными.

Палеонтологическая характеристика. Зональный комплекс многочислен и разнообразен

зен: *Nuculopsis wymensis* (Keys.), *Polidevcia magna* (Popow), *Pro-mytilus* cf. *retusus* Chron., *Intomodesma costatum* Popow, *I. turgidum* Popow, *I. evencum* Kusn., *I. balygchanicum* Biak., *Maitaia quadrata* (Lutk. et Lob.), *M. hurenensis* Biak., *Vnigripecten volucer* (Lutk. et Lob.), *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.), *Streblochondria? corrugata* (Lutk. et Lob.), *Euchondria* aff. *paucicostata* Yin, *Cyrtorostra* sp., *Myonia gibbosa* (Maslen.), *M. bicarinata* Ast-Urb., *Praeundulomya sinualis* Biak., *Wilkingia? sp.*, *Conocardium robustum* Flet. В мелководных карбонатных фациях встречаются также виды рода *Streblopteria* – *S. englehardti* (Eth. et Dun), *S. pusilla* (Schloth.), *S. radiata* (Lutk. et Lob.) и *Deltopecten* sp., в более глубоководных глинистых – *Polidevcia* sp., *Nuculopsis* sp., *Solenomorphia? sp.*

Обоснование возраста и корреляция. Здесь впервые появляются пять новых родов: *Intomodesma*, *Cyrtorostra*, *Streblochondria*, *Euchondria* и *Promytilus*, исчезают шесть родов: *Merismopteria*, *Cypricardinia*, *Stutchburia*, *Fasciculiconcha*, *Glyptoleta*, *Pugamus*. На видовом уровне комплекс моллюсков практически полностью обновляется. Все это свидетельствует в пользу обоснования нового этапа развития двустворок, сопоставимого с позднетатарским веком. Такие роды, как *Cyrtorostra*, *Streblochondria*, *Euchondria*, *Vnigripecten*, являются типичными элементами тетических сообществ поздней перми (Girty, 1910; Котляр и др., 1983). Комплекс двустворок особенно близок по своему составу к комплексам одновозрастных отложений Верхоянья (тунгинская сита Северного Верхоянья, верхняя половина дулгалахской свиты Западного Верхоянья, имтачанской свиты Южного Верхоянья), с которыми его сближают 15 общих видов (Муромцева, Гуськов, 1984), а также к комплексу двустворок верхней части шадровской свиты Новой Земли (известно 8 общих видов) (Муромцева, 1981).

Распространение. Зона повсеместно прослеживается на Северо-Востоке Азии, может быть установлена на Новой Земле.

Замечания. Что касается значительного перерыва в осадконакоплении между пермью и триасом, который иногда предполагается в морских разрезах Северо-Востока Азии некоторыми исследователями (Ганелин, 1984; Соломина, Преображенская, 1993; Котляр, 1997), то, скорее всего, его не было (по крайней мере, в наиболее глубоководных бассейнах Северо-Востока Азии), а если он и фиксируется на приподнятых тектонических структурах (Омолонский массив), то длительность его пермской части, вероятно, незначительна. Об этом свидетельствует постепенный характер контакта между пермью и триасом, наблюдавшийся автором и И.Л. Ведерниковым в одном из разрезов Аян-Юрхского антиклинория в районе устья р. Детрин (Бяков, Ведерников, 1990). Кроме того,

присутствие на Омолонском массиве в верхах зоны *Euchondria* aff. *paucicostata* Yin – формы, близкой к описанной из Чансина Юго-Восточного Китая (Yin, 1982), также может являться доказательством отсутствия такого перерыва.

ВОПРОСЫ КОРРЕЛЯЦИИ

Пермские двустворчатые моллюски ранее почти не привлекались для решения вопросов не только межрегиональной, но и внутрирегиональной корреляции, хотя, как удалось выяснить, их корреляционный потенциал не уступает большинству общепризнанных групп фауны.

Как уже отмечалось выше (см. рубрику “Обоснование возраста и корреляция” в описании зон), многие из выделенных зон могут быть прослежены и в других частях Бореальной области (рис. 5). Виды-индексы зон или элементы зональных комплексов из пермских разрезов регионов Бореальной области определялись автором из сборов многих геологов, в коллекциях ЦНИГРмузея им. М.Ф. Чернышева или описаны в литературе.

Однако основная проблема корреляции состоит в том, что остатки двустворчатых моллюсков из стратотипических разрезов сопредельных регионов до сих пор почти не изучены или не перепределены. Точные стратиграфические привязки монографически описанных окаменелостей либо отсутствуют, либо вызывают сомнения. Поэтому и приводимая корреляция часто условна.

Почти все установленные зоны могут быть прослежены в разрезах Верхоянья, многие – на Новой земле, некоторые – на Таймыре, Пай-Хое, в Печорском бассейне, севере Русской платформы, о-ве Колгуев и п-ве Канин.

Говоря о корреляциях по двустворчатым моллюскам разрезов Северо-Востока Азии и более удаленных (внебореальных) регионов (области Тетис, Северной Америки, Новой Зеландии, Австралии), можно отметить, что пока они крайне затруднительны и условны. Это объясняется, с одной стороны, хорошо известными палеогеографическими причинами, а с другой – все еще недостаточной изученностью двустворчатых моллюсков. На данном этапе исследований все же можно наметить некоторые корреляционные уровни (рис. 6).

Первый из них, вероятно, может быть установлен в пачке Нура-Нура песчаника Пул бассейна Каннинг и формации Форсил Клифф бассейна Перт Западной Австралии, откуда описана *Muorhossa subarbitrata* (Dick.). Отсюда же известны очень близкие к *Palaeoneilo parenica* Biak. “*Anthraconeilo*” sp. nov. (Dickins, 1963).

Второй корреляционный уровень в западно-австралийских разрезах намечается в нижней части формации Ливеринга (пачка Лайтджек) бас-

Система, отдел	Регион																																																			
	Верхоянье			Восточный Таймыр	Новая Земля		Пай-Хой	Печорский бассейн	Забайкалье																																											
	Южное	Западное	Северное		Баренцево-морская зона	Карская зона																																														
	Свита	Свита	Серия	Горизонт	Свита	Свита	Свита	Свита	Горизонт																																											
Верхняя пермь	Татарский	Хивачский	Степановиella parascyruata	I. costatum	Имтачанская	Дулгалахская	Черногорский	Адмиралтейская	Шадровская	Валентиновская	Ерягинская	Тальбейская	Забайкальский																																							
														Омогонский	M. b. K. m.	K. p.	Menketchenskaya	Деленжинская	Хараулахская	Белоснежинский	Гусиноземельская	Геркинская	Табюская	Сейдинская	Антинский																											
																										Уфимский	M. g. K. o.	K. i.	Menketchenskaya	Деленжинская	Хараулахская	Белоснежинский	Гусиноземельская	Геркинская	Табюская	Сейдинская	Антинский															
																																						Кун-Гурский	M. g. K. o.	K. i.	Menketchenskaya	Деленжинская	Хараулахская	Белоснежинский	Гусиноземельская	Геркинская	Табюская	Сейдинская	Антинский			
																																																		Кун-Гурский	M. g. K. o.	K. i.
	Нижняя пермь	Кун-Гурский	Джигдинский	A. Megalonia kuliki	Aphanaia andriapnovi	Дыбинская	Тумаринская	Соколиный	Белушкинская	Кочергинская	Лиственничная	Литвинская	Кротовская	Алентуйский																																						
															Ассельский	Артинский	J. rugosus	L. gigantea	Palaeonello parensis	Джунтагинская	Верхоянская (верхи)	Быррангский	Соколовская	Казаркинская (верхи)	Талатинская	Лекворнутская (Кожимрудницкая)	Кижингинский																									
																												Мунгулджакский	J. rugosus	L. gigantea	Palaeonello parensis	Джунтагинская	Верхоянская (верхи)	Быррангский	Соколовская	Казаркинская (верхи)	Талатинская	Лекворнутская (Кожимрудницкая)	Кижингинский													
																																								Ассельский	Артинский	J. rugosus	L. gigantea	Palaeonello parensis	Джунтагинская	Верхоянская (верхи)	Быррангский	Соколовская	Казаркинская (верхи)	Талатинская	Лекворнутская (Кожимрудницкая)	Кижингинский
Ассельский	Артинский	J. rugosus	L. gigantea	Palaeonello parensis	Джунтагинская	Верхоянская (верхи)	Верхнелурузовский подгоризонт	Соколовская	Казаркинская (верхи)	Талатинская	Бельковская	Чернореченская	Жипхошинский																																							

● 1 □ 2

Рис. 5. Корреляция пермских отложений Бореальной области по двустворчатым моллюскам. 1 – находки видов-индексов; 2 – находки элементов зональных комплексов. Объяснение сокращений см. на рис. 2.

сейна Каннинг и формациях Бейкер и Кулкилиа бассейна Карнарвон, откуда описан комплекс двустворок (Dickins, 1956, 1963), многие виды которого очень близки к комплексу двустворок зоны dilatata, а также аммоноидеи Daubichites, Agathiceras и Popanoceras (Glenister, Furnish, 1961).

В Новой Зеландии, по-видимому, такое же или несколько более высокое стратиграфическое положение по сравнению с предыдущим комплексом занимает формация Лифэм с "Atomodesma" obliquatum Water. (Waterhouse, 1963). Близкие формы ("At." raichoicum Gus. et Murom. и Aphanaia stepanovi (Murom.)) известны соответственно из табюской свиты Пай-Хоя (Астафьева, 1993) и нижней части омогонского горизонта и его аналогов Северо-Востока Азии (зона inoceramiformis).

С зоной multiformis, вероятно, может быть скоррелирована верхняя часть формаций Бранкстон Нового Южного Уэльса Восточной Австралии, содержащая формы, описанные Д.Б. Уотерхаузом (Waterhouse, 1979) как Maitaia gigantea (Kop.), весьма сходные с некоторыми экземплярами Maitaia vargae Biak. из разрезов Омогонского массива и Приохотья.

Нижняя часть зоны bella (слои с Merismopteria permiana), по-видимому, может быть прослежена на острове Тасмания в глинах Фернтри, откуда Д.М. Диккинсом (Dickins, 1981) описаны Merismopteria sp., сходные с M. permiana (Kul.). Вся зона bella, вероятно, сопоставляется с зоной Trabaculatia trabeculum, которая отвечает песчаникам верхней части формации Трамвай Новой Зеландии (Waterhouse, 1963, 1976, 1979). Эти два вида имеют характерный общий морфологический признак – утолщенную переднюю стенку раковины, сходную форму раковины и характер скульптуры и могут рассматриваться в качестве викариатов.

Зона bella может быть прослежена, по-видимому, и на о. Тимор, откуда описана Atomodesma variabile Wan. (Wanner, 1922). Находки этого вида известны в Северном Верхоянье совместно с формами, морфологически близкими к M. bella Biak. В Приамурье M. bella определена автором из средней части осахтинской свиты, где она встречается совместно с Timorites (Котляр, 1997).

В разрезах Стекланных гор Северной Америки, вероятно, могут быть установлены зоны dilatata и inoceramiformis в формации Фосфория по

Система, отдел	Ярус	Горизонт	Региональная зона	Зона по двустворкам	Регионы							
					Северная Америка	Приамурье	Тимор	Западная Австралия	Восточная Австралия	Тасмания	Новая Зеландия	
Верхняя пермь	Татарский	Хивачский	Stepanoviella paracurvata	Intomodesma costatum	Формация Очоа	Безымьянная ? Формация Intomodesma? sp.						
				Maitaia tenkensis								
	Гижигинский	Cancrinelloides curvatus	Maitaia bella	Gliptolea borealica	Формация Кэптэн	Осахтинская свита Maitaia bella (средняя подсвета)	Слои Баслео Atomodesma variable	?				
				Merismopteria permiana								
	Казанский	Magadania bajkurica	Kolymia multiformis	T. borealis	Kolymia plicata	Aviculopecten? cf. girtyi	Фомация Ворд				Maitaia gigantea Ф. Бренкстон (верхи)	
	Уфимский	O. snjatkovii	Kolymia inoceramiformis	Mongolosia russiensis	A. dilatata	Фомация Фосфория Vnigripecten phosphaticus					пачка Лайджек Ф. Бейкер и Кулькиля	
	Нижняя пермь	Кунгурский	Джигдалинский	Megousia kuliki	Aphanaia andrianovi							
Ассельский-Артинский		Мунгулджакский		J. burgaliensis	L. gigantea							
				J. rugosus								
				J. terechovi								
				J. verchoyanicus								
				J. expositus								
				J. murandus								
	Palaeoneilo parenica											

Рис. 6. Корреляция перми Северо-Востока Азии и внереальных регионов по двустворчатым моллюскам.

присутствию *Vnigripecten phosphaticus* (Girty), близкого к омонским *Vnigripecten* sp. Зона *multiformis*, в которой на Омолонском массиве обнаружены пектиниды *Aviculopecten? cf. girtyi* Newell и *A? cf. gryphus* Newell, характерные для формации Ворд (Newell, 1938), скорее всего, может быть прослежена в верхней части этой формации. Кроме того, очень условно, в алевролитах безымьянной формации штата Невада (территория Элко Каунти) может быть выделена зона *costatum* по присутствию остатков *Intomodesma? sp.* (Kauffman, Runnegar, 1975). Наличие в верхней части зоны *costatum* на Омолонском массиве *Euchondria aff. raucicostata* Yin, описанной из Чанси на Юго-Восточного Китая (Yin, 1982), позволяет говорить о возможности прослеживания аналогов рассматриваемой зоны и в этом регионе.

Данная работа подводит предварительный итог исследованиям автора, посвященным изучению биостратиграфии двустворчатых моллюсков

перми Северо-Востока Азии. Предложенная зональная схема в дальнейшем, возможно, подвергнется некоторой детализации и уточнению. В основном это относится к ее нижнепермской части, а также верхам пермского разреза (зона *costatum*). Дальнейшие задачи исследований заключаются в уточнении стратиграфических привязок и переизучении двустворок, описанных из других регионов, а также дополнительных биостратиграфических работах. Особенно это касается стратотипических разрезов регионов.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 97-05-65864.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреанов В.И. Пермские и некоторые каменноугольные аммониты Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 181 с.

- Астафьева М.М.* Пермские иноцерамоподобные двустворчатые моллюски России. М.: Наука, 1993. 129 с.
- Астафьева М.М., Астафьева-Урбайтис К.А.* Этапность в развитии пермских двустворчатых моллюсков Бореальной области // Пермская система: Вопросы стратиграфии и развития органического мира. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1988. С. 3–11.
- Бяков А.С.* Стратиграфическое значение пермских иноцерамоподобных двустворок Северо-Востока СССР // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1988. С. 60–65.
- Бяков А.С.* Слои с двустворчатыми моллюсками // Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. С. 127–133.
- Бяков А.С.* Слои с фауной и комплексы двустворчатых моллюсков из опорных разрезов перми юго-востока Омолонского массива // Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Вып. 27. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1991а. С. 122–128.
- Бяков А.С.* Зональное расчленение перми Северо-Востока СССР по двустворчатым моллюскам // Пермская система Земного шара. Тез. докл. Междунар. конгр. Пермь, 1991б. Свердловск: УрОАН СССР, 1991б. С. 26.
- Бяков А.С.* Стратиграфия и двустворчатые моллюски пермских отложений бассейна р. Колымы // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ПИН АН СССР, 1991в. 25 с.
- Бяков А.С.* Пермские иноцерамоподобные моллюски рода *Intomodesma* Popow // Палеонтол. журн. 1991. № 4. С. 120–123.
- Бяков А.С.* Новые виды иноцерамоподобных двустворок из перми Северо-Востока СССР // Палеонтол. журн. 1992. № 1. С. 27–37.
- Бяков А.С.* Основные этапы развития пермских иноцерамоподобных двустворок Северо-Востока Азии и детальная корреляция пермских отложений Бореальной области // Проблемы эволюции пермской морской биоты. Тез. докл. Междунар. симпоз. М.: ПИН РАН, 1995. С. 11–13.
- Бяков А.С.* Пермские ктенодонтные двустворки Северо-Востока России // Палеонтол. журн. 1998. № 2. С. 30–33.
- Бяков А.С.* Два новых зональных вида-индекса иноцерамоподобных двустворок из верхней перми Северо-Востока Азии // Палеонтол. журн. 1999. № 3. С. 13–16.
- Бяков А.С., Ведерников И.Л.* Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, СВПГО, 1990. 69 с.
- Ганелин В.Г.* Биостратиграфия и брахиоподы верхнепалеозойских отложений Колымо-Омолонского массива // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1973. 31 с.
- Ганелин В.Г.* Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984. Т. 286. С. 111–142.
- Ганелин В.Г., Бяков А.С., Караваева Н.И.* Биостратиграфия пермских отложений Омолонского массива // Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. С. 102–117.
- Ганелин В.Г., Караваева Н.И.* Стратиграфический разрез джигдалинского, омолонского, гижигинского, хивачского горизонтов перми Северо-Востока СССР // Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Вып. 23, кн. 1. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1977. С. 23–28.
- Грунт Т.А.* Атириды Русской платформы. М.: Наука, 1980. 163 с.
- Гуськов В.А.* Граница верхней и нижней перми по морским двустворчатым моллюскам // Пермская система. Вопросы стратиграфии и развития органического мира. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1988. С. 11–15.
- Гуськов В.А., Пухонто С.К., Яцук И.Е.* Верхнепермские отложения Северо-Восточного Пай-Хоя // Сов. геология. 1980. № 2. С. 68–75.
- Заводовский В.М.* Краткий очерк стратиграфии пермских отложений Северо-Востока СССР // Полевой атлас пермской фауны и флоры Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1970. С. 5–21.
- Караваева Н.И.* Слои с фораминиферами // Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. С. 118–126.
- Котляр Г.В.* Опорные корреляционные уровни пермской системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 35–50.
- Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Богдан В.К. и др.* Позднепермский этап эволюции органического мира. Джульфинский и дорашамский ярусы СССР. Л.: Наука, 1983. 280 с.
- Котляр Г.В., Попеко Л.И., Олексив Б.И., Афанасьев М.Н.* Новые данные по биостратиграфии верхнепермских отложений Борзинского прогиба Восточного Забайкалья // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Тез. докл. 4 Дальневосточного регионального межвед. стратиграф. совещания. Хабаровск, 1990. С. 122–124.
- Кузнецов В.В.* Пермские двустворчатые моллюски Верхоянья и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Якутск: Изд-во ЯТГУ, 1972. 25 с.
- Куликов М.В.* Моллюски из пермских отложений СССР // Биостратиграфический сборник. Вып. 3. Л.: Недра, 1967. С. 114–135.
- Куликов М.В.* О некоторых редких представителях моллюсков из нижнеказанских отложений Русской платформы // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241. № 1. С. 177–180.
- Курушин Н.И., Соловьева Н.А., Некрасов А.Н. и др.* Новые данные по биостратиграфии и литологии пермских отложений Западного Верхоянья // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 2. С. 223–227.
- Левен Э.Я., Богословская М.Ф., Ганелин В.Г. и др.* Перестройка морской биоты в середине раннепермской эпохи // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 61–70.
- Лихарев Б.К.* Фауна пермских отложений Колымского края. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 148 с.
- Лобанова О.В., Люткевич Е.М.* Описание видов. Класс *Bivalvia* // Полевой атлас пермской фауны и

флоры Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1970. С. 42–63.

Масленников Д.Ф. Верхнепермские пластинчато-жаберные Северного края // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 29. Л., 1935. 124 с.

Муромцева В.А. Двустворчатые моллюски // Пермские отложения Новой Земли. Л.: Наука, 1981. С. 26–51.

Муромцева В.А., Гуськов В.А. Пермские морские отложения и двустворчатые моллюски Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. 208 с.

Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. 199 с.

Пермские отложения Новой Земли. Л.: Наука, 1981. 150 с.

Попов Ю.Н. Некоторые пермские пелециподы, гастроподы и аммониты Верхоянья // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Вып. 1. Л.: Недра, 1957. С. 45–60.

Решения 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР 1974–1975 гг. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1978. 192 с.

Соломина Р.В., Преображенская Э.Н. К стратиграфической схеме перми Таймыра // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 13–25.

Стратиграфический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.

Устрицкий В.И. История развития Северо-Востока СССР в позднем палеозое // Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Сб. статей. Л.: НИИГА, 1975. С. 54–75.

Харленд У.Б., Кокс А.В., Левеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 141 с.

Чувашинов Б.И., Молин В.А., Канев Г.П., Чермных В.А. Терригенные отложения нижней и верхней перми // Пермская система Земного шара. Путеводитель геологических экскурсий. Полярноуральский маршрут. Часть IV. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 23–50.

Штукенберг А.А. Общая геологическая карта России. Лист 127 // Тр. Геол. комитета. Т. 16. Вып. 1. СПб. 1898. С. 198–297.

Biakov A.S. Detailed bivalves correlation of the East-Boreal Realm // 30th International Geological Congress. Abstracts. Beijing, China, 4–14 August 1996. V. 2. P. 82.

Ciriacks K.W. A Permian and Eotriassic Bivalves of the Middle Rockies // Bull. Amer. Mus. Nat. History. 1963. V. 125. Art. 1. 99 p.

Dickins J.M. Permian pelecypods from the Carnarvon Basin, Western Australia // Bull. Bur. Miner. Resour., Geol. and Geophys. Australia. 1956. № 29. 42 p.

Dickins J.M. Permian pelecypods and gastropods from Western Australia // Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. and Geophys. Australia. 1963. № 63. 203 p.

Dickins J.M. A Permian invertebrate fauna from the Warwick area, Queensland // Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. and Geophys. Paleontol. Pap. Canberra. 1981. № 209. 43 p.

Girthy G.H. Fauna of the Phosphate beds of the Park City formation in Idaho, Wyoming and Utah // U.S. Geol. Surv. 1910. Bull. 436. 82 p.

Glenister B.F., Furnish W.M. The Permian ammonoids of Australia // J. Paleontol. 1961. V. 35. № 4. P. 673–736.

Kaufmann E.G., Runegar B. *Atomodesma* (Bivalvia) and Permian species of the United States // J. Paleontol. 1975. V. 49. № 1. P. 23–51.

Logan A. Permian Bivalvia of Northern England // Paleontogr. Soc. India. 1967. V. 121. № 518. 72 p.

Nakazawa K., Newell N.D. Permian Bivalves of Japan // Mem. the Faculty of Science: Kyoto Univ., Ser. Geol. and Miner. 1968. V. 35. № 1. 108 p.

Newell N.D. Late Paleozoic Plectinacea // State Geol. Surv. Kansas. 1938. V. 10. 123 p.

Newell N.D. Permian pelecypods of East Greenland // Medd. Greenland Komm. 1955. Bd. 110. № 4. 36 p.

Wanner C. Die Gastropoden und Lamellibranchiaten der Dyas von Timor // Palaontol. Timor. 1922. Bd. 11(18). 82 s.

Waterhouse J.B. New Zealand species of the Permian bivalve *Atomodesma* Beyrich // Palaeontology. 1963. V. 6. Pt. 4. P. 699–717.

Waterhouse J.B. World Correlation for Permian Marine Faunas // Pap. Dep. Geol. Univ. Queensland. 1976. V. 7. № 2. 232 p.

Waterhouse J.B. New members of the *Atomodesmina* (Bivalvia) from the Permian of Australia and New Zealand // Pap. Dep. Geol. Univ. Queensland. 1979. V. 9. № 1. 22 p.

Yin H.F. Uppermost Permian (Changxingian) Plectinacea from South China // Riv. ital. paleontol. e Stratigraf. 1982. V. 88. № 3. P. 337–385.

Рецензенты В.Г. Ганелин, А.С. Алексеев

УДК 551.736.3/761.1:551.35(5)

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА ТРИАСА И ЕЕ КОРРЕЛЯЦИЯ В МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ. СТАТЬЯ 2. БОРЕАЛЬНЫЕ РАЗРЕЗЫ БАЗАЛЬНОГО ТРИАСА И ИХ СОПОСТАВЛЕНИЕ С ПОГРАНИЧНЫМИ РАЗРЕЗАМИ ТЕТИСА

© 2000 г. А. А. Шевырев

Палеонтологический институт РАН, 117647 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия

Поступила в редакцию 20.10.97 г.

Нижнюю границу триаса следует проводить в основании отоцеровых слоев. Эти слои в бореальных разрезах включают аммонитовые зоны *Otoceras concavum* и *O. boreale*. Гималайская зона *O. woodwardi* является аналогом верхов зоны *boreale*. Она примерно соответствует конодонтовой зоне *Hind-eodus parvus*. Традиционная граница в основании зоны *woodwardi* хорошо трассируется в тетических разрезах, но сталкивается с корреляционными трудностями в Бореальной области. Практически более удобной и универсальной выглядит граница в подошве зоны *concavum* и ее аналогов. Повсеместно зоны *woodwardi* и *concavum* отделены от подстилающих слоев перми стратиграфическим перерывом. В настоящее время ни один из предложенных разрезов не может быть рекомендован в качестве глобального стратотипа и точки для нижней границы триаса.

Ключевые слова. Верхи перми, низы триаса, бореальные разрезы, фаунистические комплексы, аммонитовые зоны, корреляция.

В моей предыдущей статье были описаны разрезы пограничных пермско-триасовых отложений Тетиса (Шевырев, 1999). Несмотря на широкий спектр их литологических и биостратиграфических особенностей, эти разрезы можно разделить на две основные группы. В одной из них хорошо представлены верхи перми и нет самых низов триаса, а в другой, напротив, отсутствуют верхние горизонты перми, но присутствуют базальные отложения триаса. В настоящей статье рассматриваются пограничные разрезы Бореальной области и их корреляция с одновозрастными разрезами Тетиса.

АРКТИЧЕСКАЯ КАНАДА

Нижнетриасовые алевролиты, аргиллиты и песчаники формации Блайнд-Фьорд обнажаются в северной части о. Аксель-Хейберг и на северо-западе о. Элсмир (о-ва Королевы Елизаветы). Они расчленяются на три пачки: Конфедерейшен-Пойнт (100 м), Смит-Крик и Свартфельд (Embry, 1986). Каждая пачка начинается аргиллитами и заканчивается алевролитами. В нижней из них выделены четыре аммонитовых зоны: *Otoceras concavum*, *O. boreale* (базальные аргиллиты), *Ophiceras commune* и *Vukkenites strigatus* (зеленые алевролиты), которые образуют грисбахский ярус (Tozer, 1965, 1967, 1994). Стратотипы этого яруса и трех его зон (*concavum*, *boreale* и *strigatus*) находятся на о. Аксель-Хейберг, в бассейне р. Грисбах.

В качестве стратотипа зоны *commune* рассматриваются верхние офицеровые слои на мысе Стош (Восточная Гренландия).

На территории Канады нижняя зона известна только в стратотипической местности, где ее характеризуют *Otoceras gracile* Tozer и *O. concavum* Tozer. Здесь аргиллиты формации Блайнд-Фьорд перекрывают пермскую формацию Дегерболс, которая, судя по брахиоподам, имеет вордский возраст (Nassichuk et al., 1972; Thorsteinsson, 1974). 12-метровый интервал отделяет кровлю формации Дегерболс от уровня с первыми находками триасовых аммонитов (рис. 1). В 32.9–36.6 м выше основания стратотипического разреза грисбаха появляется *O. boreale* (зона *boreale*). На о. Элсмир вместе с этим руководящим видом встречены *Hypophiceras gracile* (Spath) и *Vishnuites kummeli* Tozer. Зоны *concavum* и *boreale* составляют нижний грисбах.

Опорный разрез следующей зоны *commune* находится на о. Аксель-Хейберг, где в 53.3 м от основания формации Блайнд-Фьорд найден *Ophiceras greenlandicum* Spath, в 54.2 м – *O. commune* Spath, в 55.5 м – *O. sakuntala* Spath, в 57.3 м – *Discophiceras wordiei* (Spath), в 65.2 м – *Wordieoceras wordiei* (Spath). На о. Элсмир этот комплекс дополняет *Tomphiceras extremum* (Spath). В стратотипическом разрезе грисбаха в 65.5–150 м выше основания формации Блайнд-Фьорд появляются *Vukkenites macilentus* Tozer, *V. nitidus* Tozer, *V. strigatus* (Tozer), *Wordieoceras wordiei* (Spath). Эти аммони-

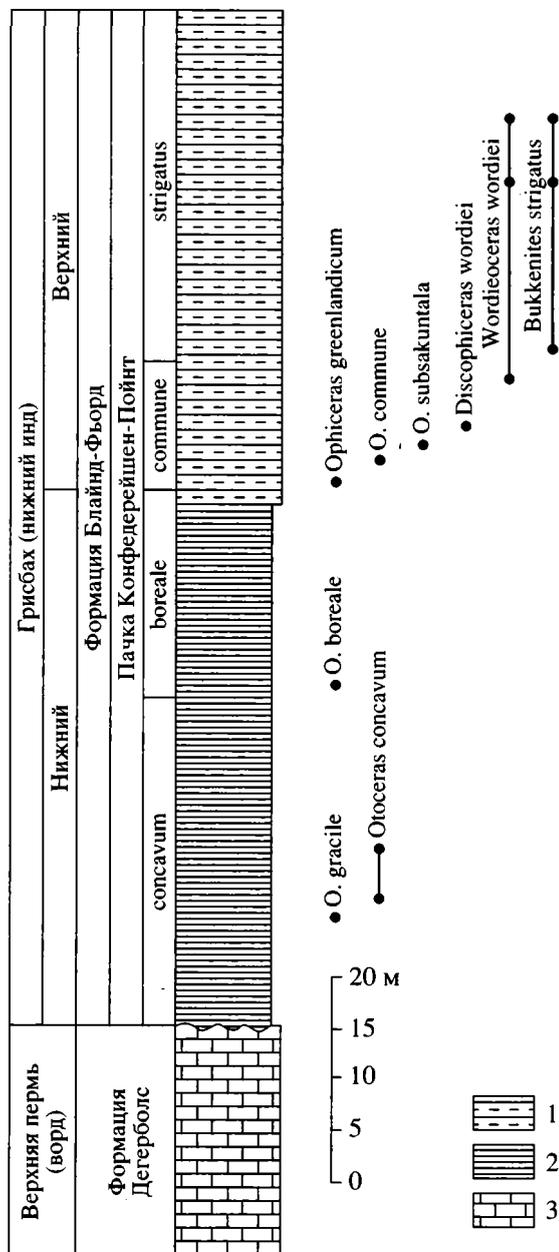


Рис. 1. Разрез пограничных отложений перми и триаса на о. Аксель-Хейберг (Tozer, 1965, 1967, 1994).

1 – алевролиты; 2 – аргиллиты; 3 – известняки.

ты определяют зону *strigatus*, которая вместе с зоной *commune* составляет верхний грисбах.

ВОСТОЧНАЯ ГРЕНЛАНДИЯ

Морские триасовые отложения обнажаются вдоль восточного побережья этого острова (мыс Стош, о. Трейлл, Земля Джемсона, Земля Скорсби). Они образованы конгломератами, песчаниками и аргиллитами формации Ворди-Крик, которые с перерывом залегают на пермских

сланцах формации Фолдвик-Крик (или Шухерт-Дал). Точный возраст последней до сих пор остается неясным. Тейхерт и Каммел (Teichert, Kummel, 1972, 1976) считали, что верхние горизонты перми не сохранились в Восточной Гренландии. Сотрудники Гренландской геологической службы полагают (Stemmerik, Piasecki, 1991), что формация Шухерт-Дал захватывает и верхи перми (до татарского яруса включительно). Однако они не привели каких-либо биостратиграфических доказательств своей точки зрения.

Самые полные разрезы триаса находятся в районе мыса Стош, где их мощность достигает 640 м. Здесь английская и датская экспедиции в 20–30-е годы собрали большие коллекции ранне-триасовых аммонитов и двустворок, которых описал Спат (Spath, 1930, 1935). Этот исследователь выделил в формации Ворди-Крик восемь биостратиграфических уровней с различными комплексами аммонитов: 1) нижние глиптофицеровые слои, 2) верхние глиптофицеровые слои, 3) нижние офицеровые слои, 4) верхние офицеровые слои, 5–7) нижние, средние и верхние вишнуитовые слои, 8) проптихитовые слои.

Некоторые изменения и уточнения в эту схему внес Трюмпи (Grasmück, Trümpy, 1969; Trümpy, 1969). Он заменил вышеперечисленные слои Спата шестью аммонитовыми зонами: 1) *Hypophiceras triviale* с *Otoceras* sp., *H. triviale* (Spath), 2) *Hypophiceras martini* с *H. martini* Trümpy, 3) *Metophiceras subdemissum* с *Otoceras boreale* Spath, *Ophiceras commune* Spath, *O. spathi* Trümpy, *Metophiceras subdemissum* (Spath), *Hypophiceras minor* (Spath), *H. gracile* (Spath), *Tomphiceras extremum* (Spath), *Discophiceras compressum* Spath, *Vishnuites striatus* (Spath), *V. paradigma* (Trümpy), 4) *Ophiceras commune* с *Hypophiceras minor*, *H. gracile*, *Ophiceras greenlandicum* Spath, *O. commune* Spath, *O. subsakuntala* (Spath), *Discophiceras subkyokticum* (Spath), *D. wordiei* (Spath), 5) *Vishnuites decipiens* с *Ophiceras transitorium* Spath, *O. kilenense* Spath, *O. leptodiscus* Spath, *Proptychites grandis* Spath, *Wordieoceras wordiei* (Spath), *W. decipiens* (Spath), 6) *Proptychites rosenkrantzi* с *Proptychites anomalus* Spath, *P. rosenkrantzi* Spath, *P. intermedius* Spath. В основу этого расчленения легли наблюдения на п-ве Вегенера (Земля Джемсона), расположенном в 250 км южнее мыса Стош. Первые четыре зоны, предложенные Трюмпи, соответствуют нижним и верхним глиптофицеровым, нижним и верхним офицеровым слоям, а верхние две – вишнуитовым и проптихитовым слоям Спата (рис. 2).

По данным Трюмпи, верхний уровень распространения *O. boreale* ограничен зоной *subdemissum*. Аммонитовый комплекс этой зоны довольно своеобразен. Он включает ряд родов (*Ophiceras*, *Discophiceras* и *Tomphiceras*), которые не сопровождают *Otoceras* в арктических раз-

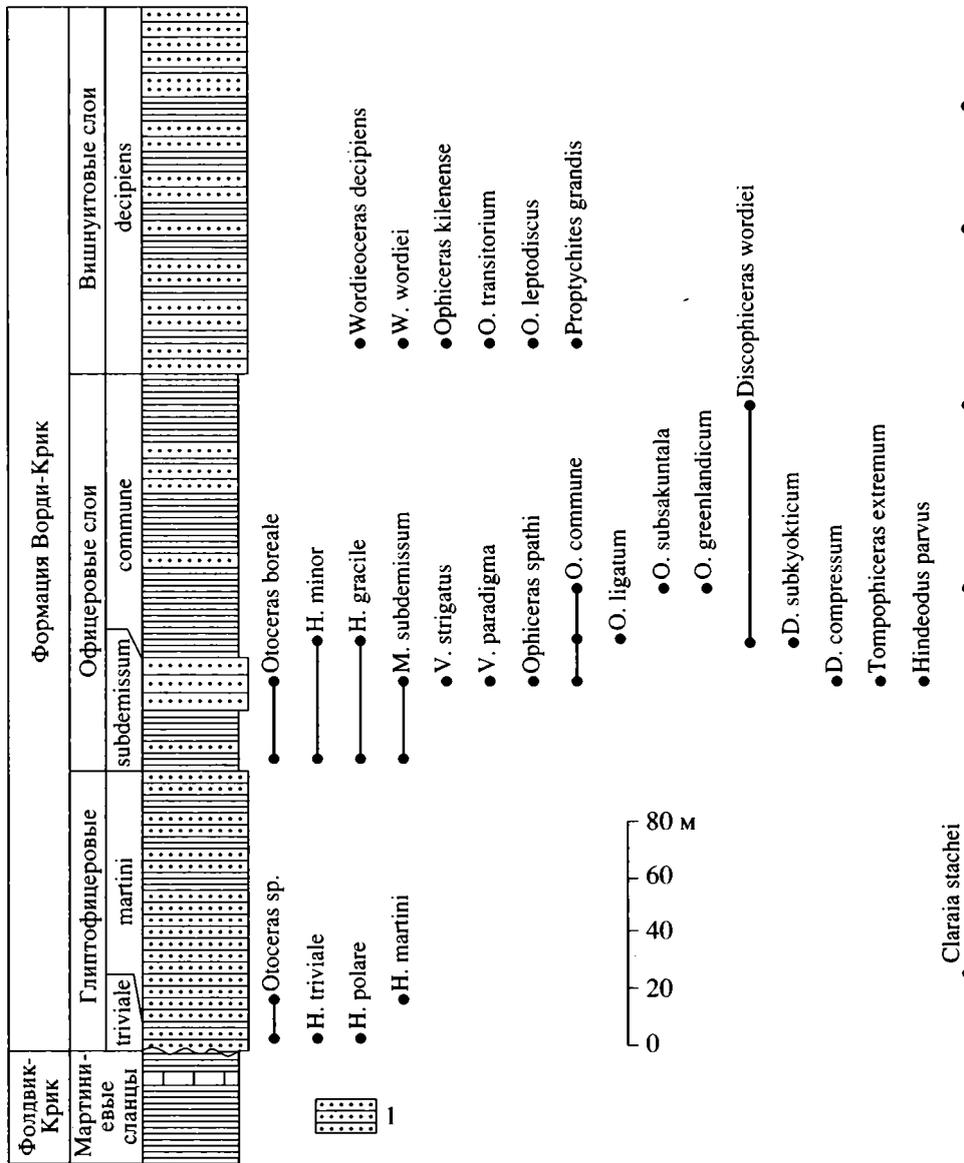


Рис. 2. Разрез пограничных отложений перми и триаса в Восточной Гренландии (Grasmück, Trümpy, 1969; Trümpy, 1969; Teichert, Kummel, 1972, 1976).

1 – песчаники. Остальные обозначения те же, что на рис. 1.

резах Канады, а появляются на более высоком стратиграфическом уровне. В связи с этим Трюмпи попытался разделить зону *subdemptum*. Ее верхнюю часть он выделил как подзону *Ophiceras spathi*, в которой на горе Вальтер Мартин, кроме руководящего вида, найдены *Tomphiceras aff. pascoei* (Spath), *Vishnuites paradigma*, *Hypophiceras gracile* и редкие *Ophiceras commune*, а в других местах – *Otoceras boreale*.

Среди бореальных районов Восточная Гренландия выделяется и необычайным для высоких широт богатством позднепермских и раннетриасовых конодонтов. Собранные Тейхертом и Каммелом на мысе Стош (Teichert, Kummel, 1972, 1976),

они были изучены и описаны Суитом (Sweet, 1976). По имеющимся сведениям (Kozur et al., 1996), эти конодонты в последнее время были переизучены. Однако результаты проведенной ревизии еще не опубликованы. Известно только, что в нижних отоцеро-вых слоях (вероятно, зоны *triviale* и *martini*) присутствуют *Hindeodus typicalis* (Sweet), *Clarkina cf. carinata* (Clark), *C. subcarinata* (Sweet), *C. cf. changxingensis* (Wang et Wang), а в верхних отоцеро-вых слоях (зона *subdemptum*) – *Hindeodus latidentatus* (Kozur, Mostler et Rahimi-Yazd), *Clarkina carinata* и др. В офицеро-вых слоях (подзона *spathi* или зона *commune*) появляются

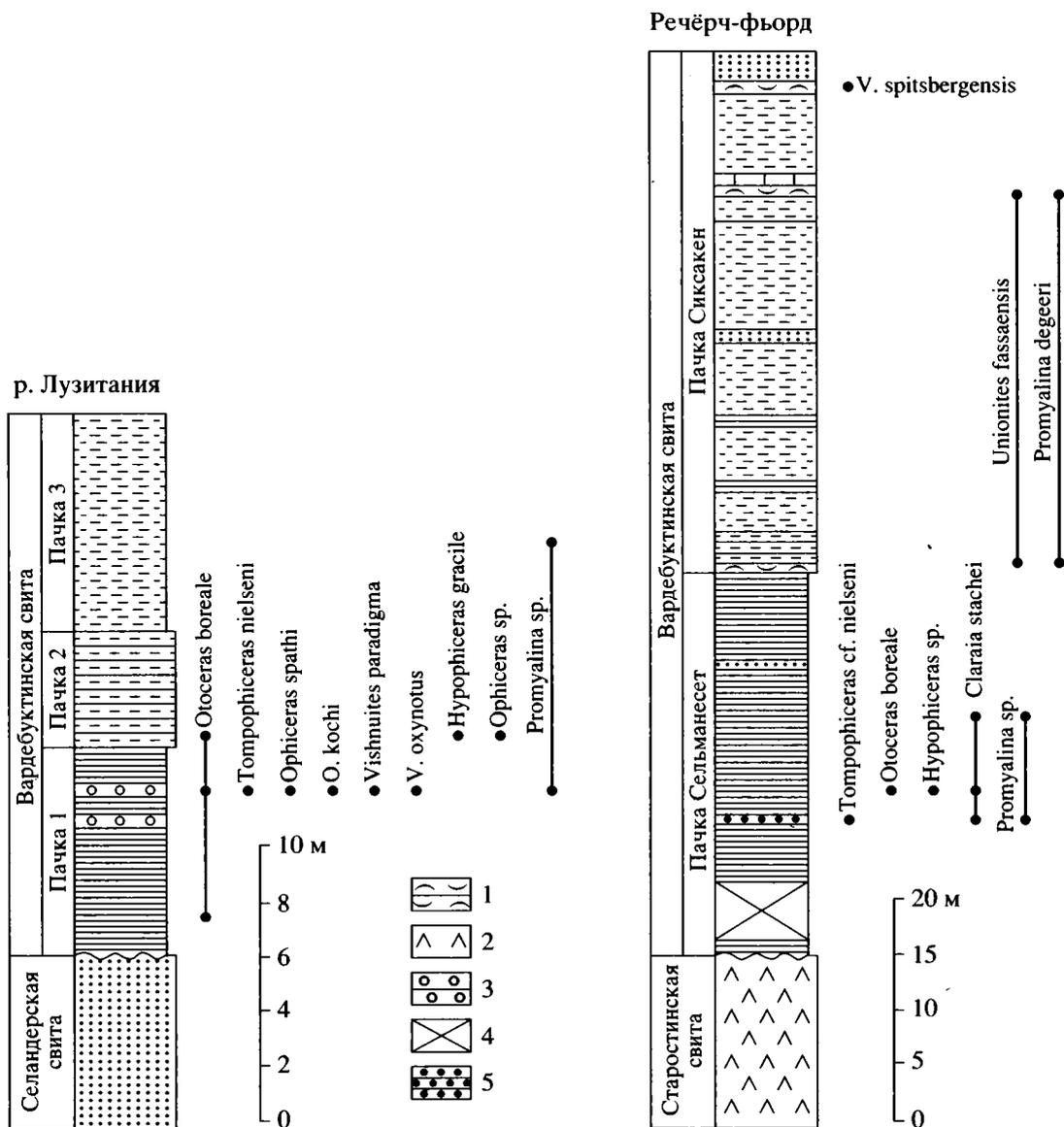


Рис. 3. Разрез пограничных отложений перми и триаса на о. Западный Шпицберген (Корчинская, Вавилов, 1987; Nakazawa et al., 1990).

1 – ракушечники, 2 – кремнистые песчаники, 3 – слои с конкрециями, 4 – осыпь; 5 – конгломераты. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1 и 2.

первые очень примитивные *Hindeodus parvus* (Kozur et Pjatakova).

ШПИЦБЕРГЕН

Нижний триас начинается на островах этого архипелага аргиллитами и алевролитами вардебуктинской свиты (Buchan et al., 1965). На р. Лузитания (о. Западный Шпицберген, южное побережье Сассен-фьорда) аргиллиты этой свиты без видимых следов перерыва перекрывают песчаники селандерской свиты (казанский–низы татарского яруса, по Устрицкому, 1983). В нижней час-

ти аргиллитовой пачки встречаются единичные *Otoceras boreale* (рис. 3, пачка 1). В 6 м выше ее основания найдена конкреция, переполненная аммонитами *O. boreale*, *Tomporhiceras nielseni* (Spath), *Ophiceras spathi* Trümpy, *O. cf. compressum* Spath, *O. kochi* Spath, *Vishnuites paradigma* (Trümpy), *V. oxynotus* (Spath), с редкими двустворками *Promyalina cf. degeere* (Lindgr.), *Unionites cf. breviformis* Spath и гастроподами *Bellerophon borealis* Spath (Корчинская, Вавилов, 1987). С этого уровня описан комплекс конодонт (Дэгис, Корчинская, 1987, 1989), включающий *Clarkina carinata* (Clark), *Enantiognathus ziegleri* (Diebel), *Neohindeodella nevadensis*

(Müller), *Ozarkodina* sp. В 2 м выше упомянутой конкреции в перекрывающих алевролитах (пачка 2) обнаружены многочисленные *O. boreale* плохой сохранности и единичные *Hypophiceras gracile* (Spath), *Ophiceras* sp., *Promyalina* sp., *Bellerophon borealis*. В 25 м выше самого верхнего отоцевого слоя в конкрециях и алевролитах встречаются обломки *Proptychites rosenkrantzi* Spath, *P. cf. simplex* Spath.

В другом разрезе, расположенном на восточном побережье Речёрч-фьорда, триасовые отложения залегают на кремнистых песчаниках и алевролитах старостинской свиты (уфимский ярус, по Устрицкому, 1983; кунгурский–джульфинский ярусы, по Nakamura et al., 1987). Здесь вардебуктинская свита делится на две пачки: Сельманесет и Сиксакен (Nakazawa et al., 1990). Нижняя из них (мощностью 35 м) сложена аргиллитами с прослоями известковистых алевролитов или тонкозернистых песчаников. Ее структурно согласный контакт со старостинской свитой выстлан глинистым слоем (рис. 3). В 12–14 м от него встречены многочисленные двустворки *Claraia stachei* Bittner и редкие аммониты *Tomporhiceras* cf. *nielseni* (Корчинская, Вавилов, 1987). Непосредственно выше этого уровня в аналогичных аргиллитах найдены отпечатки *Otoceras boreale*, редкие *Tomporhiceras* sp. и *Claraia stachei*.

Перекрывающая пачка Сиксакен (мощностью 68 м) отличается преобладанием более грубого обломочного материала. Она состоит из алевролитов или тонкозернистых песчаников, чередующихся с глинистыми сланцами, в средней части с прослоями известняков. В нижней половине этой пачки встречены двустворки *Promyalina degeeri* и *Unionites fassaensis* (Wissmann). В ее средней части польские палеонтологи нашли *Vavilovites* aff. *sverdrupi* Tozer (Gazdzicki, Trammer, 1977), которого позже М.В. Корчинская (1986) отнесла к новому виду *V. spitsbergensis*. Особенность этого разреза состоит в том, что в нем первые *Claraia stachei* и *Tomporhiceras* cf. *nielseni* найдены под отоцевыми слоями, т.е. ниже своего обычного положения. Выше кларайи встречаются в сопровождении *O. boreale*.

СИБИРЬ

Отложения самых низов триаса наиболее полно развиты в Восточном Верхоянье (бассейны Восточной Хандыги и Томпо), где встречаются аммонитовые зоны *Otoceras concavum*, *O. boreale*, *Tomporhiceras pascoei*, *T. morphaeos* и *Wordieoceras decipiens*, охватывающие весь интервал нижнего инда (Дагис, Ермакова, 1993; Dagys, 1994b; Dagys, Ermakova, 1996).

Гипостратотипы двух нижних зон находятся на р. Сеторым (в верховьях Восточной Хандыги). Здесь на алевролитах и песчаниках имтачанской свиты (казанский ярус) без видимых следов несо-

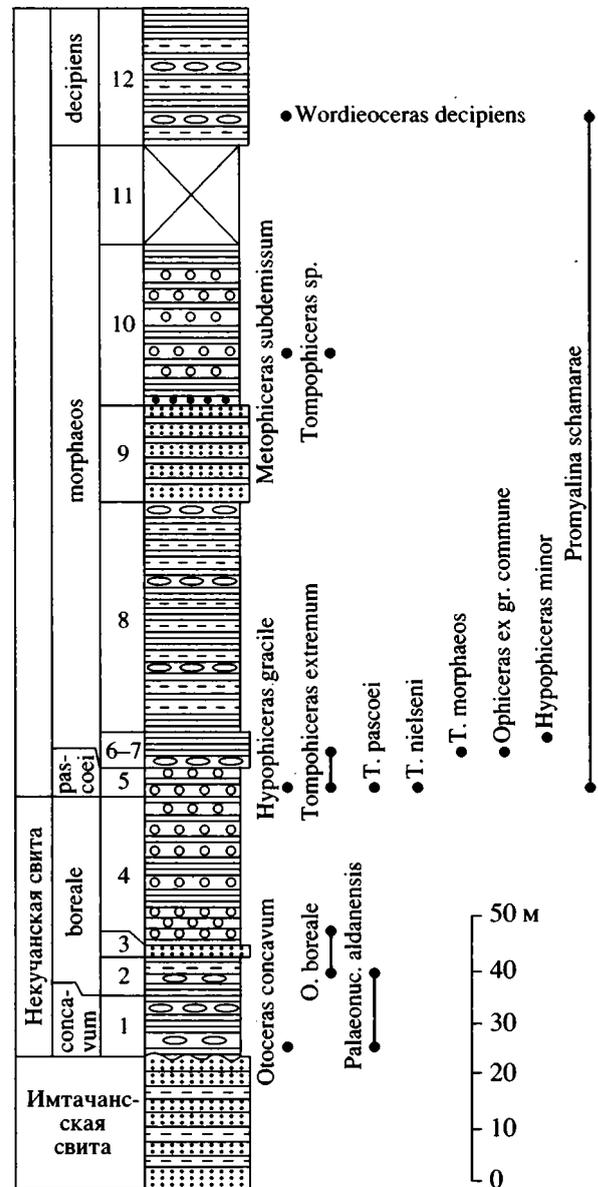


Рис. 4. Разрез пограничных отложений перми и триаса в Восточном Верхоянье (Дагис и др., 1986; Дагис, Ермакова, 1993; Dagys, 1994b; Dagys, Ermakova, 1996). Усл. обозн. см. на рис. 1–3.

гласия залегают алевролиты и аргиллиты неучанской свиты (Дагис и др., 1986). Ее нижние слои, представленные аргиллитами с уплощенными известково-глинистыми конкрециями (пачка 1, мощность 12 м), относятся к зоне concavum (рис. 4). В 0.6–1.2 м от ее основания собраны аммониты *Otoceras concavum* Tozer, двустворки *Palaeonucula aldanensis* Kurushin и наутилоидеи *Tomponautilus setorymi* Sobolev. Выше залегают аргиллиты с прослоями алевролитов и частыми горизонтами известково-глинистых конкреций (пачка 2, мощность 7.5 м), содержащих *Otoceras boreale* и *Palaeonucula aldanensis*, мелкозернистые

песчаники (пачка 3, мощность 0.8 м), аргиллиты с прослоями конкреций (пачка 4, мощность 29.5 м), из которых определены *Otoceras ex gr. boreale*. Эти три пачки составляют зону *boreale*.

Стратотипы вышележащих зон *pascoei*, *morphaeos* и гипостратотип зоны *decipiens* нижнего инда находятся на р. Лекеер (в бассейне Томпо). Здесь на аргиллитах с *O. boreale* залегают аргиллиты с прослоями известковых конкреций (пачка 5, мощность 2.5 м), содержащих *Tomprophiceras pascoei* (Spath), *T. extremum* (Spath), *T. nielsenii* (Spath), *Hypophiceras gracile* (Spath), *Promyalina schamarae* (Bittner). Они относятся к зоне *pascoei*.

Выше обнажаются аргиллиты (пачка 6, мощность 1.5 м), аналогичные пачке 5, с *Tomprophiceras morphaeos* (Popow) и *T. extremum* (Spath), аргиллиты с прослоями слипшихся известково-глинистых конкреций (пачка 7, мощность 7 м), с *Hypophiceras minog* (Spath), аргиллиты с прослоями алевролитов и конкреций (пачка 8, мощность 41 м), переслаивание аргиллитов и песчаников (пачка 9, мощность 19 м), аргиллиты с мелкими конкрециями и глинистым конгломератом в основании (пачка 10, мощность 32 м), с *Metophiceras subdemicum* (Spath), *Tomprophiceras sp.* Вышележащая часть разреза закрыта осыпью. Пачки 6–11 представляют зону *morphaeos*. Венчают разрез аргиллиты с прослоями алевролитов и редкими горизонтами конкреций (пачка 12, мощность 25 м), содержащих *Wordieoceras decipiens* (Spath), *Promyalina sp.* (зона *decipiens*).

Несколько иначе представляет распределение аммонитов в разрезе на р. Сеторым Ю.Д. Захаров. По его данным (Захаров, 1978; Zakharov, 1986, 1994), в низах некучанской свиты (0.7–7.0 м выше ее основания) *O. concavum* встречается вместе с *O. boreale*. Поэтому Захаров рассматривает нижний интервал распространения отоцеровой фауны как нижнюю зону *boreale*. В 5 м выше основания свиты он отмечает находки конодонтов *Hindeodus typicalis* и *Clarkina cf. changxingensis*. В пределах верхнего интервала распространения отоцеровой фауны *O. boreale* встречается в ассоциации с *Tomprophiceras pascoei* и *Ophiceras sp.* (верхняя зона *boreale*).

КОРРЕЛЯЦИЯ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРМИ И ТРИАСА

Попробуем проанализировать описанные разрезы с целью их биостратиграфической корреляции. При этом мы будем исходить из признания того, что триас начинается с появления рода *Otoceras*, т.е. с отоцеровых слоев и их хроноэквивалентов.

Начнем анализ с бореальных разрезов, в которых зональная последовательность аммонитов нижнего инда прослеживается особенно четко и ясно.

На арктических островах Канады в нижнем грисбахе, который несогласно залегают на вордс-

кой формации Дегерболс, различаются зоны *concavum* и *boreale* (рис. 1). В зоне *concavum* известны только два вида рода *Otoceras*. В зоне *boreale*, кроме руководящего вида, встречены *Hypophiceras gracile* и *Vishnuites kummeli*. Верхний грисбах начинается с зоны *commune*, в которой появляются *Ophiceras*, *Discophiceras*, *Tomprophiceras*, *Wordieoceras*.

В Восточной Гренландии основание триаса образуют зоны *triviale* и *martini* (рис. 2). По данным Спата (Spath, 1935), в них обнаружены раковины *Otoceras sp. ind.*, близкие к *O. boreale*, что позволяет увязывать эти местные зоны с канадской зоной *boreale*. Такой вариант сопоставления принял Дагис (Dagys, Dagys, 1988). В то же время Трюмпи (Trümpy, 1969, с. 83) сообщил о находке в зоне *martini* на о. Трейлл раковины *Otoceras sp.* с уплощенной вентральной стороной, сближающей эту форму с *O. concavum*. В таком случае зоны *triviale* и *martini* можно коррелировать с зоной *concavum*, что и сделал Трюмпи (там же, с. 110, табл. 2). Вышележащая зона *subdemicum* – основной уровень распространения *O. boreale* в Восточной Гренландии. Поэтому она легко увязывается с канадской зоной *boreale* (таблица). Однако полному отождествлению этих зон мешает присутствие в верхней части зоны *subdemicum* (в подзоне *spathi*) ряда родов (*Ophiceras*, *Discophiceras*, *Tomprophiceras*), которые в Канаде появляются выше отоцеровых слоев. Следующая гренландская зона *commune* – эквивалент одноименной канадской зоны.

Отоцеровые слои Шпицбергена, особенно на р. Лузитания (рис. 3), образующие зону *boreale*, по своему фаунистическому содержанию близки к зоне *subdemicum* Восточной Гренландии и могут рассматриваться как ее эквивалент. По-видимому, здесь нет аналогов зоны *concavum*.

В нижнем инде Восточного Верхоянья различаются зоны *concavum*, *boreale*, *pascoei*, *morphaeos* и *decipiens* (рис. 4). Две нижние из них отвечают одноименным зонам Канады. Зоны *pascoei* и *morphaeos* легко сопоставляются с канадской зоной *commune* (таблица). Их связывает присутствие рода *Tomprophiceras*. С самыми верхами зоны *commune*, опираясь на появление здесь рода *Wordieoceras*, можно увязать и низы зоны *decipiens*.

Во всех бореальных разрезах отсутствуют самые верхи перми, отвечающие чансину. Триас в них начинается либо с зоны *concavum*, либо с зоны *boreale*, причем в верхах последней нередко появляется род *Ophiceras*, иногда в сопровождении *Hindeodus parvus*.

Перейдем теперь к анализу пограничных пермско-триасовых отложений Тетической области.

Вопрос о точном положении нижней границы триаса в разрезах Южных Альп остается еще нерешенным. До середины 80-х годов литостратиграфическая граница между беллерофонтовой и верфенской формациями рассматривалась как хроностратиграфический рубеж перми и триаса с

допущением возможного перерыва между ними (Assereto et al., 1973). Однако позже при детальном изучении южноальпийских разрезов в нижней части горизонта Тезеро, который образует основание верфенской формации, были обнаружены фузулиниды и пермские брахиоподы, которые заставили поднять нижнюю границу триаса (Broglia Loriga et al., 1988; Neri, Pasini, 1985; Pasini, 1985; Noé, 1987, 1988). В настоящее время многие стратиграфы проводят ее между средней и верхней частями горизонта Тезеро, поскольку на этом уровне исчезают пермские микроископаемые и появляются триасовые двустворки, правда, еще в ассоциации с пермскими брахиоподами. Отсутствие аммонитов в пограничных отложениях Южных Альп затрудняет выявление здесь их зональных аналогов. Данные о конодонтах в южноальпийских разрезах весьма противоречивы. Так, Коцур (Kozur et al., 1996) считает, что в Доломитах *Hindeodus parvus* впервые появляется в нижней части пачки Мадзин, т.е. выше горизонта Тезеро. В Карнийских Альпах, в разрезе скважины Гартнеркофель, этот вид конодонтов определен из верхней части горизонта Тезеро, а в соседнем обнажении утеса Реппванд он обнаружен в основании данного горизонта (Schönlaub, 1991). Указанные противоречия, по мнению Коцура (Kozur et al., 1996), связаны с тем, что в Карнийских Альпах за *H. parvus* ошибочно приняты продвинутые *H. latidentatus*. В таком случае нижнюю часть пачки Мадзин можно коррелировать с верхами зоны boreale (таблица).

В Закавказье на паратириолитовых слоях ахуринской свиты залегают красно-бурые аргиллиты и мергели карабаглярской свиты с *Pleuronodoceras occidentale* и *Xenodiscus jubilaearis*. Они образуют зону occidentale, которая относится к самым верхам дорашама. В нижней части перекрывающих кларайевых слоев найдены конодонты *H. parvus*, указывающие на верхи зоны boreale. Выше появляются аммониты из рода *Ophiceras* и конодонты *Isarcicella isarcica*, позволяющие коррелировать вмещающие слои с гималайской зоной tibeticum (таблица).

В Центральном Иране на паратириолитовых известняках формации Хамбаст залегают немые глинистые сланцы, образующие основание формации Элика. По своему стратиграфическому положению они соответствуют аргиллитам зоны occidentale в Закавказье и, следовательно, могут быть отнесены к перми. Их перекрывают строматолитовые известняки с *Hindeodus parvus* и *Hypophiceras* sp. Они отвечают гималайской зоне woodwardi или верхам зоны boreale. Вышележащие слои с офицератидами, кларайями и *I. isarcica*, образующие зону isarcica, соответствуют аммонитовой зоне tibeticum (таблица).

В разрезах Западного Пакистана граница перми и триаса проходит внутри пачки Катхвай, образующей основание формации Мианвали. Ни-

жняя часть этой пачки с пермскими брахиоподами, мшанками и фораминиферами относится к чансину. Нижние слои средней части пачки с *Ophiceras connectens* и конодонтами зоны *parvus-minutus* коррелируются с аммонитовой зоной woodwardi, а верхние слои, содержащие *O. connectens* вместе с конодонтами зоны *isarcica-parvus*, с аммонитовой зоной tibeticum (таблица).

В кашмирском ущелье Гурюл граница перми и триаса прослеживается внутри пачки E, залегающей в основании формации Хунамух. Нижнюю часть этой пачки (подразделение E₁, слои 47–51), охарактеризованную пермскими брахиоподами, аммонитами *Hypophiceras?* sp. и двустворками *Claraia bioni*, относят то к верхам перми, то к низам триаса. Японские геологи, изучавшие этот разрез, сначала коррелировали ее с паратириолитовыми слоями (Nakazawa et al., 1975, табл. 13). Однако позже Наказава (Nakazawa, 1993), приняв во внимание присутствие на данном уровне *Hypophiceras?* sp. и *C. bioni*, пересмотрел эту точку зрения и отнес подразделение E₁, назвав его зоной *Hypophiceras?* sp., к самым низам триаса. Подобную корреляцию принял и Капур (Karoo, 1996). Так как аммониты этого подразделения обладают плохой сохранностью, то легко ошибиться в их определении. Они вполне могут принадлежать и к пермским ксенодисцидам. Условно я сопоставляю подразделение E₁ с нижней частью пачки Катхвай Западного Пакистана и отношу к чансину (таблица). Средняя часть пачки E (подразделение E₂, слои 52–59) представляет зону woodwardi, поскольку в ней встречен руководящий вид этой зоны. Вместе с ним здесь были найдены *Hindeodus parvus* и *Ophiceras sakuntala* (Nakazawa et al., 1975). Однако позже Наказава (Nakazawa, 1993) почему-то изменил стратиграфическое положение последнего вида и перенес его в офицеровые слои. Низы верхней пачки E (подразделение E₃, слои 60–64), откуда происходят *O. tibeticum*, разнообразные кларайи и *I. isarcica*, относятся к зоне tibeticum и конодонтовой зоне isarcica.

В Центральных Гималаях, где были впервые открыты отоцеровые слои, на перевале Лиланг (Спити) биостратиграфическое деление базальных отложений триаса выражено в классической форме. Здесь на пермских сланцах Кулинг залегают отделенные от них слои конгломератов массивные известняки с *Otoceras woodwardi*, *Anotoceras nala*, *Ophiceras sakuntala* (зона woodwardi) и плитчатые известняки с *O. tibeticum* и раковинами кларай (зона tibeticum). В обеих зонах встречаются *Hypophiceras himalayanum* и *Episageceras dalailamae*. Присутствие рода *Ophiceras* в зоне woodwardi заставляет коррелировать ее с верхами зоны boreale (таблица).

В разрезе около южнотибетского пос. Селон граница перми и триаса проходит между формациями Селон и Каншаре. Верхы формации Селон, представленные коралловым и ваагениновым

двустворки *Peribositra*, конодонты *Clarkina changxingensis*, *C. deflecta*, *C. carinata*, *C. meishanensis*, *Hindeodus latidentatus*. Из этих же глин собраны аммониты *Otoceras?* sp., *Hypophiceras* cf. *martini*, *Metophiceras* sp., *Tomprophiceras* sp., *Pseudogastrioceras* sp., *Pseudosagaceras* sp. (Wang, 1984). Как и в шансинском разрезе, они составляют смешанный комплекс пермских и триасовых форм. *Pseudogastrioceras* с его спиральной скульптурой является типичным представителем чансинской биоты. *Otoceras*, *Hypophiceras* и *Metophiceras* характерны для самых низов триаса. *Tomprophiceras* – бореальный род, который обычно появляется на более высоком стратиграфическом уровне, а *Pseudosagaceras* во всех остальных разрезах мира известен только начиная с верхнего инда. Этот причудливый комплекс – результат ошибочного определения, связанного с плохой сохранностью аммонитов, раковины которых деформированы и в большинстве случаев без видимых лопастных линий. *Otoceras* из этого комплекса может быть представителем араксцератид. *Tomprophiceras* – это, по-видимому, *Paratirolites*, а *Metophiceras*, возможно, из рода *Shevyrevites*. *Hypophiceras* не отличается от пермских ксенодисцид. К такому же выводу после анализа рассматриваемых аммонитов ранее пришел Дагис (Dagys, 1988). Поэтому нижние переходные слои 25–26, как и пачку Мейшань, я склонен относить к верхам чансина. Слои 27в–г, из которых определены самые ранние *H. parvus*, а также аналогичные им подстилающие слои 27а–б, коррелируются с гималайской зоной *woodwardi* или верхами зоны *boreale* (таблица). Слои 28–30, в которых появляются офицератиды и *I. isarcica*, относятся к зоне *tibeticum*.

Корреляция пограничных пермско-триасовых отложений Северного Таиланда не вызывает каких-либо трудностей. Верхняя часть формации Хуайтак, охарактеризованная аммонитами *Paratirolites*, *Tarashanites* и *Pseudogastrioceras*, относится к самым верхам чансина, а формация Фратат, содержащая офицератид и кларай, является эквивалентом зоны *tibeticum* (таблица).

* * *

Рассматривая схему межрегиональной корреляции пограничных отложений перми и триаса, мы приходим к неутешительному выводу о практически полном отсутствии разрезов с непрерывной серией морских фаций на этом рубеже (таблица).

В разрезах Бореальной области прослеживаются морские отложения самых низов триаса. К сожалению, они повсеместно отделены стратиграфическим перерывом от подстилающих пермских пород. В Тетической области, напротив, хорошо и полно представлены верхи перми (дорашамский или чансинский ярус), но в большинстве разрезов отсутствуют низы триаса (эквиваленты зоны *concautum* и нижней части зоны *boreale*). Не является исключением из этого ряда и

мейшаньский разрез, который предложен в качестве глобального стратотипа и точки для нижней границы триаса. Залегающие здесь в основании формации Инькен переходные слои со смешанной фауной содержат, по-видимому, исключительно пермский комплекс аммонитов и должны быть отнесены к чансину. Перекрывающие их отложения с *Hindeodus parvus* могут быть сопоставлены с верхней частью зоны *boreale*. В разрезе Селон этот перерыв, возможно, менее значителен. Здесь триас, вероятно, начинается с низов зоны *boreale*.

Возможно, только в Южных Альпах существует полная последовательность осадочных отложений на рубеже перми и триаса. Но, к сожалению, в них нет аммонитов, что исключает возможность надежной корреляции этих отложений с аммонитовой зональной шкалой.

В настоящее время мы не знаем разреза, который отвечал бы всем требованиям глобального стратотипа для нижней границы триаса. Поэтому нужно вооружиться терпением и продолжить его поиски.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 96-05-64984.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дагис А.А., Корчинская М.В. Первые находки конодонтов в отоцеро-вых слоях Свальбарда // Бореальный триас. М.: Наука, 1987. С. 110–113.
- Дагис А.А., Корчинская М.В. Триасовые конодонты Свальбарда // Верхний палеозой и триас Сибири. Новосибирск: Наука, 1989. С. 109–121.
- Дагис А.С., Дагис А.А., Казаков А.М. и др. Биостратиграфия нижнего инда Восточного Верхоянья // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1986. С. 21–31.
- Дагис А.С., Ермакова С.П. Схема детальной биостратиграфии бореального нижнего триаса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 26–36.
- Захаров Ю.Д. Раннетриасовые аммоноидеи Востока СССР. М.: Наука, 1978. 224 с.
- Корчинская М.В. Биостратиграфия индского яруса Шпицбергена // Геология осадочного чехла архипелага Шпицберген. Л.: Севморгеология, 1986. С. 77–93.
- Корчинская М.В., Вавилов М.Н. Раннеиндские аммоноидеи Шпицбергена // Проблемы биостратиграфии перми и триаса Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 64–73.
- Устрицкий В.И. Ярусная шкала перми Бореальной области // Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя арктических районов СССР. Л.: Севморгеология, 1983. С. 16–38.
- Шевырев А.А. Нижняя граница триаса и ее корреляция в морских отложениях. Статья 1. Пограничные разрезы Тетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 14–27.
- Assereto R., Bosellini A., Fantini Sestini N., Sweet W.C. The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy) // Mem. Canad. Soc. Petrol. Geol. 1973. № 2. P. 176–199.

- Broglio Loriga C., Neri C., Pasini M., Posenato M.* Marine fossil assemblages from Upper Permian to Lowermost Triassic in the western Dolomites (Italy) // *Mem. Soc. geol. ital.* 1988. V. 34. P. 5–44.
- Buchan S.H., Challinor A., Harland W.B., Parker J.R.* The Triassic stratigraphy of Svalbard // *Norsk Polarinst. Skr. Oslo*, 1965. Bd. 135. S. 1–92.
- Dagys A.S.* Correlation of the Lowermost Triassic // *Albertiana*. 1994a. V. 14. P. 38–44.
- Dagys A.S.* Lower Triassic stage, substage and zonal scheme of northeastern Asia // *Mem. geol. Lausanne*. 1994b. № 22. P. 15–23.
- Dagys A.S., Dagys A.A.* Biostratigraphy of the Lowermost Triassic and the boundary between Paleozoic and Mesozoic // *Mem. Soc. geol. ital.* 1988. V. 34. P. 313–320.
- Dagys A.S., Ermakova S.P.* Induan (Triassic) ammonoids from northeastern Asia // *Rev. Paléobiol.* 1996. V. 15. № 2. P. 401–447.
- Embry A.F.* Stratigraphic subdivision of the Blind Fiord and Bjorne Formations (Lower Triassic), Sverdrup Basin, Arctic Islands // *Pap. Geol. Surv. Canada*. 1986. № 86-1B/1. P. 329–340.
- Gazdzicki A., Trammer J.* The sverdrupi zone in the Lower Triassic of Svalbard // *Acta geol. polon.* 1977. V. 27. № 3. P. 349–356.
- Grasmück K., Trümpy R.* Triassic stratigraphy and general geology of the country around Fleming fjord (east Greenland) // *Medd. Grønland*. 1969. Bd. 168. № 2. S. 6–71.
- Kapoor H.M.* The Guryul Ravine section, candidate of the global stratotype section and point of the Permo-Triassic boundary // *Palaeozoic-Mesozoic boundary: Candidates of the global stratotype section and point of the Permo-Triassic boundary*. Wuhan: China Univ. Geosci. Press, 1996. P. 99–110.
- Kozur H., Ramovs A., Wang Gh., Zakharov Yu.D.* The importance of *Hindeodus parvus* (Conodonta) for the definition of the Permian-Triassic boundary and evaluation of the proposed sections for a global stratotype section and point (GSSP) for the base of the Triassic // *Geologija*. 1996. V. 37–38. S. 173–213.
- Nakamura K., Kimura G., Winsnes T.S.* Brachiopod zonation and age of the Permian Kapp Starostin Formation (central Spitsbergen) // *Polar Research*. 1987. № 5. P. 207–219.
- Nakazawa K.* Permian-Triassic boundary // *Albertiana*. 1992. V. 10. P. 25–30.
- Nakazawa K.* Stratigraphy of the Permian-Triassic transition and the Paleozoic-Mesozoic boundary // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1993. V. 44. № 7. P. 425–445.
- Nakazawa K., Kapoor H.M., Ishii K. et al.* The Upper Permian and the Lower Triassic in Kashmir, India // *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. Miner.* 1975. V. 42. № 1. P. 1–106.
- Nakazawa K., Suzuki H., Kumon F., Winsnes Th.S.* Scientific results of the Japanese geological expedition to Svalbard, 1986 // *The Japanese Sci. Expeditions to Svalbard, 1983–1988*. Tokyo: Kyoikusha, 1990. P. 181–214.
- Nassichuk W.W., Thorsteinsson R., Tozer E.T.* Permian-Triassic boundary in the Canadian Arctic Archipelago // *Bull. Canad. Petrol. Geol.* 1972. V. 20. № 4. P. 651–658.
- Neri C., Pasini M.* A “mixed fauna” at the Permian-Triassic boundary, Tesero section, Western Dolomites (Italy) // *Boll. Soc. paleontol. ital.* 1985. V. 23. № 1. P. 113–117.
- Noé S.* Facies and paleogeography of the marine Upper Permian and of the Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Bellerophon Formation, Tesero Horizon) // *Facies*. 1987. V. 16. P. 89–142.
- Noé S.* Foraminiferal ecology and biostratigraphy of the marine Upper Permian and of the Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Bellerophon Formation, Tesero Horizon) // *Rev. Paléobiol.* 1988. V. Spec. 2. Benthos 86. P. 75–88.
- 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. e stratigr.* 1985. V. 90. № 4. P. 481–513.
- Schönlaub H.P.* The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-1 core (Garnic Alps, Austria): Conodont biostratigraphy // *Abh. Geol. Bundesanst. Wien*. 1991. № 45. S. 79–98.
- Spath L.F.* The Eotriassic invertebrate fauna of East Greenland // *Medd. Grønland*. 1930. Bd. 83. № 1. P. 3–90.
- Spath L.F.* Additions to the Eotriassic invertebrate fauna of East Greenland // *Medd. Grønland*. 1935. Bd. 98. № 2. P. 3–115.
- Stemmerik L., Piasecki S.* The Upper Permian of East Greenland: a review // *Zentralbl. Geol. Paläontol.* 1991. № 4. S. 825–837.
- Sweet W.C.* Conodonts from the Permian-Triassic boundary beds at Kap Stosch, East Greenland // *Medd. Grønland*. 1976. Bd. 197. № 5. S. 51–54.
- Teichert C., Kummel B.* Permian-Triassic boundary in the Kap Stosch area, East Greenland // *Bull. Canad. Petrol. Geol.* 1972. V. 20. № 4. P. 659–675.
- Teichert C., Kummel B.* Permian-Triassic boundary in the Kap Stosch area, East Greenland // *Medd. Grønland*. 1976. Bd. 197. № 5. P. 3–54.
- Thorsteinsson R.* Carboniferous and Permian stratigraphy of Axel Heiberg Island and western Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago // *Bull. Geol. Surv. Canada*. 1974. № 224. P. 1–115.
- Tozer E.T.* Lower Triassic stages and ammonoid zones of Arctic Canada // *Pap. Geol. Surv. Canada*. 1965. № 63–12. P. 1–14.
- Tozer E.T.* A standard for Triassic time // *Bull. Geol. Surv. Canada*. 1967. № 156. P. 1–103.
- Tozer E.T.* Canadian Triassic ammonoid faunas // *Bull. Geol. Surv. Canada*. 1994. № 467. P. 1–663.
- Trümpy R.* Lower Triassic ammonites from Jameson Land (East Greenland) // *Medd. Grønland*. 1969. Bd. 168. № 2. P. 77–116.
- Wang Y.* Earliest Triassic ammonoid faunas from Jiangsu and Zhejiang and their bearing on the definition of Permo-Triassic boundary // *Acta palaeontol. sinica*. 1984. V. 23. № 3. P. 257–269.
- Yin H.* A proposal for the global stratotype section and point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary (Chinese working group on the Permian-Triassic boundary) // *Albertiana*. 1993. V. 11. P. 4–30.
- Zakharov Yu.D.* Macroevolution and the major boundaries in the Phanerozoic // *Eclog. geol. helv.* 1986. V. 79. № 1. P. 227–235.
- Zakharov Yu.D.* Proposals on revision of the Siberian standard for the Lower Triassic and candidate stratotype section and point for the Induan-Olenekian boundary // *Albertiana*. 1994. V. 14. P. 44–51.

Рецензенты А.С. Алексеев, А.Г. Константинов

УДК 551.78:551.791

ПЛИОЦЕН ПОНТО-КАСПИЯ И ЕГО КОРРЕЛЯЦИЯ

© 2000 г. В. А. Зубаков

Центр Международного сотрудничества по проблемам окружающей среды РАН,
191187 Санкт-Петербург, наб. Кутузова, 14, Россия

Поступила в редакцию 24.02.98 г., получена после доработки 30.08.98 г.

*Посвящается четырем ученым женщинам-подвижницам,
внесшим крупнейший вклад в изучение стратиграфии Понто-Каспия –
Елене Николаевне Анановой, Галине Ивановне Кармишиной,
Наталье Алексеевне Лебедевой и Варваре Львовне Яхимович*

Рассмотрено соотношение традиционного Понто-Каспийского плиоцена (понта, киммерия и куяльника Черного моря и понта и акчагыла Каспия) с мессинским, занклийским, пьаченцским и гелазийским ярусами Средиземноморья. Показано полное несоответствие их объемов и границ. Сделан вывод, что требуется введение региональных понто-каспийских лимитотипов, максимально коррелятивных средиземноморским, а следовательно, и введение соответствующих им новых регионарусов для Черного и Каспийского морей. Вносятся предложения по изменению границ и введению новых регионарусов: панагийского-эоакчагыльского, полонецкого-акчагыльского s. str. и поливадинского с границами, привязанными к инверсиям геомагнитного поля и датируемыми в 7.2, 5.2, 3.5 и 2.5 млн. лет.

Ключевые слова. Плиоцен Понто-Каспия, ярусы общей шкалы; корреляция: понт-мессиний, акчагыл-(занклий-гелазий).

ВВЕДЕНИЕ

Разрезы Понто-Каспия являются основой стратиграфической шкалы позднего кайнозоя нашей страны. При этом по причине самобытности геологической истории Понто-Каспия и отсутствия методов прямой ее корреляции с историей Средиземноморья, отечественная стратиграфия кайнозоя *вынужденно* была самодостаточной. Проблемы корреляции подразделений Понто-Каспийской и Средиземноморской шкал были и до сих пор остаются предметом больших дискуссий и разногласий. Как результат этого отечественная шкала позднего кайнозоя сейчас автономна и трудно сопоставима с международной, а наши стратиграфические материалы зарубежными исследователями практически не используются.

С введением в практику методов радиометрического датирования и, в особенности, геомагнитной корреляции, эпоха “самодостаточных” региональных стратиграфических шкал закончилась. Сейчас идет процесс *глобализации* Средиземноморской стратиграфической шкалы позднего кайнозоя. Региональный комитет по стратиграфии Средиземноморского неогена (RCMNS) своими последними решениями ревизовал содержание ярусов плиоцена и *ввел их в общую шкалу* на принципиально *новой* методологической основе. Теперь и Межведомственный стратиграфический комитет (МСК) России поставлен перед не-

обходимостью срочно пересмотреть нашу традиционную Понто-Каспийскую схему плиоцена, включающую понт, акчагыл, киммерий и куяльник, и тем или иным образом адаптировать ее к новой международной шкале неогена.

Целью статьи является: 1) сравнение традиционной Понто-Каспийской шкалы с новой Средиземноморской; 2) обзор современных принципов построения общей шкалы кайнозоя и 3) стратиграфическая привязка опорных черноморо-каспийских разрезов к утвержденным RCMNS новым эталонным границам мессинского, занклийского, пьаченцского и гелазийского ярусов.

После принятия к печати статья была доработана с учетом обсуждения проблемы, состоявшегося на апрельской сессии (1998 г.) трех кайнозойских комиссий МСК, рекомендаций рецензента и вопросов, поднятых в статье И.С. Чумакова (2000), рукопись которой была любезно представлена автору для дискуссии.

1. СОВРЕМЕННАЯ МЕТОДОЛОГИЯ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ НЕОГЕНА

Стратиграфическая шкала, сформированная в своих основных чертах в XIX веке, находится в процессе постоянного совершенствования. Оно идет по пути все большего повышения роли пока-

зателей физического возраста, фиксирующих одновременность событий. Среди них особенно развиваются методы магнито- и климатостратиграфии, в частности изотопной. Внедрение их происходит, с одной стороны, “теоретическим путем” в форме появления специализированных стратиграфических шкал, а с другой, применительно к общей стратиграфической шкале, эмпирическим путем в форме так называемой *событийной* или (по В.А. Красилову) каузальной стратиграфии. Этот “процесс событийзации” общей стратиграфической шкалы особенно ярко проявляется в эволюции позднекайнозойского ее отрезка. При этом “событизация” шкалы идет параллельно ее *глобализации*. Традиционной особенностью третичного и четвертичного периодов всегда было обилие местных, плохо коррелируемых друг с другом схем и шкал. Сейчас идет противоположный процесс. Вслед за детальной общей *климато-изотопной* шкалой для четвертичного периода в наши дни появляется общая *био-климато-геомагнитная* шкала мессиния и плиоцена.

Глобализация и событийзация мессино-плиоценового отрезка общей шкалы осуществляется путем введения *лимитотипов*¹ – эталонных уровней синхронизации, несущих в себе объективную оценку физического возраста, и опознаваемых с помощью близких к ним биореферов. Четыре таких био-геомагнитных лимитотипа положены RCMNS в основу проведения новых ярусных границ позднего неогена. Автор этих строк, кстати сказать, давно вышел на подобную био-геомагнитную технологию стратиграфической синхронизации, предложив еще в 1974 г. для корреляции палеомагнитно изученных разрезов сводную Понто-Каспийскую схему, строящуюся на выделении *сезонов*. Под этим термином автор выделил: “...подразделения био-магнито-стратиграфического обоснования, каждое из которых характеризуется преобладанием пород с остаточной намагниченностью, противоположного, по отношению к соседним ... знака полярности и индивидуальной палеонтологической характеристикой... При этом совместное использование палеомагнитных и палеонтологических данных не только *удваивает* достоверность корреляции, но одновременно *вдвое увеличивает* и ее детальность (дробность), позволяя выделять 7 сезонов вместо 3–4 биостратиграфических зон” (Геохронология СССР, 1974, с. 284).

Разумеется, оперирование био-геомагнитными лимитотипами и сезонами возможно только при широком использовании биостратиграфичес-

кого анализа и, что особенно важно, *сплошном магнито-стратиграфическом расчленении* опорных региональных разрезов. На таком высоком уровне развития находится сейчас стратиграфия неогена Средиземноморья, обзор которой см. в работах (Benson, Rakis-E1 Bied, 1991a, b; Berggren et al., 1985, 1995; Hilgen, 1991), а на русском – Семеновко (1987), Зубаков (1990), Зубаков, Борзенкова (1983). Стратиграфия плиоцена Понто-Каспия в советские годы была разработана с меньшей детальностью и комплексностью. Причем сплошное палеомагнитное расчленение как черноморских, так и каспийских разрезов являлось правилом. Поэтому Понто-Каспий в технологическом плане более чем какой-либо другой регион мира готов к принятию Средиземноморской методики расчленения разрезов по выбранным био-геомагнитным лимитотипам.

В чем теоретическая суть новой практики обоснования ярусов по био-геомагнитным лимитотипам? В том, что этим путем мы переходим от выделения *регистрационных* подразделений (каковыми по сути являются регионы Понто-Каспия и Средиземноморской шкалы до ее реформирования), для которых требуется стратотип объема (“тела”) таксона, к выделению *корреляционных* подразделений, для которых важно лишь *опознание границ* как *сигналов синхронизации* (см. Ритмостратиграфические подразделения, 1978, с. 26). Так, раньше мессинский ярус был синонимом эвапорито-диатомитовой формации (свиты), ограниченной только Средиземноморским бассейном. Теперь, в лимитотипной трактовке, он становится этапо- или событийно- (это синонимы) – стратиграфическим подразделением общей шкалы, фиксирующим глобальные последствия максимального покровного оледенения Антарктиды и Патагонии. И если 25 лет назад исследователи спорили о том, что является причиной и что следствием – оледенение Королевы Мод или Мессинский кризис солёности (Ryan et al., 1974) – то теперь, когда оба события точно датированы и изучены, в климатособытийном содержании мессинского века как века покровного оледенения южного полушария уже нет сомнения (см. ниже).

Подобным же образом занклийская трансгрессия, по представлениям 1973 г. причинно связанная только со сбросово-сдвиговыми тектоническими движениями в Альборанской плите, теперь, в рамках глобальной событийной стратиграфии, трактуется как гипермежледниковая глобальная гляциоэвстатическая трансгрессия.

Современная общая стратиграфическая шкала *эмпирически* получает *событийное* содержание прежде всего потому, что параллельно ей развиваются *специализированные* частные стра-

¹ Термин предложен Х. Эрбеном в 1971 г. (Ритмостратиграфические подразделения, 1978), в материалах RCMNS широко использована идея лимитотипа, но сам термин не употребляется.

тиграфические классификации и шкалы, типа магнито- и климатостратиграфической и, конечно, разные биоzonальные классификации и шкалы. В частности, в последние годы быстро развиваются *астро-климатические шкалы*. Они возникли эмпирически при изучении глубоководных осадков изотопными методами в форме изотопно-кислородных ярусов. Шкала последних включает сейчас более 100 мелких ярусов, отвечающих частям 100, 40 и 20-тысячелетних орбитальных циклов Миланковича. Потом длительность их научились определять и астрономически. Подлинным прорывом в ритмо-стратиграфии плейстоцена явилось выделение и изучение 413-тысячелетнего ритма эксцентриситета. Математически расчет орбитальных параметров – прецессии, наклона оси к эклиптике и эксцентриситета – за 500 млн. лет в прошлое, вплоть до ордовика, произведенный недавно бельгийским астрономом А. Берже и его коллегами (Berger et al., 1982), показал, что только ритмы эксцентриситета (100, 413 и 1200 тысяч лет) оставались в прошлом практически *неизменными* во времени.

Существенно то, что эти ритмы проявляются как *изменения увлажненности* и, следовательно, с ними причинно связаны изменения океанической циркуляции. Не случайно, что все биозоны *кратны* ритмам эксцентриситета. Как показал автор (Зубаков, 1999) органический мир на изменения климата за последние 7 млн. лет отвечает *закономерно повторяющейся фазовостью* в рамках 413-тысячелетнего “звеньевое” ритма. Это позволяет подойти к разработке специализированной *астро-климатической шкалы* мессиноплейстоценового отрезка шкалы, воспроизводящей отсчет “внутренних часов биосферы” – отклик органического мира на глобально-синхронные климато-гидрологические изменения. Части 413-тысячелетнего ритма – суперклиматы – могут служить сейчас независимым критерием глобальной корреляции.

Вскрываются еще более удивительные возможности. Как известно, изменения эксцентриситета существенно меняют амплитуду прецессионных ритмов, которые в Средиземном море регулируют, через муссонные дожди и сток Нила, осадконакопление сапропелей. Используя этот механизм, Ф. Хильген разработал методику астро-климатического датирования сапропелевых горизонтов *с точностью до одной-двух тысяч лет* (Hilgen, 1991a, b). Взятые в совокупности эмпирический метод био-геомагнитных лимитотипов и астро-климатическая методика явились инструментом высокоточной межрегиональной корреляции и методологической основой подлинно единой глобально-событийной стратиграфической шкалы мессиния и плейстоцена.

2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ: ОБЩЕЕ СРАВНЕНИЕ ТРАДИЦИОННОЙ ПОНТО-КАСПИЙСКОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ПЛЕЙСТОЦЕНА СО СРЕДИЗЕМНОМОРСКИМИ ЯРУСНЫМИ ЭТАЛОНАМИ

В рамках статьи мы вынуждены свести сравнительный анализ двух схем к графической форме. На рис. 1 показан главный, из расчлененных на магнитозоны, опорный разрез Понто-Каспийского мио-плейстоцена, в котором выделяются лимитотипы трех ярусов, из обсуждаемых в статье четырех. Это разрез на южном берегу Таманского полуострова между мысами Панагия и Железный Рог (у г. Зеленского), ниже именуемый Таманским. Палеомагнитное изучение его осуществлялось в 1978–1981 годах параллельно автором и В.И. Ремизовским (Ананова и др., 1985) и В.Н. Семеновым и М.А. Певзнером (1979) на противоположных крыльях одной синклинали. (К сожалению, описание разреза двумя последними авторами опубликовано только графически – см. Семенов, 1987, рис. 14 и в очень обобщенном виде.) В обоих случаях вскрывается почти идентичная последовательность киммерия с четырьмя рудными горизонтами и размывом (приходящимся на моквинские слои с *Paradacna deformis*) и понта, разделенного на одесский и босфорский горизонты размывом, приходящимся на портаферские слои с *Congeria subrhomboida*. Оба отмеченных размыва (рис. 1) падают на нормально намагниченные зоны. Однако в палеомагнитной интерпретации Таманского разреза оказывается неопределенность. Есть два ее варианта.

По первому к пятой эпохе относятся моквинские слои, по второму – портаферские. В.Н. Семенов и М.А. Певзнер (1979) приняли первый вариант. Автор в разные годы разрабатывал оба варианта. Вначале я склонялся ко второму, поскольку он легко объяснял, почему В.М. Трубин и А.Л. Чепалыга (Муратов, Невеская, 1986) на разрезах Румынии, где магнетем пять, а с ним и портаферский горизонт попал на размыв, “уложили” весь *якобы “короткий понт”* в низы Матуямы. В этом варианте мною был составлен рис. 2, в котором я изменил и трактовку магнитозон грандиозного разреза покровной формации Крыма у с. Любимовка, данную М.Ф. Векlichem (1982), резко расширив объем севастопольского педокомплекса. Однако позже я все же сделал выбор в пользу первого варианта (рис. 1) и соответственно теперь полагаю, что и бельбекский лесс (рис. 2, колонка VI) нужно относить к пятому, а не седьмому магнетему. Но для бесспорного решения вопроса о месте пятой эпохи в разрезах Черноморского бассейна по-прежнему *данных* не хватает. Знаменательно, что И.С. Чумаков (2000), ссылающийся на мой воспроизводимый здесь рис. 2, снова выбрал второй вариант интерпретации, т.е.

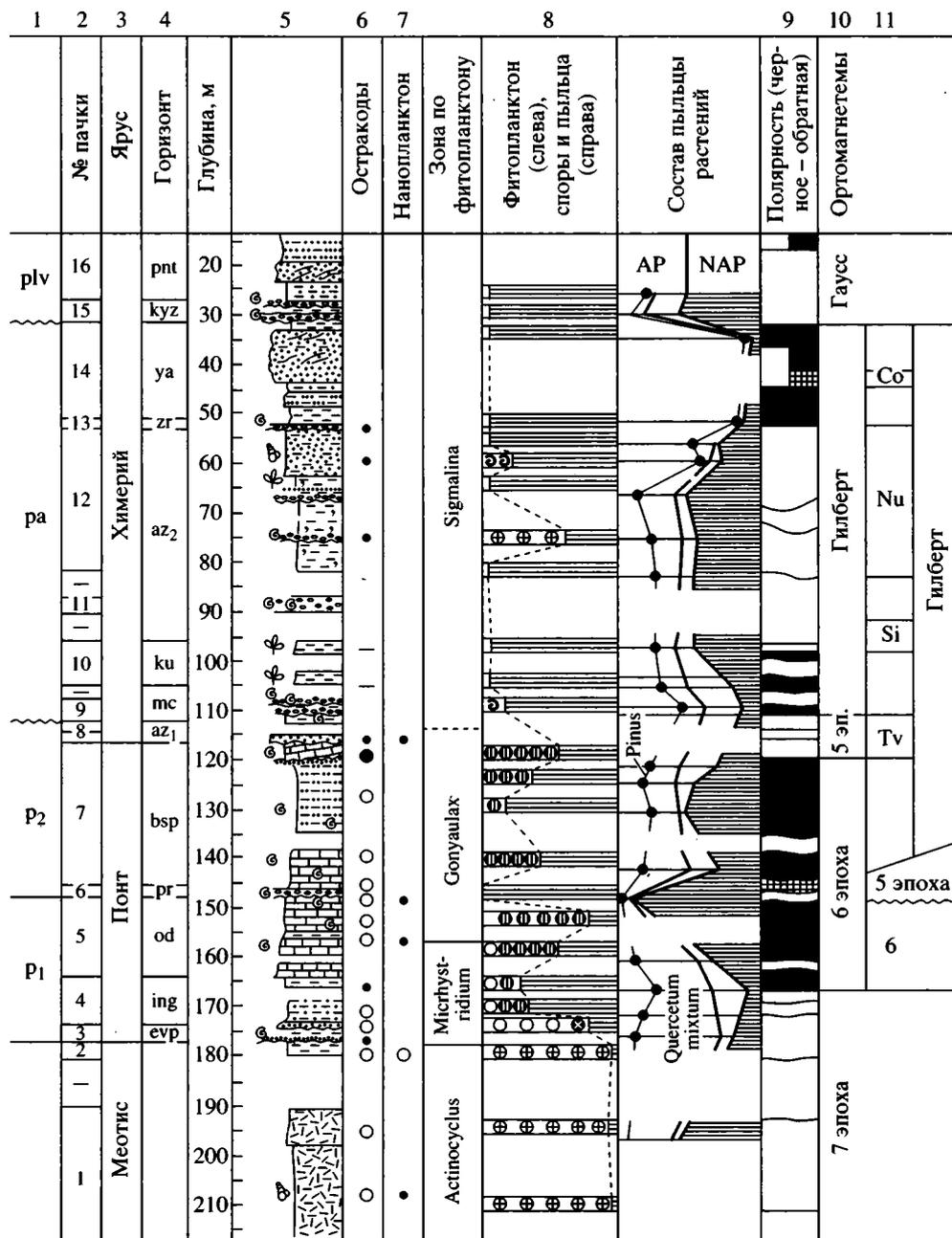
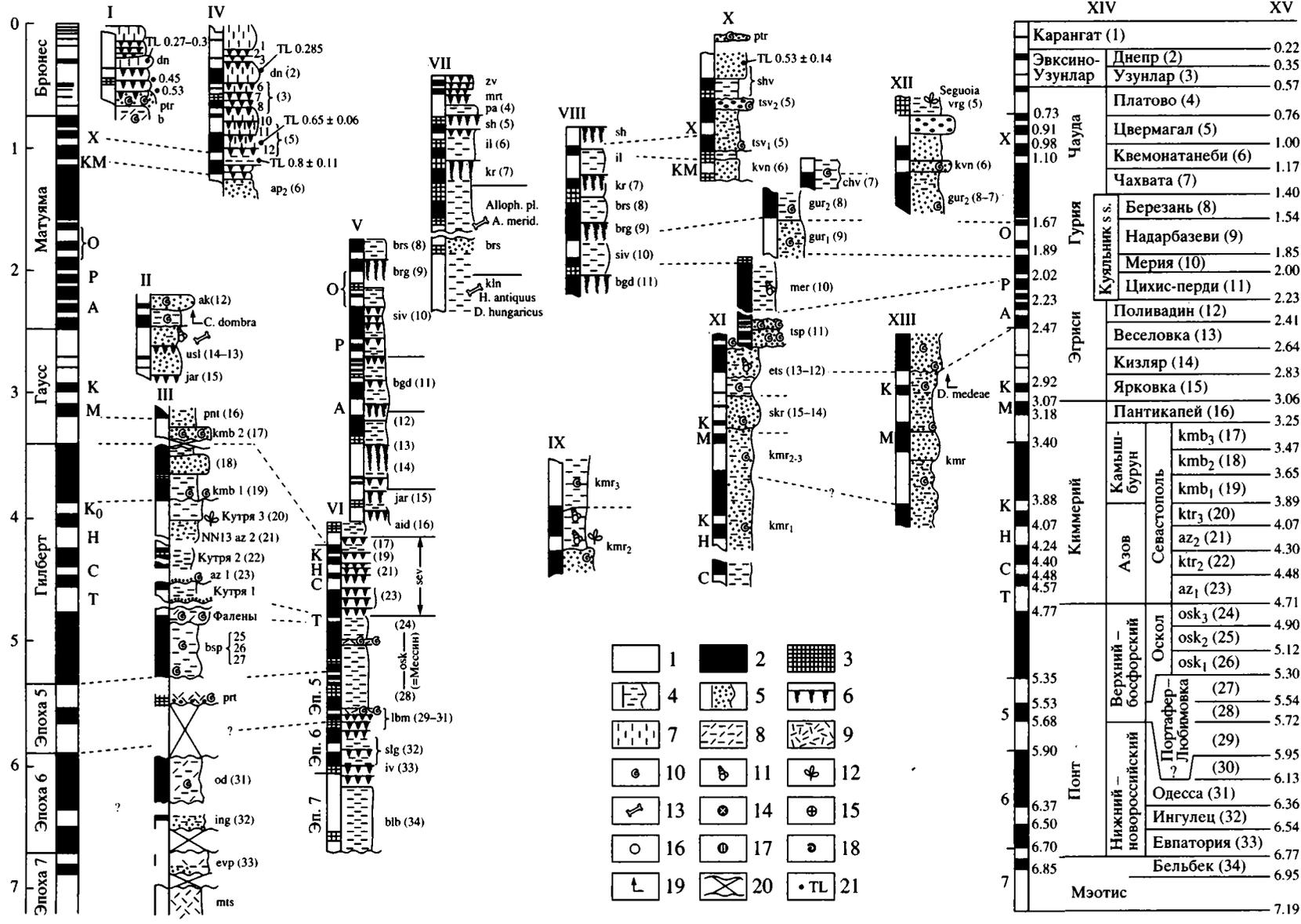


Рис. 1. Разрез у балки Кутря – с предлагаемыми лимитотипами черноморских эквивалентов четырех ярусов мио-плицена общей шкалы.

1 – предлагаемые черноморские региоэквиваленты средиземноморских эталонных ярусов: p₁ – позднеортонский понт (“новороссий”), p₂ – мессинский понт, pa – панагийский региоярус – эквивалент гелазия, plv – полонецкий региоярус – эквивалент пьенченцы; 2 – номера пачек по описанию В.А. Зубакова (Ананова и др., 1985); 3 – региоярусы традиционной отечественной шкалы; 4 – климатогоризонты: evr – евпаторийский с *Abra* и *Parvivenus*, тортонским фитопланктоном и пылью дуба и дзелквы; ing – ингулецкий с эрратической галькой, динофлагеллятами и пылью хвойных (похолодание), od – одесский с *Valenciennius* sp. и последними *Micrhystridium*, pr – портаферский с *Congerina subrhomboides*, горизонт размыва, bsp – босфорский с *Paradaspa abichi*, az₁ – базальные азовские железные пески; mc – моквикардиумовый с *P. deformis*, ku – кутря с морскими фораминиферами и макроостатками речных растений, az₂ – верхний азовский (панагийский) с занклийскими “гостями”, zr – железнорогский рудный (размыв), ya – янтарь-пески и ленточные глины с пылью сосны (похолодание); kyz – кызаульский-пляжевый рудный горизонт с ракушей тепловодных моллюсков (размыв), pnt – пантикапейский; 5 – литологическая колонка (легенду см. на рис. 2) и глубина расчистки в метрах; 6 – остракоды по В.И. Павловской (Ананова и др., 1985); 7 – нанопланктон по М.Г. Ушаковой и С.А. Люльевой (текст); 8 – фитопланктон (акритархи), споры и пыльца по Е.Н. Анановой; 9 – зоны полярности по В.И. Ремизовскому; 10 – первый вариант интерпретации – окончательный; 11 – второй вариант – предварительный.



портаферский возраст пятого магнетема. Поэтому на главном в этой статье рис. 3 я привожу для Черного моря параллельно оба сценария. Каждый из них имеет свои плюсы и минусы, о которых речь пойдет ниже.

А теперь перейдем к сравнению Понто-Каспийской и Средиземноморской схем. Чтобы показать событийно-климатическое содержание Средиземноморского ярусного эталона в рис. 3 включены еще две региональных колонки – Западной Атлантики и прилегающей к ней части Северной Америки и Антарктиды и Исландии. В этих регионах особенно четко выступает разделение геологической истории в интервале от 7.5 до 1.8 млн. лет на три гиперэтапа: покровных оледенений Южного и Северного полушарий и разделяющего их гипермежледниковья. Временные особенности этих оледенений (а таких конкретных дат сейчас много) соответствую специализированной звеньевой астро-климатической шкале, рассчитанной автором, с учетом данных А. Берже (Berger, 1992), и почвенно-лессовой шкалы Украины, (Веклич, 1982), приведенных в правой части рисунка. Корреляцию всех событий рассмотрим последовательно ниже. А пока сосредоточим внимание на объеме и границах стратотаксонов Понто-Каспийской и Средиземноморской схем.

Сравнение схем приводит к следующим выводам: 1) понтический ярус у нас начинается плиоцен, в то время как его вероятный аналог – мессиний – заканчивает миоцен; 2) каспийский и черноморский (по варианту 1) объемы понта разнятся на 1.4 млн. лет; 3) киммерийский региоярус отвечает двум, а в варианте 1 даже трем ярусам Средиземноморья, т.е. с событийной точки зрения представляет собой эклектичный таксон; 4) акчагыльский региоярус соответствует всему плиоценовому отделу Средиземноморья; 5) куяльникский, так же, как и эгрисский (Тактакишвили, 1984) региоярус коррелируются только с половинами пьяченцского и гелазийского ярусов; 6) регистрационно-историческая суть вышеназванных региоярусов Понто-Каспийской шкалы не отвечает событийно-корреляционному содержанию четырех последних ярусов неогена общей стратиграфической шкалы, что служит *препятствием* для восприятия

стратиграфической информации, кодируемой индексами наших традиционных региоярусов в наших публикациях и картах.

В этой ситуации очевидно, что радикальная ревизия нашей региональной Понто-Каспийской схемы *неизбежна*. Вопрос в том – как ее проводить. Следует ли просто заменить наши таксоны на унифицированные средиземноморские, теперь уже глобальные, ярусы, включая их номенклатуру. Или лучше сохранить для Понто-Каспия свои региоярусы, но с новыми лимитотипами, максимально приближенными к средиземноморским. Автор за второй путь. Ясно, что привязывая наши региоярусы к тем же геомагнитным инверсиям, которые выбраны RCMNS, мы должны вкладывать в содержание наших таксонов местные биореперы. Таким образом, в привязке наших разрезов к средиземноморским эталонам так или иначе неизбежно возникнут какие-то *отклонения*. Важно лишь, чтобы они были небольшими и практически оправданными. Иными словами, предстоящая ревизия имеет своей целью *вставить* Понто-Каспийский регион в *глобальную картину* био-магнито-климато-гидрологических событий, сохранив при этом событийную *уникальность* региона.

3. СОБЫТИЙНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ПОНТО-КАСПИЯ СО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕМ И АТЛАНТИКОЙ В ИНТЕРВАЛЕ 7.5–1.7 МЛН. ЛЕТ

Корреляция привязывается к четырем биогеомагнитным лимитотипам, избранным в качестве нижних границ четырех ярусов международной стратиграфической шкалы. Они указаны на рис. 3 жирными стрелками.

Понто-Мессинская корреляция

За подошву мессинского яруса RCMNS принял предложенное комиссией М. Колалонго в 1979 г. первое проникновение в Средиземное море холодолюбивых “гостей” – фораминиферы

Рис. 2. Палеомагнитно изученные опорные разрезы плиоцена на берегах Черного моря (Зубаков, 1990). Интерпретация зон полярности по варианту 2 (см. рис. 1).

Полярность: 1 – прямая, 2 – обратная, 3 – аномальная. Литология: 4 – глины, 5 – песок, 6 – погребенные почвы, 7 – лёсс, 8 – известняк, 9 – диатомиты. Органические остатки: 10 – морских моллюсков, 11 – пресноводных, 12 – растений, 13 – фауны млекопитающих, 14 – динофлагелляты, 15 – морские диатомовые, 16 – фитопланктон рода *Michthystridium*, характерный для тортона и свиты триполи, 17 – фитопланктон, характерный для мессиния, 18 – пресноводный фитопланктон рода *Sigmalina*, характерный для плиоцена, 19 – первое появление, 20 – эрозийный перерыв, 21 – термолуминисцентные датировки.

Опорные разрезы: Тамань (Зубаков, 1990): I – мыс Тузла, II – Веселовка–Поливадина балка, III – мыс Панагия–Железный Рог, IV – лиман Цокур; Крым и Одесса (Веклич, 1982; Третяк и др., 1987 в интерпретации Зубакова, 1990): V – Береговка, VI – Любимовка, VII – Крыжановка; Крым и Абхазия (Зубаков, 1990): VIII – Камышбурун, IX – Дуаба; Грузия (Зубаков, 1990): X – Цвермагала, XI – Гогорети и Мерия, XII – р. Гора, XIII – Хварбети, XIV – климатогоризонты и их нумерация (в скобках), XV – оценочный возраст в млн. лет (Зубаков, 1990).

Коллекция образцов автора исследовалась В.В. Кочегурой и В.И. Ремизовским.

Globorotalia conomiozea в разрезе Фалконария (Сицилия). Этот лимитотип дополнен появлением остракод с *Agrenocythere pliocenica*, которое в разрезе Бу-Регрег (Марокко) совпадает с серединой бп события (Benson et al., 1991a, b). Однако последнее теперь разделено на бп₁, бп₂ и бп₃ события, кровля которых оценивается от 6.93, а подошва до 7.37 млн. лет (Berggren et al., 1995). Поэтому, с учетом радиометрических данных, возраст подошвы мессиния оценивают от 7.1 до 7.26 млн. лет.

Эти даты моложе начала оледенения Королевы Мод, которое началось, по нашей сводке (Зубаков, 1990; Борзенкова, 1983; Zubakov, Borzenkova, 1990) не позже 7.4 млн. лет назад. 6.5 млн. лет назад в суперклиматеме (СКТ) 32 к нему добавилось и Патагонское оледенение (Mercer, Sutter, 1982). Таким образом, “мессинский кризис солености” – как назвал Д. Рио процесс выпаривания солей в обсыхающем Мессинском бассейне, интенсивно пошедший во вторую половину магнетема Гаусс, моложе оледенения Мод на 1.3 млн. лет. Следовательно, кризис солености не мог быть причиной оледенения как думали вначале (Ryan et al., 1974). В максимум покровного оледенения Патагонии размер ледникового щита Антарктиды по компьютерным расчетам превышал современный в 1.8 раз, что соответствовало, по (Mayewski, 1975), падению уровня океана на 108 м (современный объем льда Антарктиды равен слою воды океана в 59 м).

Позднетортонский бассейн соединялся тогда с Атлантикой двумя широкими, но мелководными, глубиной около 100–50 м, Рифским и Бетским проливами (глубина Гибралтара 300 м). Поэтому для изоляции Средиземного моря и превращения его в замкнутое озеро не нужно было никакой тектоники.

Подошва Понта в Таманском разрезе по первому варианту уходит в магнетем 7 (рис. 1), и, следовательно, ингулецкое похолодание, в котором, еще по Н.М. Андрусову (1928, 1965), северная часть Понтического моря покрывалась зимой льдами, оказывается синхронным началу оледенения Королевы Мод – 7.43 млн. лет. Евпаторийские, ингулецкие, а возможно, и одесские слои (“тортонский понт” на рис. 4) в этом варианте надо перевести из понта в мэотис. По второму варианту (рис. 3) подошва понта точно совпадает с событием бп, а трековые даты нижнего понта Каспия – 7.04–6.88 млн. лет (Чумаков и др., 1992), близки возрасту бп-зоны. Таким образом, проблема границы мессинского яруса общей шкалы в Понто-Каспии пока не получает однозначного решения. Утвержденному RCMNS лимитотипу в 7.1–7.2 млн. лет (Berggren et al., 1995) скорее всего соответствует подошва портаферского горизонта, который в Мингрелии отвечает трем или четырем климатемам (Тактакишвили, 1984). Одна-

ко нужно еще доказать, что они уместаются в бп событие. Вместе с тем, я полагаю, что геомагнитная инверсия 6/7, 7.43 млн. лет, совпадающая с ингулецким похолоданием и началом оледенения Королевы Мод и горного оледенения в Гренландии, имеет явно большее глобально событийное содержание.

Первая половина мессиния заканчивается так называемой фазой “прохода” атлантического нанопланктона зоны NN 11 с *Discoaster quinquegamus*. Бенсон и др. (Benson et al., 1991) датируют этот “проход” началом 5г эпизода, 6.27–6.14 млн. лет, который весь по звеньевой шкале совпадает с СКТ 31. Как будто бы (см. ниже) эта форма обнаружена С.А. Люльевой в нижнем азовском рудном горизонте по образцам моей коллекции, т.е. в тех самых слоях, в которых, по Е.Н. Анановой и др. (1985), появляется и первый средиземноморский фитопланктон из рода *Sigmalina* (см. рис. 1, пачка 9). Существенно то, что эта пачка, которую я отношу, (по Габуния, 1948), к слоям мокви, лежит на босфорском понте и даже отделена от него ожелезненными “надфалёновыми песками” с прямой, как и фалёны, полярностью. Факт нахождения *D. quinquegamus* и первых *Sigmalina* в подошве размытых на Тамани слоев мокви хорошо увязывается с первым вариантом интерпретации разреза (рис. 1). И совершенно необъясним по второй, по которой *D. quinquegamus* должен (если следовать Бенсону) быть найден под босфорскими слоями. И.С. Чумаков (2000) пытается спасти положение с помощью гипотезы о доживании *D. quinquegamus* в плиоцене. Однако при этом надо допустить, что эта руководящая для зоны NN 11 форма доживала до конца события Тве-ра 4.98 млн. лет. Такое 900-тысячелетнее, против общепринятого, переживание *D. quinquegamus* трудно себе представить. Особенно, если принять во внимание, что для второй половины мессиния уже характерна зона NN12 с *S. tricomiculatus*.

Эвапоритовая половина мессиния охватывает интервал от СКТ 30 до СКТ 28. От этих 600–700 тыс. лет осталась формация Гессосолифера, представленная ритмичным переслаиванием морских отложений с *Globigerina multiloba* и др., мелководно-ваттовых с трещинами усыхания, пляжевыми галечниками и строматолитовыми матами, горизонтами солей и гипсов с кристаллами селенита, мелководных мергелей с панноско-понтической фауной остракод с *Cyprideis djaffarovi* и моллюсками из родов *Songeria*, *Limnocardium*, *Dreissena* и др., и снова глубоководных мергелей с *Elphidium* и *Ammonia*, раковинами брахиопод *Terebratula* и морской стеногалинной травой *Posidonia oceanica*, живущей на глубинах 30 м и не переотлагающейся. По К. Стурани, Р. Каталано, К. Ваи и др. (Catalano et al., 1978), все это указывает на периодическую смену атлантических вливаний, почти полных пересыханий бассей-

на и заполнения его опресненными (соленость от 5–10 до 20‰) водами периодически же истекавших Панионского и Понтического бассейнов.

Всего выделяется 11 циклотем, соответствующих 41-тысячелетнему ледниково-межледниковому циклу. Они образуют два горизонта эвапоритов (очевидно соответствующих криоСКТ 30 и 28), разделенных, по (Müller, Schrader, 1989), глубоко-водными диатомитами формации Рио-Чикамо с атлантической фауной, включающей кораллы. Эти межледниковые прямо намагниченные слои в кровле характеризуются остатками млекопитающих туролийского типа (Кревиленте 6), что позволяет датировать их термоСКТ 29. Уровень океана в это время был поднят на 25 м выше современного, что вытекает из К-Аг датировки палагонитовых лав вулкана Барранко (Айю, Канарские острова), стекавших к уровню моря (Meco, Stearns, 1981).

Каким был “отклик” океана на мессинский кризис солености? Как справедливо уже писалось (Ryan, Cita et al., 1974), выпаривание в Мессинской впадине за 500–700 тыс. лет 6% солевого состава океана стимулировало процессы морского льдообразования и, тем самым, обусловило резко выраженный пик оледенения Антарктиды и Патагонии. Этому пику (СКТ 28) соответствует второй сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ в океане (первый падает на СКТ 34).

Таким образом, *событийное содержание мессинского и понтического веков определяется историей покровного оледенения Южного полушария*. Если современное Средиземное море изолировать, то, по расчетам Стурани, оно высохло бы всего за 1500 лет, а за 300–400 лет его уровень упал бы на 500 м (Catalano et al., 1978). Мессинское море было мельче Средиземного в 5–6 раз, поэтому ясно, что перманентное возобновление водной обстановки в Мессинском бассейне было возможно лишь при чередовании вливаний в него атлантических вод (*в межледниковья*) и понтических (*в ледниковья*). О последних говорит специфически высокое содержание брома в химическом составе эвапоритовых горизонтов.

Только что сказанное делает понятным событийно-стратиграфическую корреляцию понтических разрезов с мессинскими (см. Зубаков, 2000). Первый комплекс понтических остракод в мессинском бассейне отмечен в низах магнетема 5 в разрезах Куэвас дель Альман зора, Фортуна и Вера в Испании (Benson et al., 1991a, b), т.е. в СКТ 32. В Черном море им коррелятны по первому варианту фаленовые ракушняки зоны размыва, “забитые” остракодами (Кармишина, 1975), по второму нижние портаферские слои с *Congerina flexuosa*. То есть приемлемы оба варианта корреляции. Частые находки понтических “гостей”, отмечаемые в разрезах Андалузии во второй половине магнетема 5, т.е. в СКТ 30, также объяснимы по

обоим сценариям. Но что касается самых массовых находок понтической фауны, характерных для свиты Лаго-Маре, формировавшейся в эпоху Матуямы, то по второму сценарию они необъяснимы. В соответствии с ним, в Понтическом бассейне в это время (СКТ 29 и 28) идет накопление хорошо сохранившихся босфорских слоев, имеющих максимальную, в понте, мощность. И наоборот, по первому варианту в понте в это время шло накопление моквинских слоев, отвечающих фазе максимального размыва.

Два варианта корреляции понта с мессинием возникают и при корреляции с ним разрезов Каспийского моря. На первый взгляд второй вариант корреляции гораздо лучше согласуется с историей мессинского века. В пользу его говорят и трековые датировки (Чумаков и др., 1982). Однако им и ему противоречат палеомагнитные данные Т.А. Исмаил-Заде и др. (1967), согласно которым в продуктивной серии Апшеронского полуострова отложения “нижнего отдела” серии, включающие все пять названных на рис. 3 свит, имеют прямую полярность (магнетем 5) и ложатся на обратно намагниченный понт. Он в этом разрезе должен начинаться с шемаханского горизонта. Мне данные о прямой полярности шемахи неизвестны.

Проведенная событийная корреляция мессиний-понт позволяет заключить, что:

1) понтический регионярус является в Понто-Каспийской схеме единственным, который *более или менее в целом эквивалентен мессинию*, но только при условии перевода в него из киммерия *моквинских слоев*, на чем настаивал еще А.Г. Эберзин (1940). Моквикардиумовые слои, известные только в Абхазии (Габуня, 1948) являются размывым и снесенным в Мессинский бассейн *коррелятом* эвапоритового горизонта;

2) *погоризонтная* привязка понтических слоев к мессинским пока не доработана.

Суммируя плюсы и минусы обоих вариантов палеомагнитной интерпретации Таманского разреза, можно констатировать, что “по очкам” вроде бы проходит первый вариант. Но по нему объем понта на 300–400 тыс. лет превосходит объем мессиния. В этом случае надо вынести из понта почти весь новороссийский подъярус, охарактеризованный средиземноморским фитопланктоном групп *Micrhystridium* и *Cymatiosphaera* (рис. 1), либо ставить перед RCMNS вопрос о том, чтобы лимитотипом мессиния стала не середина бп зоны, как сейчас принято, а инверсия 6/7, 7.43 млн. лет. В пользу такого решения говорят и трековые датировки туфов, 7.5 ± 0.45 млн. лет с границы тортон/мессиний в Сицилии (Cita, Colombo, 1979);

3) для окончательного выбора вариантов погоризонтной событийной корреляции мессиний-понт *необходимо провести*: а) доисследование

моквинских и портаферских разрезов Абхазии с обязательным послойным отбором образцов на палеомагнитный и нанопланктонный анализы; б) подтвердить или отвергнуть возможность наличия в кровле мзотиса (интервал 160–195 м на рис. 1) зоны обратной полярности, которая там должна быть по варианту 2; в) подтвердить или отвергнуть отнесение шемаханских слоев к магнетему 5, что следует из варианта 2.

О миоцен-плиоценовой границе в Понто-Каспии

По предложению М. Читы (Ryan et al., 1974) за миоцен-плиоценовую границу принят контакт свиты Труби в разрезе Капо Росселло на юге Сицилии с эрозионно расчлененной толщей аллювиальных песков Аренозоло. По астрономо-климатическим расчетам Хильгена (Hilgen, 1991) контакт датируется в 5.33–5.32 млн. лет. Время формирования песков Аренозоло оценивается всего чуть ли не в 1500 лет (? В.З.). Занклийская трансгрессия началась еще в ледниковое время (СКТ 26) в результате тектонических коллизий в Альборанской плите, сформировавших сбросово-сдвиговую щель Гибралтарского пролива, узкого, но глубокого (300 м). Начавшийся “потоп” всего за 26 тыс. лет сравнял уровень воды в мессинской впадине с Атлантикой. Нижняя, ледниковая по времени, пачка занклийской трансгрессии именуется, как это ни парадоксально, по виду-индексу тропической фораминиферы *Sphaeroidinellopsis dehistsis*, появившейся 5.28 млн. лет назад. Дело в том, что мессинская впадина хотя и заполнялась в ледниковое время, но вода в ней быстро прогревалась до более высоких температур по сравнению с океаном.

Итак, лимитотипом занклийского яруса является граница *палеогидрологического* содержания, отделенная от нижней инверсии Тверы (5.23 млн. лет) интервалом в 110 тыс. лет. Конечно, затопление Черноморской впадины могло и не быть одновременным лимитотипу в Капо-Росселло, поскольку потоп мог быть задержан, как предполагается (Cita, Colombo, 1979), Тунис-Сицилийским поднятием. Но это лишь гипотеза. В Каспии граница между галечниками “свиты перерыва”, фациального аналога песков Аренозоло и балаханской свитой в разрезе продуктивной серии Апшеронского полуострова, также проходит под самой подошвой объединенной зоны Кочити-Твера (см. рис. 5.2–2в: Зубаков, 1990). Поэтому можно и в Черном море искать естественно выраженный “событийный лимитотип” миоцен-плиоценовой границы.

В переданной мне для дискуссии статье И.С. Чумаков (2000) пишет, что “граница миоцена и плиоцена в эвксине проходит в основании азовских слоев киммерийского яруса. Сами азовские слои отвечают времени “мгновенной” занклийской

трансгрессии выравнивания уровней Мирового океана и Средиземного моря...”. Весь анализ И.С. Чумакова основан на разборе опорного Таманского разреза, который приведен на рис. 1. Говоря о погребенной почве, разделяющей нонт и киммерий с хиатусом в 100–150 тыс. лет, на которой и находится раковины *P. deformis*, И.С. Чумаков, к сожалению, не уточняет на слоях с какой полярностью лежит эта почва. Как это видно на рис. 1, пляжевый рудный моквикардиумовый горизонт, превратившийся в почву (в этом я согласен с И.С. Чумаковым) лежит на границе R/N зон полярности, т.е. на *размыве*. Эта п-зона, во-первых, не только мной, но и В.Н. Семененко и М.А. Певзнером (1979), принимается за магнетем 5 и, во-вторых, за подошву киммерия абсолютно все исследователи, начиная с Н.И. Андрусова (1928, 1965), принимают *угловое несогласие в подошве азовских песков*. В описываемом разрезе эти ожелезненные “надфаленовые пески” имеют мощность не более метра, но известны разрезы, где их мощность достигает десятков метров. Это угловое несогласие расположено в самых *низах магнетема 5* и, следовательно, датируется где-то в 6.5 млн. лет, т.е. оно на 1.2 млн. лет *древнее* миоцен-плиоценовой границы в Капо-Росселло. Если же п-зону надфаленовых песков считать Тверой (второй вариант, которому следует И.С. Чумаков), то в этом случае угловое несогласие и подошву киммерия надо будет датировать в 5.1–5.15 млн. лет, т.е. на 180–230 тыс. лет *моложе*. Поэтому я делаю вывод, что подошва азовских слоев в *любом* случае не может быть искомым паралимитотипом миоцен-плиоценовой границы.

Таковой, по моему мнению, является *подошва слоев Кутря* (пачка 10 на рис. 1), лежащих на погребенную почву-руды с *P. deformis*. В ней или под ней и первые *Sigmalina* и, по-видимому, *D. quinqueangatus*. Так что временной хиатус этой почвы-руды не 100–150 тыс. лет, как считает И.С. Чумаков, а все 800 тыс. лет. В свите Кутря, мощностью около 20 м, Е.Н. Анановой обнаружены и свидетели занклийского, а следовательно морского, происхождения – единичные экземпляры средиземноморского фитопланктона *Sigmalina* (*Sigtopollis*). Спорово-пыльцевой спектр слоев Кутря характеризуется высоким содержанием пыльцы трав (34–35%) и мелколистных деревьев (береза, ольха, ива). Много в них и макроостатков водных растений – *Turpha*, *Potamogeton*, *Nuphar*. Эта характеристика хорошо коррелирует с ледниковым возрастом *Sphaeroidinellopsis* акме-зоны Средиземноморья. Дополнительным, но исключительно важным свидетельством морского происхождения глины свиты Кутря являются данные Г.И. Кармишиной (1975), которая, описывая разрезы в Керченском проливе, пишет: “На границе понта с киммерием в протоме темно-серой глины обнаружены многочисленные фораминиферы *Bolivina*

аксаика и более редкие *Elphidium stellatum* *акчагыльского типа*, а также более широкого распространения *Ammonia beccarii* и *Elphidium incertum*" (1975, с. 30).

Естественно, что тогда, в 1975 г., даже гипотез о вторжении в Черное море занклийских вод не существовало. Глубоководное бурение в Черном море (рейс 42-В) было проведено в 1977 г., и все проблемы, связанные с интерпретацией его результатов (Ross, Neprochnov, 1978; Hsü, 1978), исключительно спорной (и требующей отдельного разбирательства), возникли только в 1978 году. Поэтому гипотеза выхода морской фауны из Каспия была в то время вполне естественной. Тем не менее, мы должны отметить сам факт, что именно Г.И. Кармишина стала *первым исследователем*, кто внес реальный вклад в доказательство проникновения морских вод в Черноморский бассейн в раннем киммерии.

Корреляция Занклий–Киммерий–Акчагыл

За начало гляциоэвстатической части занклийской трансгрессии в Средиземном море принято проникновение в него фораминиферы *Globorotalia margaritae* (Ryan et al., 1974). По астрономо-климатической шкале оно датировалось в разные годы в 5.97, 5.11 и 5.2 млн. лет (Hilgen, 1991; Berggren et al., 1995). Продолжительность эвстатической волны трансгрессии составляет 1.6 млн. лет, что *кратно* *четырем* *звеньевым* *циклам*.

Каково же глобально-событийное содержание занклийского века общей шкалы? В самой Антарктиде его отложения представлены галечниками с раковинами *Pecten* (*Chlamys andersoni*, *C. tuftsensis* и др.), залегающими на высотах до 600 м абс. Их и морену Сириус прорывают вулканические конуса без следов обработки льдом, с К-Аг возрастом от более 4.2 до 3.7 млн. лет (Mayewski, 1975). В Патагонии ледниковый покров 5.05 млн. лет уже отсутствовал (Mercer, Sutter, 1982). Таким образом, в самой Антарктиде временной объем гипермежледниковья Пектен не менее 1.35 млн. лет.

Вызванное таянием ледникового щита Антарктиды поднятие уровня океана оценивается в пределах от 44 м (Orlemans, 1982 г.) до 60–70 м (Haq, Hardenbol, Vail, 1987). Отложения ее охарактеризованы на Канарских островах фауной тропических моллюсков со *Strombus coronatus* и *Glyphaea virleti*, лежащими на лавах с К-Аг возрастом 4.25 ± 0.44 млн. лет (Meco, Stearns, 1981). В серии Тьеднес на северных берегах Исландии они представлены двумя зонами с южно-бореальной фауной моллюсков *Tapes* и *Mastra*, разделенными так называемым "криомером Бардарссона" (Гладенков, 1978), при этом обе зоны включают по два горизонта углей.

Морфологически трансгрессия лучше всего выражена на берегах Северной Америки, где она оставила грандиозный эрозионный Орейджбургский или Йорктаунский уступ высотой в 85 м. В нем американскими исследователями выделяется четыре террасы (рис. 3). Возраст террас точно не установлен. По составу микрофауны Т. Кронин (Cronin, 1991) оценивает его от 3 до 4 млн. лет. Но с учетом пересмотра хронологии биореферов (Hilgen, 1991; Berggren et al., 1995) его надо сдвинуть минимум на 0.5 млн. лет. Так, в списках микрофауны присутствует фораминифера *G. punctulata*, первое появление которой фиксируется в 4.55 млн. лет (Hilgen, 1991) и даже в 4.8 млн. лет – над кровлей эпизода Сидуфиал (Berggren et al., 1995). Это позволяет сопоставлять четыре йорктаунских террасы с СКТ 25 (Санкен-мидоу), 23 (Рашмер), 21 (Моргартс-бич) и 19–17 (Мур-хаус).

Первыми исследователями, которые зафиксировали в разрезах Черного моря показательные формы занклийской трансгрессии, были Г.И. Кармишина (1975), С.А. Люльева (Семененко, Люльева, 1982) и Е.Н. Ананова. Последней в 1979 г. в образцах моей коллекции из Таманского разреза в прямо намагниченных слоях, идентифицируемых с эпизодом Сидуфиал (рис. 1), были обнаружены средиземноморские диатомовые *Actinocyclus ehrenbergi* и фитопланктон *Sigma*. Тогда же автор передал С.А. Люльевой, сотруднице В.Н. Семененко, большую коллекцию в сотню образцов. Однако В.Н. Семененко не сообщил мне результаты исследования коллекции и они были опубликованы (Семененко, Люльева, 1982) без ссылки на мою коллекцию и, естественно, без точной привязки к разрезу, как того требовали сенсационные данные С.А. Люльевой. Впрочем, процитируем эту "привязку" находок С.А. Люльевой по книге В.Н. Семененко (1987, с. 157): "В зоне перехода от азовского горизонта к камышбурунскому киммерию на мысе Железный Рог, т.е. от сравнительно глубоководных осадков к мелководным, что связано с развитием киммерийской трансгрессии, – пишет он, – *встречены* характерные наннофоссалии *Ceratolithus* ex. gr. *acutus* Garther et Bukry и *Ceratolithus* ex. gr. *rugosus* Bruml. Et Wilcox". *И все*. Описание разреза, даже самого схематичного, даже графического, не приводится. А ведь речь идет о двух важнейших действительно руководящих видах NN зон 12 и 13, *находка которых определяет всю корреляцию киммерия и занклия*. На главном в книге В.Н. Семененко рис. 14 напротив пустого места, где должен был бы быть продолжен разрез Железного Рога от понта к киммерию, поставлены лишь индексы "NN 11" и "NN 12–13".

Разумеется, в описи моей коллекции присутствовало и описание разреза с уже выявленными тогда зонами полярности и упомянутый индекс "NN 12–13" на рис. 14 в книге В.Н. Семененко

стоит почти правильно. И все же я вынужден уточнить. Находка названных двух руководящих форм NN зон 12–13 могла быть сделана не в эпизоде Твера (почему – ясно по рис. 1), а в низах пачки 12, в которых Е.Н. Анановой был обнаружен пик занклийского фитопланктона *Signalina* и диатомовой водоросли *Actinocyclus ehrenbergi*, т.е. в пределах эпизода *Сидуфиал*. В океане граница зон NN 12–13 позже была датирована Родде и др. К-Аг методом в 4.82 млн. лет, т.е. тем же эпизодом *Сидуфиал* (Berggren et al., 1985).

Одной из самых загадочных страниц в истории Каспийского моря уже более 100 лет является появление в замкнутом Каспии акчагыльской фауны явно средиземноморского происхождения. По преобладающему мнению отечественных исследователей, сформулированному еще Н.И. Андрусовым (1928, 1965) и в наше время наиболее решительно поддерживаемому П.В. Федоровым (1986), акчагыльская фауна является *автохтонной* и возникла в Каспии же на базе сарматских или позднемэотических реликтов, переживших понтический век в азиях где-то в пределах восточного Прикаспия. Альтернативная гипотеза проникновения акчагыльской фауны в Каспий из Арктики северным путем через Каму была выдвинута С.А. Ковалевским (1944) в 1936 г. и в наше время поддержана В.Л. Яхимович (Яхимович и др., 1981, 1984) и А.В. Сидневым (1985). А.Л. Чепалыга (1980 г.) на основе находок солоноватоводной фауны в районе озера Ван предложил гипотезу “турецкого” пути акчагыльской фауны. По гипотезе автора, предварительно обозначенной в работе (Зубаков, 1990; Zubakov, Bogzenkova, 1990), немногочисленные исходные элементы акчагыльской фауны являются занклийскими пришельцами, проникшими в Черное море в нижнем киммерии по ныне не существующему Кубань-Терекскому проливу. Я предлагаю именовать его *Саблинским* в честь Н.А. Лебедевой, описавшей на междуречье Кубани и Кумы разрез акчагыла на р. Сабля, притоке Кумы, на отметках около 200 м абс. (Лебедева, 1978). Основу этой гипотезе дали полевые исследования автора по Тереку и описание опорных разрезов Таманского полуострова в 1979–1981 годах. Теперь она может быть обоснована прямой событийной корреляцией от Атлантики до Уфимского эстуария.

Итак, в гипермежледниковые пектен–йорктан–занклий было четыре эвстатических волны, соответствующих 413-тысячелетнему звеньевому ритму эксцентриситета. Пиком этих волн были малые межледниковья тирренского (земского) типа (Зубаков, 1999). Перечислим корреляцию этих четырех волн по рис. 3 с запада на восток.

Первая волна – СКТ 25 по звеньевой периодизации (Зубаков, 1999) – датируется серединой эпизода Твера (5.08–5.07 млн. лет), т.е. совпадает с появлением *G. margaritae* в Средиземном море. В Ат-

лантике это терраса Санкен-мидоу, возраст которой оценивается в 5.1–4.8 млн. лет (Krantz, 1991) – низы зоны Tapes (под нею лавы с возрастом 5.3 млн. лет по К-Аг данным). В Черном море это морские фораминиферы *Cassidulinita prima*, *Bolivina aksaica* и др. (Кармишина, 1975) и верхняя пляжево-рудная пачка 11 азовского горизонта (рис. 1), взять образцы из которой при описании разреза, к сожалению, было невозможно. В Каспии середина балаханской свиты, в которой, по данным К.А. Ализаде и др. (1972) и Г.И. Кармишиной (1975), понтическая фауна опресненных вод резким скачком сменяется солоноватоводной акчагыльской с бентосными фораминиферами *Bolivina*, *Cassidulina* и *Ammonia* и остракодами из родов *Prolimnocythere* (*P. tenuireticulata* и др.), *Agalocypris*, *Caspiollina*, *Liventalina*, *Citherissa* и др.

Вторая волна, несущая на себе биореферы NN зоны 13, выявленная в Черном море Е.Н. Анановой и С.А. Люльевой и названная мною панагийской, коррелируется в Атлантике с террасой Рашмер, а в Каспии с палласовской–карламанской трансгрессией. Начало этой волны датируется эпизодом *Сидуфиал*, а конец – первой половиной эпизода *Нунивак*, 4.8–4.55 млн. лет. По-видимому, СКТ 23 и есть то время, когда в Каспий проникают моллюски родов *Cardium*, *Avimacra*, *Clessiniola* и *Potamides*, из которых сформировалась акчагыльская фауна (Данукалова, 1990; Муратов, Невеская, 1986; Чельцов, 1968). Характерный “клессиниоловый” состав имеет, в частности, фауна нижней части палласовской трансгрессии (Жидовинов и др., 1995). Существенно важно, что по В.Л. Яхимович и Ф.И. Сулеймановой (1984), именно уровнем *n-эпизодов Сидуфиал* и *Нунивак* датируется в скважинах *Николаевка* и *Ляхово* начало карламанской трансгрессии в Северном Прикаспии.

Следовательно, фауна занклийской трансгрессии беспорно достигла Приуралья не позже 4.8 млн. лет назад. Судя по данным (Gladenkov et al., 1991), в *n-эпизоде Нунивак* открывается и Берингов пролив и тихоокеанская фауна начинает свой феноменальный “бросок” в Северную Атлантику через уже безледный Полярный бассейн. Иными словами, СКТ 23 представляет *термический пик* раннеплиоценовой трансгрессии и, следовательно, всего Антарктического гипермежледниковья Пектен–Сириус (Webb, Harwood, 1991). В пользу этого говорит и максимальное в это время снижение частоты харматана – ветров, несущих пыль из Сахары в Атлантику (Tiedemann et al., 1994). Эстуарий Средиземноморско-Занклийского бассейна протянулся в это время по Кинельской долине вплоть до Башкирии.

Третья волна эвстатической трансгрессии, СКТ 21, датируемая *n-эпизодом Кочити*, 4.29–4.18 млн. лет, в океане имеет своим репером фораминиферу *Globorotalia punctulata*, первое появление которой, по Хильгену (Hilgen, 1991), оце-

нивается в 4.55 млн. лет назад. *G. punctulata* адаптирована к североатлантическим водам и указывает на заметное похолодание Атлантики в СКТ 22. Именно с ним, очевидно, связан “криомер Бардарссона” – зона *Nucula* в серии Тьеднес в Исландии (Гладенков, 1978). В Америке с этой волной связана терраса Моргартс-бич, в Исландии – низы зоны Мафра. В Черном море ей отвечает железнорогский (первый камышбурунский) пляжево-рудный горизонт Таманского разреза (рис. 1, пачка 13), с обильной фауной моллюсков, среди которых И.М. Губкину встречались и раковины *Cardium* sp. Косвенным подтверждением этого является присутствие *Cerastoderma dombra* в верхней пачке стратотипа палласовской свиты – скважины 40 в Северном Прикаспии (Жидовинов и др., 1995).

Последняя, четвертая, самая низкая, волна йорктаунской–занклийской трансгрессии, связанная с террасой Мурхаус на берегах Америки, высотой около 25 м, является рубежом, *внутри* которого выделен лимитотип пьяченцкого яруса. В Черном море ей отвечает снизу – камышбурунский рудный горизонт (пачка 15 на рис. 1), лежащий на самой инверсии Гаусс–Матуяма, 3.58 млн. лет, т.е. *на размыве*. Палеонтологическая его характеристика противоречива. По составу фауны моллюсков (20 видов с *Didacna ponticarpa* и *D. tamanensis*) и их “гигантизму” он весьма тепловодный. Но елово-сосновый спорово-пыльцевой спектр характеризует, по Е.Н. Анановой (1985), похолодание. Все это дает основание считать, что четвертая эвстатическая волна раннеплиоценовой трансгрессии охватывает значительный интервал времени с переходным климатом (СКТ 19, 18, 17, 3.96–3.27 млн. лет). Где-то в середине его, очевидно не позже 3.5 млн. лет, в Каспии появляются “северные гости”, представленные в верхах карламанской трансгрессии северобореальными фораминиферами *Criboelphidium heterocameratum* Volosh., *Elphidium arcticum* Cushman, *Globigerina* sp., ostracодами – *Leptocythere litica* Liv., *Limnocythere vara* Liep. и др., а также морской травой *Zostera napa* (Яхимович и др., 1981, с. 47). В это время в Каспий, очевидно, мог проникнуть и тюлень, поскольку в позднекарламанских отложениях Башкирии впервые появляются пыльца и споры горнотундровых растений. По автору, это СКТ 18 (или 16). По схеме М.Ф. Веклича (1982) – это айдарское похолодание.

Подведем итоги занклий-акчагыльской корреляции. И на берегах Атлантики, и в Черном море, и в Каспии *хорошо выделяется гипермежледниковый нижнеплиоценовый* интервал длительностью около 1.6 млн. лет, представленный на берегах США йорктаунской трансгрессией, а на берегах Антарктиды трансгрессией сириус–пектен. Ритмичная структура этого гипермежледниковья (два 826-тысячелетних и четыре 413-тысячелетних ритма), выявляющаяся на морских разрезах, подтверждается и на материках. Так, по данным

У. Загвийна, Брунзумский фитовек, в своем полном объеме соответствующий объему занклия (*Suc, Zagwijn, 1983*), как и зона Тьеднес разделяется на две части похолоданием Брунзум В. Такая же картина наблюдается и в почвенно-лессовой серии Украины (Веклич, 1982), которая разделяется на два комплекса красноцветных погребенных почв: любимовский и севастопольский, разделенных оскольским лёссом (рис. 3) с учетом новых палеомагнитных данных А.Н. Третьяка и др. (1987). Можно думать (это лишь гипотеза), что и в Каспии эти 826-тысячелетние надритмы выражены в самой литологии акчагыльской части продуктивной серии, в которой сабунчинская свита скорее всего отвечает криоСКТ 22. В целом же занклийскому веку в Каспии примерно отвечают карламанская трансгрессия В.Л. Яхимович и др. (1981) и палласовская трансгрессия Н.Я. Жидовинова и др. (1995). Автор (Зубаков, 1990) этот интервал акчалыга именуется *эоакчагылом*. Это название в целях преемственности, очевидно, наиболее удобно. В Черном море аналог занклия автор предлагает выделить под названием *панагийского* региояруса, а лимитотипом его признать подошву свиты Кутря в Таманском (рис. 1) разрезе.

Поиск аналога пьяченцкого яруса в Понто-Каспийском разрезе

В условиях “расплывания” критериев и самих принципов внутреннего расчленения акчагыла, киммерия и куяльника, выделение в Понто-Каспии аналогов пьяченцкого и гелазийского ярусов особо актуально. За лимитотип обновленного пьяченцкого яруса RCMNS избрал инверсию Гильберт–Гаусс – 3.58 млн. лет, биорефером которой является появление в Средиземном море холодноводной фораминиферы *Globorotalia crassaformis*, которое датируется сейчас в 3.6 млн. лет (Berggren et al., 1995). Он практически тождествен подошве зоны *Serrites* в серии Тьеднес, которая включает обратно-намагнитные лавы Скейфа, которые Эйнарссон и др. (Einarsson et al., 1967) относят к Матуяме, а Т. Кронин (Cronin, 1991b) к эпизоду Мэмес (тем самым омолаживая всю свою схему на 0.5 млн. лет). Зона *Serrites groenlandicus* объединяет моллюсков-эмигрантов, вошедших в СКТ 23 через открывшийся Берингов пролив в безледную Арктику и через миллион лет достигших берегов Исландии и восточной Англии.

По звеньевой шкале (Зубаков, 1990, 1999) лимитотип пьяченцы совпадает с криоСКТ 18, 3.68–3.52 млн. лет, когда вновь активизируется оледенение южного полушария (оледенение Скотт) и в Патагонских Андах появляется предгорный ледник у оз. Вьедма (Mercer, Sutter, 1982). В Северном полушарии начинается перманентное оледенение горного массива Врангеля (см. обзор Зубаков, 1990; Zubakov, Borzenkova, 1990) и Грен-

ландии. Это начало северополушарного оледенения отражает крупнейшую в плиоцене тектоническую фазу поднятий горных сооружений Альпийско-Гималайского пояса (Хаин, Балуховский, 1993). Что особенно важно – 3.5 млн. лет назад, т.е. в термоСКТ 17, закрылся Панамский пролив (Coats et al., 1992), что в принципе изменило весь стиль глубоководной океанической циркуляции. Резко усилился Гольфстрим и, соответственно, противонаправленные ему холодные противотечения – Лабрадорское и Ирмингера. Возросли климатические контрасты в Северной Атлантике, в которой создались благоприятные условия для роста ледниковых щитов. Поднятие всех альпийских горных цепей, и особенно Гималаев и Тибета, коренным образом изменило между 3.5 и 3.0 млн. лет и атмосферную циркуляцию, активизировав муссонную деятельность.

Таким образом, событийная сущность пьяченецкого века – это *тектоническая активизация и интенсификация глобальной атмосферно-океанической циркуляции*, которая хорошо описана в сводке М.С. Бараша (Бараш и др., 1989, с. 244–249). В Средиземноморье эта тектоническая фаза известна под названием Аквутраверсан и датируется временем от 3.5 до 2.5 млн. лет (Azzaoli, 1983 г.), на Кавказе она называется чегемской (Милановский, Короновский, 1969) и продатирована М.М. Аракелянц и др. интервалом от 3.5–3.0 до 2.2 млн. лет (Геохронология СССР, 1974, т. 3). Излияния лав и активизация эрозионно-селевых процессов привела к *закрытию Саблинского пролива* не позже, чем 3.5 млн. лет назад. И Каспий из залива Средиземного моря превратился в изолированное огромное солоноватоводное озеро, просуществовавшее около миллиона лет.

Автор предлагает выделить в Понто-Каспии событийные аналоги пьяченецкого яруса с лимитотипом по инверсии G/G 3.58 млн. лет. В Черном море лимитотипом такого яруса может быть подошва кызаульского (второго камышбурнского) горизонта в легко доступном береговом Таманском разрезе между мысами Панагия и Железный Рог (рис. 1, пачка 15). Для Черноморского региона предлагается название *половецкий* региоярус (рис. 4). Он объединяет верхи киммерия, низы куяльника – эгриссия и веселовские слои. Для Каспийского региона было бы целесообразно сохранить название *акчагыльский s. str.* региоярус, если это не приведет к постоянной его путанице с *акчагыльским региоотделом* неогена.

Выделение в Понто-Каспии регионального аналога гелазийского яруса

В качестве третьего яруса общей шкалы плиоцена RCMNS предложил выделить верхнюю часть пьяченцы в самостоятельный гелазийский ярус по г. Гела в Сицилии с лимитотипом границы по ин-

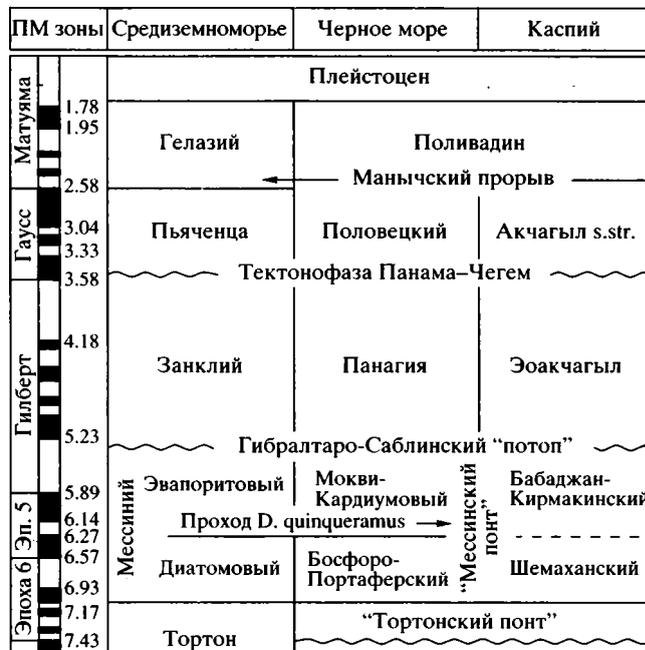


Рис. 4. Предлагаемые региоярусы Понто-Каспия и их привязка к ярусам общей стратиграфической шкалы (проект, составленный в развитие первого варианта интерпретации палеомагнитных зон, см. рис. 1).

версии Гаусс–Магуама в разрезе Санта-Никола (Rio et al., 1984, 1994). Биорепером этого лимитотипа в Средиземном море являются проникновение *Neogloboquadrina atlantica*, датируемое сейчас в 2.72 млн. лет (Hilgen, 1991). Событийная сущность этого века – переход к покровному оледенению.

В Понто-Каспии в качестве аналога гелазия предлагается выделить *поливадинский региоярус* по названию Поливадиной балки у с. Веселовка на Тамани. Здесь располагается разрез, в котором описан так называемый "Таманский акчагыл" (Эберзин, 1940) и начинается история Манычского стока Каспия (рис. 4).

За миллион лет изоляции бессточное Каспийское море увеличило свои размеры вдвое–втрое – от "Малого акчагыла", уже занимавшего на рубеже г-эпизода Каена Прикопетдагскую Туркмению (Труبخин, 1977), до "Великого акчагыла", распространившегося по долине р. Кинели до низовьев Камы (Блудорова, Филичева, 1985; Сиднев, 1985; Яхимович и др., 1981). Уровень озерного бассейна поднялся до отметок 80–90 м абс. (точно их из-за влияния неотектоники определить трудно). За это время потомки немногочисленных занклийских пришельцев в каспийской фауне моллюсков и в микрофауне эволюционировали в специфический акчагыльский фаунистический комплекс (Чельцов, 1968), число видов которого по ревизии Т.А. Данукаловой (1990) сильно сокращено.

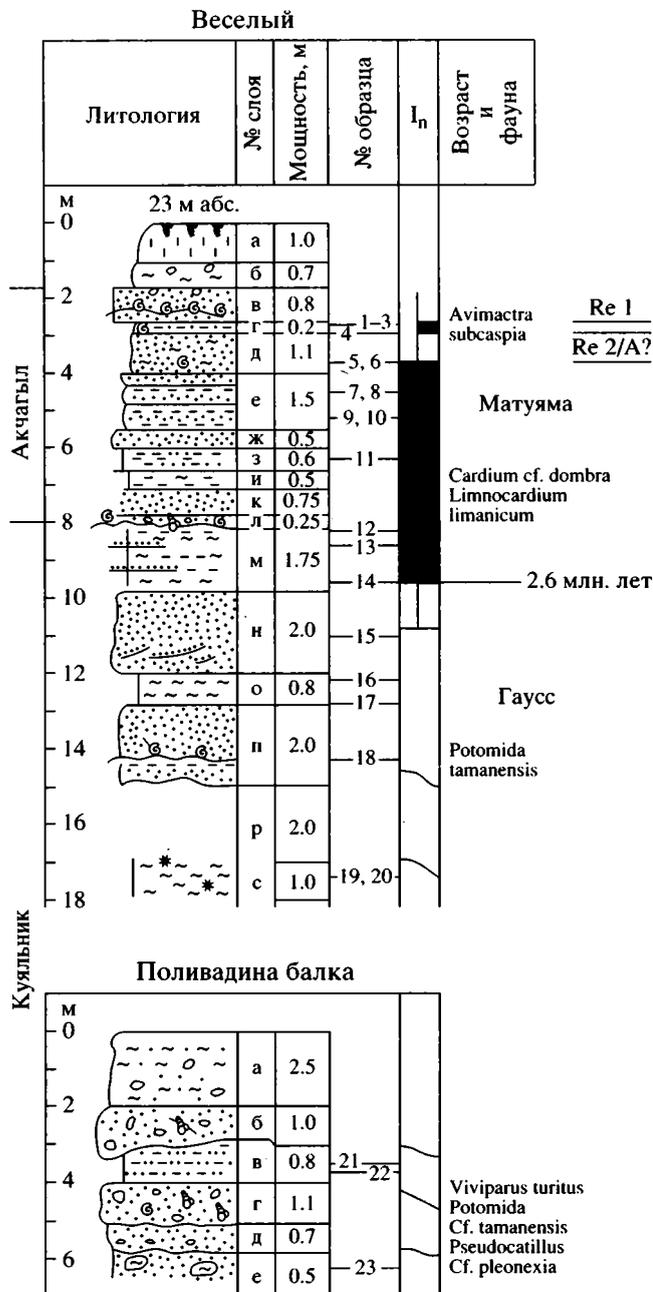


Рис. 5. Веселовка–Поливадин лог – опорный разрез акчагыла на Таманском п-ве – стратотип поливадинского региоаруса (Геохронология СССР, 1974). Условные обозначения см. на рис. 2.

Достигнув 80–90-метровой отметки, Великое Акчагыльское озеро-море прорвало меридиональное Зунда-Толгинское поднятие, служившее водоразделом между реками, стекавшими по Манычской низине в Черное и Каспийское моря. Точный возраст Манычского прорыва был установлен автором и В.В. Кочегурой палеомагнитным методом в 1971 г. на разрезе Веселовка–Поливадина балка (рис. 5) – лучшем опорном разрезе

акчагыла в Причерноморье (Геохронология СССР, 1974). Оказалось, что каспийские воды с *Cardium dombra* появились здесь в 1.5 метрах выше инверсии Гаусс/Матюяма. Это позволяет датировать прорыв вод Каспия по скорости осадконакопления, вычисленной относительно вышележащего п-эпизода (Реюньон или Аргентина – неясно) в 2.490 ± 40 тыс. лет (по новой шкале). После прорыва уровень Каспия стал постепенно снижаться, зато площадь его почти удвоилась за счет Черного и Эгейского морей, на северных берегах которого имеются достоверные находки акчагыльской фауны (Муратов, Невеская, 1986; Семенов, 1987).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Проведенный обзор рассматриваемой проблемы показал, что существующее ныне стратиграфическое расчленение Понто-Каспийского плиоцена на ярусы и горизонты *резко* не совпадает с общей шкалой позднего неогена, принятой RCMNS.

2. Вместе с тем опорные разрезы Понто-Каспия по уровню своей изученности и детальности и комплексности магнито-био-хронометрического расчленения *ни в чем не уступают* Средиземноморским, и Понто-Каспийская региональная схема *легко “вкладывается”* в общую стратиграфическую шкалу (картину) неогена на тех же самых событийно-био-магнитных принципах (рис. 4).

3. Понт – единственный региоарус Понто-Каспия, который в целом является *почти* аналогом мессиния, *при условии перевода в него из киммерия моквикардиумовых слоев*. Однако погоризонтная корреляция понта с мессинием еще неоднозначна и требует доисследования. Скорее всего лимитотипу мессиния (6п) должна соответствовать подошва портаферских слоев Абхазии, но это требует подтверждения.

4. Утвержденной RCMNS границе миоцен-плиоцен по подошве акмезоны *Spaeroidinellonopsis*, 5.32 млн. лет, в Черном море соответствует подошва слоев Кутря с морскими фораминиферами, лежащих с глубоким размывом на прямомагнитные моквикардиумовые слои с *Paradaspa deformis*, и, по-видимому, с *Dissocoaster quinqueatus*. Конечно, этот вывод требует еще дополнительной проверки.

5. Привязка разрезов Понто-Каспия к трем ярусам плиоцена общей шкалы может быть решена *только путем введения трех новых региоарусов*: панагийско-зоакчагыльского, половецкого и поливадинского (названия условны) как региоаналогов занклия, пьаченцы и гелазия. Стратотипами границ всех трех могут быть легко доступные разрезы на Таманском полуострове.

6. Событийно-био-геомагнитная корреляция четырех волн раннеплиоценовой гляциоэвстатической гипертрансгрессии от Атлантики до Баш-

кирии включительно снимает проблему происхождения акчагыльской фауны и ставит проблему реконструкции Саблинского (Кубань-Терекского) пролива, который был составной частью Занклийского Средиземноморья.

Работа выполнена при финансовой поддержке фонда Сороса (грант МТ-9000), Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 97-058-65545) и Соединенного фонда Сороса и РФФИ (грант МТ-9300).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ализаде К.А., Асадуллаев Э.М., Пашалы Н.В. и др.* Плиоцен и четвертичная система // Геология СССР. Т. 47. Азербайджанская ССР. М.: Недра, 1972. С. 178–203.
- Ананова Е.Н., Волкова Н.С., Зубаков В.А. и др.* Новые данные по Таманскому опорному разрезу мио-плиоцена Причерноморья // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 4. С. 925–928.
- Андрусов Н.И.* Южнорусский плиоцен по новейшим исследованиям // Азерб. нефт. хоз. 1928. № 6–7.
- Андрусов Н.И.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР. 1961. Т. 1. 709 с.; 1963. Т. 2. 643 с.; 1965. Т. 4. 404 с.
- Бараиш М.С., Блом Н.С., Бурмистрова И.И. и др.* Неоген-четвертичная палеоокеанология. М.: Наука, 1989. 285 с.
- Блудорова Е.А., Филочева Н.Л.* Опорные разрезы Казанского Поволжья // Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1985. 160 с.
- Веклич М.Ф.* Палеоэтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наукова думка, 1982. 201 с.
- Габуния Л.К.* Об азовском горизонте в Гурии // Сообщ. АН ГССР. 1948. Т. 9. № 1. С. 42–44.
- Геохронология СССР. Т. 3. Новейший этап / Зубаков В.А. Л.: Недра, 1974. 360 с.
- Гладенков Ю.Б.* Морской верхний кайнозой северных районов // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 313. 210 с.
- Данукалова Г.А.* Двустворчатые моллюски и стратиграфия акчагыла // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Палеонтологический ин-т РАН, 1990. 26 с.
- Жидовинов Н.Я., Федкович З.Н., Коваленко Н.Д.* Новые данные по стратиграфии верхнего плиоцена и эоплейстоцена Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 73–80.
- Зубаков В.А.* Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 224 с.
- Зубаков В.А.* История и причины колебаний уровня Каспия: мио-плиоцен, 7.1–1.95 млн. лет // Водные ресурсы, 2000 (в печати).
- Зубаков В.А., Борзенкова И.И.* Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 215 с.
- Зубаков В.А., Кочегура В.В.* Магнитостратическое расчленение среднего–позднего плиоцена Апшеронского п-ва и Северного Предкавказья // Проблемы корреляции новейших отложений Севера Европы. Л.: Изд-во ВГО, 1971. С. 3–12.
- Исмаил-Заде Т.А., Алиев А.И.* Корреляция разрезов и некоторые вопросы палеогеографии продуктивной толщи среднего плиоцена Азербайджана // Изв. АН Азерб. ССР. Серия наук о Земле. 1967. № 3–4. С. 151–160.
- Кармишина Г.И.* Остракоды плиоцена юга Европейской части СССР. Саратов: Изд-во Саратовск. ун-та, 1975. 370 с.
- Ковалевский С.А.* Великая акчагыльская трансгрессия и ее участие в формировании продуктивной толщи // Изв. Азерб. фил. АН СССР. 1944. № 5. С. 11–27.
- Лебедева Н.А.* Корреляция антропогенных толщ Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 134 с.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Нижнечегемский вулканический район // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1969. № 4. С. 15–19.
- Неогеновая система // Стратиграфия СССР / Муратов М.В., Невеская Л.А. М.: Недра, 1986. Т. 1. С. 420; Т. 2. С. 443.
- Невеская Л.А., Трубихин В.М.* История Каспийского бассейна и его фауны моллюсков в позднем плиоцене и раннем плейстоцене // Антропоген Евразии. М.: Наука, 1984. С. 19–33.
- Певзнер М.А.* Стратиграфия среднего миоцена–плиоцена юга Европы. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Геологический ин-т, 1986. 34 с.
- Ритмостратиграфические подразделения. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 72 с.
- Семенов В.Н.* Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. Киев: Наукова думка, 1987. 230 с.
- Семенов В.Н., Люльева С.А.* Проблемы прямой корреляции верхнего миоцена. Киев: Наукова думка, 1982. С. 61–71.
- Семенов В.Н., Певзнер М.А.* Корреляция верхнего миоцена и плиоцена Понто-Каспия по биостратиграфическим и палеомагнитным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 5–15.
- Сиднев А.В.* История развития гидрографической сети плиоцена в Предуралье. М.: Наука, 1985. 220 с.
- Тактакишвили И.Г.* Биостратиграфия плиоцена Западной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1984. 136 с.
- Трубихин В.М.* Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. М.: Наука, 1977. 77 с.
- Третьяк А.Н., Шевченко А.И., Дудкин В.П., Вигилянская Л.И.* Палеомагнитная стратиграфия опорных разрезов позднего кайнозоя юга Украины. Киев: Ин-т Геофизики, 1987. 46 с.
- Федоров П.В.* О проблеме акчагыла // Континентальный верхний плиоцен Черноморско-Каспийской области. М.: Наука, 1986. С. 69–76.
- Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Авиар, 1993. 453 с.
- Чельцов Ю.Г.* К вопросу о филогении акчагыльских Cardidae и Mactridae // Тр. XII сессии Всес. Палеонт. об-ва. Л.: Наука, 1968. С. 73–81.
- Чумаков И.С.* Нижний плиоцен Средиземного моря – фация мгновенной трансгрессии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 49. № 2. 144 с.
- Чумаков И.С.* К проблеме границы миоцен–плиоцен в Эвксине // Стратиграфия. Геол. корр. 2000. (В печати).
- Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С.* Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса. М.: Наука, 1992. 90 с.
- Эберзин А.Г.* Средний и верхний плиоцен Черноморской области // Стратиграфия СССР. Т. XII. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 477–566.

- Яхимович В.Л., Немкова Ф.И., Сулейманова Л.К. и др.* Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука, 1981. 173 с.
- Яхимович В.Л., Сулейманова Ф.И.* Магнитостратиграфический разрез плиоцена и нижнего плейстоцена внеледниковой зоны Предуралья // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1984. № 51. С. 47–51.
- Benson R.H., Rakis-El Bied R.* Biodynamics, saline giants and Late Miocene catastrophism // Carbonates and Evaporites. 1991a. V. 6. № 2. P. 127–168.
- Benson R.H., Rakis-El Bied K., Bonaduce G.* An important current reversal in the Riftian corridor at the Tortonian-Messinian boundary // Paleooceanography. 1991b. V. 6. № 1. P. 164–192.
- Berger A., Loutre M.F., Laskar J.* Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies // Science. 1992. V. 255. P. 560–565.
- Berggren W.A., Kent D.V., Van Couvering L.A.* The Neogene. Chronology of the Geological Record / Snelling N.J. Mem. 10. Geol. Soc. London. 1985. P. 141–260.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.-P.* A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology Time-Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM. 1995. Special Publication. № 54. P. 129–211.
- Messinian evaporites in the Mediterranean / Catalano R., Ruggieri G., Sprovieri R. // Mem. Soc. Geol. Ital. 1978. V. XVI. 358 p.
- Cita M.B.* Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Mediterranean Neogene // Progress in Micropaleontology. N.Y. 1976. P. 47–68.
- Cita M.B.* Lacustrine and hypersaline deposits in the desiccated Mediterranean and their bearing on paleoenvironment and paleoecology / Talvani M. et al. Deep drilling results in the Atlantic Ocean. Washington, 1979. P. 402–419.
- Cita M.B., Colombo L.* Sedimentation in the latest Messinian at Capo Rossello // Sedimentology. 1979. V. 26. P. 497–522.
- Cita M.B., Corselli C.* Messinian paleogeography and erosional surfaces in Italy: an overview // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1990. V. 77. P. 67–82.
- Coats A.G., Jackson J.B., Colling L. et al.* Closure of the Isthmus of Panama // Geol. Soc. Amer. Bull. 1992. V. 104. P. 814–828.
- Cronin T.M.* Pliocene shallow water palaeoceanography of the North Atlantic ocean based on marine ostracoda // Quaternary Sci. Rev. 1991a. V. 10. № 2–3. P. 87–106.
- Cronin T.M.* Late Neogene marine ostracoda from Tjornes, Iceland // J. Paleontol. 1991. V. 65(5). 1991b. P. 167–194.
- Dowsett H., Thompson R., Barron J., Cronin T. et al.* Joint investigation of the Middle Pliocene climate: PRISM palaeoenvironmental reconstructions // Global and Planetary Change. 1994. V. 9. P. 169–195.
- Einarsson T., Hopkins D.M., Doell R.R.* The stratigraphy of Tjornes, northern Iceland and the history of the Bering land bridge / Hopkins D. The Bering Land Bridge. Stanford, 1967. P. 312–341.
- Einarsson T., Albertsson K.* The glacial history of Iceland during the past three million years // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1978. B. 317. P. 637–644.
- Gladenkov Yu.B., Barinov K.B., Basilian A.B., Cronin T.M.* Stratigraphy and palaeoceanography of Pliocene deposition of Karaginsky Island, Eastern Kamchatka // Quaternary Sci. Rev. 1991. V. 10. № 2/3. P. 239–245.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
- Hilgen F.J.* Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity time scale // Earth and Planetary Sci. Lett. 1991. V. 104. № 2/4. P. 226–244.
- Hilgen F.* Extensive of the astronomically calibrated time scale to the Miocene–Pliocene boundary // Earth Planet Sci. Lett. 1991. V. 107. P. 349–368.
- Hodell D.A., Warnke D.A.* Climate evolution of the Southern ocean during the Pliocene epoch from 4.8 to 2.6 Myr ago // Quaternary Sci. Rev. 1991. V. 10. № 2/3. P. 205–214.
- Hsü K.J.* Correlation of Black sea sequences / Ross D. et al. // Initial Reports of DSDP. V. 42. P. 2. Washington, 1978. P. 482–497.
- Krantz D.E.* A chronology of Pliocene sea-level fluctuations: the US middle Atlantic coastal plain record // Quaternary. Sci. Rev. 1991. V. 10. № 2, 3. P. 163–174.
- Mayewski P.A.* Glacial geology and Late Cenozoic history of the Transantarctic mountains, Antarctica // Inst. Polar Studies. Report 56. 1975. P. 1–168.
- Meco J., Stearn C.E.* Emergency littoral deposits in the Eastern Canary islands // Quaternary Res. 1981. V. 15. № 2. P. 199–208.
- Mercer J.H., Sutter J.F.* Late Miocene–Earliest Pliocene glaciation in Southern Argentina // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1982. V. 38. P. 185–206.
- Müller D.W., Schrader H.* Diatoms of the Fortuna basin, Southern Spain: evidence for the Intra-Messinian inundation // Palaeoceanography. 1989. V. 4. № 1. P. 75–86.
- Rio D., Sprovieri R., Thunell R.* Pliocene–Lower Pleistocene chronostratigraphy: A re-evaluation type sections // Geol. Soc. Amer. Bull. 1984. V. 103. № 8. P. 1049–1058.
- Rio D., Sprovieri R., Di Stefano E.* The Gelasian Stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene Series // Riv. Ital. Palaeont. Stratigr. 1994. V. 100. № 1. P. 103–124.
- Ross D.A., Neprochnov Y.P., Supko P.R.* Initial report of the DSDP. V. 42. P. 2. Washington, 1978. 1244 p.
- Ryan W.B.F., Cita M.B., Rawson D.M. et al.* A palaeomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian oceans // Riv. Ital. Palaeontol. Stratigr. 1974. V. 80. P. 631–688.
- Selli R. (ed.)* The Neogene–Quaternary boundary. II Symposium, Bologna. 1975. Excursion guidebook. Bologna, 1975. 74 p.
- Sue J.-P., Zagwijn W.H.* Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and palaeoclimatic data // Boreas. 1983. V. 12. № 3. P. 153–166.
- Steininger F.F., Papp A.* Current biostratigraphic and radiometric correlation of Late Miocene Central Paratethys Stages and Mediterranean Stages and the Messinian event in the Paratethys // Newsl. Stratigr. 1979. V. 8. № 2. P. 100–110.
- Tiedemann R., Sarnthein M., Shackleton N.J.* Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}\text{O}$ and dust flux records of Ocean Drilling Program site 659 // Palaeoceanography, 1994. V. 9. № 4. P. 619–638.
- Webb P.H., Harwood D.M.* Late Cenozoic history of the Ross embayment Antarctica // Quaternary Sci. Rev. 1991. V. 10. № 2–3. P. 215–233.
- Zubakov V.A., Borzenkova I.I.* Global palaeoclimate of the Late Cenozoic // Developments in Palaeontology and Stratigraphy. Amsterdam: Elsevier, 1990. 472 p.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

УДК 569:551.782/79(4)

БИОМЕТРИЧЕСКОЕ ДАТИРОВАНИЕ СЛОНОВ ЛИНИИ Archidiskodon-Mammuthus

© 2000 г. Э. А. Вангенгейм, М. А. Певзнер

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

Поступила в редакцию 13.05.98 г., получена после доработки 29.06.98 г.

На основании биометрического датирования по частоте пластин верхнего последнего моляра слонов линии Archidiskodon-Mammuthus определен возраст местонахождений Ливенцовка, Синяя Балка, Тирасполь (Россия), Зюссенборн, Мосбах (Германия), Илфорд, Балдертон (Великобритания), Дольни Вестонице, Пржедмости (Чехия). Проведена корреляция этих местонахождений со стадиями изотопно-кислородной шкалы и региональными стратиграфическими шкалами. Для Балдертона получена ^{14}C дата по остаткам мамонта – 29600 ± 600 лет, которая хорошо согласуется с биометрическим возрастом этого местонахождения.

Ключевые слова. Европа, плиоцен, квартал, биометрическое датирование, слоны мамонтовой линии.

ВВЕДЕНИЕ

Целью настоящей работы является определение “абсолютного” возраста ряда европейских местонахождений биометрическим методом по зубам слонов филетической линии Archidiskodon-Mammuthus. Как было показано ранее (Певзнер, Вангенгейм, 1994), для слонов этой линии один из эволюционно значимых признаков – частота пластин на 10 см длины верхнего последнего моляра. Изменение этого параметра во времени происходит по закону ареакотангенса, что позволяет по величине параметра определить “абсолютный” возраст костных остатков, а соответственно и местонахождений.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Поскольку частота пластин характеризуется большой вариабельностью, приводящей к большой ошибке определения возраста, то для анализа были использованы местонахождения, доставившие серию из не менее 10 зубов (таблица). Эти местонахождения связаны с различными генетическими типами отложений: аллювиальными – местонахождения Ливенцовка (Ростовская область, Россия), Тирасполь (Молдова), Зюссенборн и Мосбах (Германия), Илфорд и Балдертон (Великобритания); покровными – верхнепалеолитические стоянки Дольни Вестонице и Пржедмости (Чехия); к отложениям селевого потока приурочено местонахождение Синяя Балка (Краснодарский край, Таманский п-ов, Россия). Для ряда местонахождений мы располагали конкретными величинами частоты каждого зуба, а для некоторых в литературе приводятся только крайние и средние значения этого признака. Большинство авторов приводят также величину

среднего квадратичного отклонения от среднего значения.

В качестве недостатков анализированного материала следует отметить, что использованы промеры зубов, выполненные различными исследователями, методика измерений у которых несколько различалась. Кроме того, почти во всех работах не указывалась степень стертости зубов, которая сильно влияет на величину минимального и среднего значения указанного параметра. Это обстоятельство приводит к тому, что средние значения параметра для зубов из одних и тех же коллекций несколько различаются у разных авторов. Частота пластин у сильно стертых зубов существенно ниже, чем у мало стертых. Поэтому при использовании их в расчетах минимальные и средние значения оказываются заниженными. Соответственно, при определении возраста биометрическим методом при отсутствии данных о степени стертости зубов полученные датировки следует рассматривать как максимально возможные (т.е. не древнее полученной цифры).

Ошибка определения среднего значения параметра зависит с одной стороны от количества измерений, с другой – от вариабельности самого параметра. Большая изменчивость частоты пластин у изученных слонов скорее всего объясняется не только внутривидовой изменчивостью, а и тем, что измеренные серии зубов происходят не из единовременных захоронений. В местонахождениях, связанных как с аллювиальными отложениями, так и с палеолитическими стоянками, накопление остатков млекопитающих может охватывать значительный интервал времени.

Местонахождение Ливенцовка. Использованы промеры 30 зубов Archidiskodon gromovi, любезно предоставленные нам В.Е. Гаруттом (таблица).

Частота пластин на 10 см длины зуба на верхних последних молярах (M^3) Archidiskodon-Mammuthus и биометрический возраст местонахождений

Местонахождение	n	lim	$M \pm m$	δ	$\delta/M\%$	T	k
Ливенцовка (1)	30	3.25–5.5	4.5 ± 0.09	0.48	10.67	2.419	+0.258 –0.223
Синяя Балка (2)	45	4.5–6.5	5.5 ± 0.08	0.53	9.64	0.947	+0.066 –0.060
Тирасполь (3)	19	5.0–8.5	6.1 ± 0.15	0.65*		0.589	+0.072 –0.063
Зюссенборн (3)	130	4.0–8.25	6.35 ± 0.06	0.67*		0.486	+0.022 –0.021
Мосбах (4)	14	5.9–8.3	7.11 ± 0.21	0.80	11.25	0.276	+0.047 –0.039
(5)	18	5.83–8.74	6.99 ± 0.16	0.66	9.44	0.302	+0.038 –0.034
Илфорд (6)	11	7.6–9.6	8.7 ± 0.25	0.83	9.54	0.082	+0.019 –0.015
Дольни Вестонице (7)	26	7.4 ± 12.2	9.4 ± 0.22	1.12	11.91	0.044	+0.011 –0.009
Балдертон (5)	19	7.67 ± 12.17	9.72 ± 0.29	1.25	12.86	0.032	+0.011 –0.009
Пржедмости (8)	34	8.1 ± 12.3	9.89 ± 0.18	1.08	10.90	0.027	+0.006 –0.005
(7)	30	7.5 ± 11.9	9.60 ± 0.17	0.93	9.69		
(5)	43	7.61 ± 11.8	9.45 ± 0.15	1.01	10.69		

Примечание: n – количество зубов; lim – крайние значения частоты пластин; M – среднее значение частоты пластин; m – средняя квадратичная ошибка определения M ; δ – среднее квадратичное отклонение от M ; T – возраст в млн. лет; k – средняя квадратичная ошибка определения возраста в млн. лет.

* – пояснения в тексте.

Использованы данные: (1) – промеры В.Е. Гарутта; (2) – Дуброво, 1963; (3) – Дуброво, 1971; (4) – Guenther, 1968; (5) – Lister, Brandon, 1991; (6) – Lister, 1993; (7) – Аверьянов и др., 1995; (8) – Musil, 1968.

Синяя Балка. Величины частоты пластин по Archidiskodon meridionalis tamanensis сняты с графика (Дуброво, 1963; рис. 1).

Тирасполь и Зюссенборн. Для A. trogontherii И.А. Дуброво (1971, табл. 11) приводит только крайние и средние значения частоты пластин. Отсутствуют данные для подсчета среднеквадратичного отклонения (δ) и среднеквадратичной ошибки (m). Для этих местонахождений средние квадратичные ошибки в определении возраста (k) в таблице следует рассматривать как наиболее вероятные. Они получены по величинам δ (в таблице отмечены звездочкой), исходя из значения $\delta/M = 11.62\%$ – средней величины по всем остальным местонахождениям.

Мосбах (главный костеносный слой). Данные по A. trogontherii сняты с графика (Guenther, 1968, fig. 4), где приведены значения индекса LLQ для $14 M^3$ с интервала глубин 12.5–18 м. Пересчет этого индекса на частоту пластин на 10 см длины зуба проведен нами. Близкие значения приводятся по 18 зубам из этого местонахождения в работе А. Листера и А. Брендона (Lister, Brandon, 1991, tabl. 1).

Илфорд. Крайние и средние значения и величина средней квадратичной ошибки по 11 зубам Mammuthus primigenius сняты с графика (Lister, 1993, fig. 6).

Дольни Вестонице. Крайние и средние значения и величина средней квадратичной ошибки по 26 зубам M. primigenius заимствованы из работы А.О. Аверьянова и др. (1995) (промеры сделаны Е.В. Урбанас).

Балдертон. Крайние и средние значения, величина δ по 19 зубам M. primigenius взяты из работы А. Листера и А. Брендона (Lister, Brandon, 1991).

Пржедмости. Использованы промеры Р. Мусила (Musil, 1968, Tabelle 43a, b) по 34 зубам M. primigenius из 40, предположительно из главного культурного слоя со степенью стертости 1–(1–2)–(1–3)–(1–4). В расчетах не учитывались данные по сильно стертым зубам, которые существенно занижают среднюю величину частоты пластин (M). Так, M для 34 зубов – 9.89, а если привлечь в статистику и 6 сильно стертых зубов, то средняя величина частоты пластин по 40 зубам составит 9.53.

Несколько иные данные по мамонтам из Пржедмости приведены в работах А.О. Аверьянова и др. (1995) и А. Листера и А. Брендона (Lister, Brandon, 1991). Крайние значения частоты пластин у этих авторов близки между собой, но ниже, чем в работе Р. Мусила. Соответственно и ниже среднее значение параметра (таблица, рис. 1). Такие заниженные значения можно, вероятно, объяснить тем, что этими авторами использованы сильно стертые зубы.

Для определения положения местонахождений на кривой ареакотангенса и масштабов по осям X (временной) и Y (морфологического эволюционного параметра) в качестве опорных точек использованы местонахождения Ливенцовка, Синяя Балка и Пржедмости (рис. 2).

Для Ливенцовки принят возраст 2.4 млн. лет – средний между 2.6 (возраст границы Гаусс/Матуяма) и 2.2 млн. лет (возраст местонахождения Псекупс)¹, средняя величина параметра – 4.5. Возраст местонахождения Синяя Балка оценен в 0.95 млн. лет – как средний возраст таманского фаунистического комплекса (Вангенгейм и др., 1991), средняя величина параметра 5.5. Культурный слой стоянки Пржедмости имеет радиоуглеродный возраст 26.5 тыс. лет (Svoboda, 1990), средняя величина параметра – 9.89.

На основании приведенных данных получена расчетная формула:

$$T = 1.62 \frac{0.141e^{0.623M} + 1}{0.141e^{0.623M} - 1} - 1.6427 \text{ млн. лет,}$$

по которой рассчитаны возраста местонахождений (T) и средняя квадратичная ошибка определения возраста (k) (таблица).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В целом датировки, полученные биометрическим методом, согласуются с существующими представлениями о стратиграфической последовательности изученных местонахождений.

Местонахождение Ливенцовка. Песчаный карьер на правом берегу р. Дон в окрестностях г. Ростов-на-Дону, вскрывает 20–25-метровую толщу гравийно-песчано-глинистых отложений, слагающих высокую террасу Дона и залегающих

¹ Возраст местонахождения Псекупс определяется по положению его в магнитохронологической шкале. Ранее (Вангенгейм и др., 1990) его возраст оценивался в 2.15 млн. лет, исходя из датировки нижней границы эпизода Олдувей – 1.91 млн. лет и границы Гаусс/Матуяма – 2.48 млн. лет. Удревнение этих границ в последних магнитохронологических шкалах привело к удревнению возраста местонахождения Псекупс. Это же обстоятельство привело к удревнению возраста местонахождения Ливенцовка, по сравнению с приводимым в работе М.А. Певзнера и Э.А. Вангенгейм (1994).

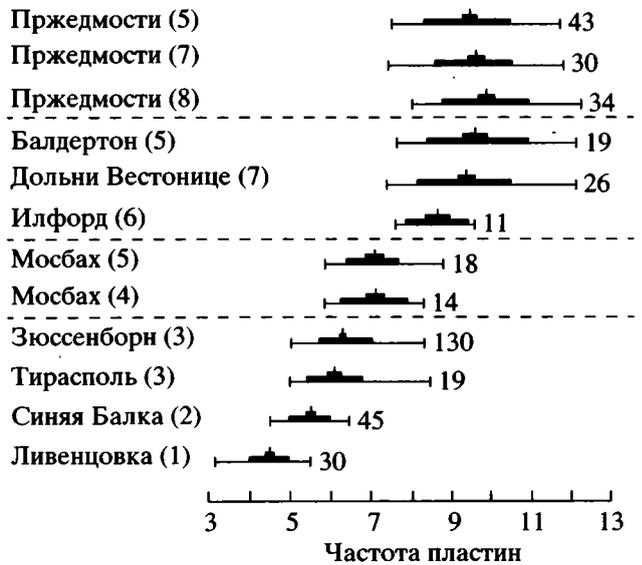


Рис. 1. Частота пластин на 10 см длины зуба на верхних последних молярах (M³) слонов из изученных местонахождений.

Тонкая линия – размах изменчивости; длинный прямоугольник – δ; короткий прямоугольник – m; вертикальная черта – M; цифры в скобках – источник информации (см. примечания к таблице); цифры справа – n.

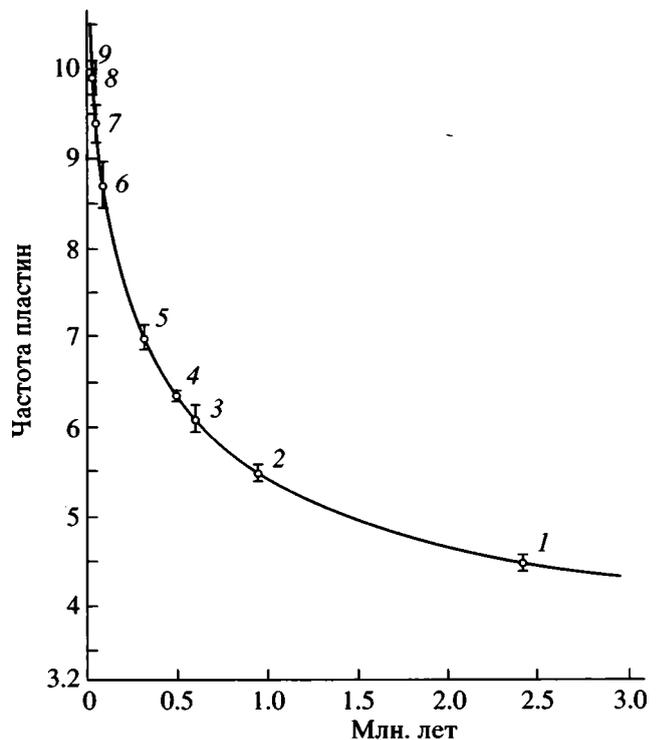


Рис. 2. Положение M³ слонов из изученных местонахождений на кривой ареакотангенса.

Вертикальная линия на кривой – средняя квадратичная ошибка (m). Местонахождения: 1 – Ливенцовка; 2 – Синяя Балка; 3 – Тирасполь; 4 – Зюссенборн; 5 – Мосбах; 6 – Илфорд; 7 – Дольни Вестонице; 8 – Балдертон; 9 – Пржедмости.

на сарматских известняках. Остатки мелких млекопитающих встречаются по всей толще (Александрова, 1976), остатки крупных млекопитающих, в том числе и слонов *Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexeeva, приурочены к нижней части аллювиальных отложений. Вся толща аллювия имеет обратную намагниченность.

Местонахождение Синяя Балка находится на северном берегу Таманского полуострова в 18 км к западу от г. Темрюк. Остатки млекопитающих, главным образом слонов, — *A. meridionalis tamanensis* Dubrovo происходят из костеносной брекчии, заполняющей древний овраг, прорезающий морские глины куяльника.

Поскольку эти два местонахождения взяты в качестве опорных точек, их биометрический возраст не обсуждается.

Местонахождение Тирасполь (Колкотова Балка) приурочено к аллювиальным отложениям мощностью 10–12 м, слагающим VI террасу р. Днестр в пределах г. Тирасполя. Для этих отложений нет ни прямых данных о корреляции с ледниковыми горизонтами, ни каких-либо радиометрических датировок. Различные исследователи помещают костеносный горизонт стратиграфически выше донской морены (Никифорова, 1982; Агаджанян, 1992) или непосредственно ниже (Никифорова, Александрова, 1991; Маркова, 1992). Донская морена (донской горизонт) большинством исследователей сопоставляется с 16 стадией изотопно-кислородной шкалы (0.680–0.625 млн. лет). Полученная биометрическим методом дата — 0.589 млн. лет — позволяет сопоставить местонахождение с 15 стадией изотопно-кислородной шкалы (0.625–0.570 млн. лет), т.е. поместить его стратиграфически выше донского горизонта (рис. 3). Такое стратиграфическое положение Тирасполя подтверждается данными анализа фауны мелких млекопитающих.

По данным А.К. Агаджаняна (1992), для фауны мелких млекопитающих из местонахождений, залегающих под донской мореной, характерно присутствие двух видов корнезубых полевок — *Mitomys pusillus* и *M. intermedius*, среди остатков *Pitymys* преобладает морфотип *gregaloides* (наряду с редкими морфотипами *hintoni* и *arvaloides*); пеструшки представлены морфотипами, промежуточными между *Prolagurus rannonicus* и *Lagurus transiens*. Фауна мелких млекопитающих из местонахождений над донской мореной характеризуется присутствием одного вида *Miomys* — *M. intermedius*, преобладающим морфотипом *arvaloides* в популяциях *Pitymys* и *Lagurus transiens* среди *Lagurini*.

В Тирасполе (Александрова, 1976) из корнезубых полевок присутствует только *M. intermedius*, среди *Pitymys* преобладает морфотип *arvaloides* и *Lagurini* представлены *Lagurus transiens* и *Prolagurus posterius*. Такой состав фауны позволяет сопоставить ее с местонахождениями, залегающими над донской мореной.

Местонахождение Зюссенборн близ Веймара приурочено к аллювиальным отложениям верхней террасовой системы р. Ильм. Аллювий, содержащий главный костеносный слой с *Archidiskodon trogontherii* Pohl. перекрыт эльстерской мореной. Х.Д. Кальке датировал это местонахождение эльстером I (*Das Pleistozän von Süßenborn*, 1969). Эльстерское оледенение большинством исследователей сопоставляется с 12 ярусом изотопно-кислородной шкалы (0.480–0.430 млн. лет). Биометрический возраст местонахождения — 0.486 млн. лет — позволяет сопоставить главный костеносный горизонт Зюссенборна с концом 13 яруса изотопно-кислородной шкалы, с учетом ошибки, возможно, с началом яруса 12. Такому сопоставлению не противоречит состав фауны млекопитающих. В ней присутствуют холодолюбивые *Ovibos* и *Rangifer* и доминируют степные формы.

Фауны Тирасполя и Зюссенборна (не считая отсутствия в Тирасполе холодолюбивых форм) очень близки между собой по таксономическому составу и считались практически одновозрастными. Полученные датировки показывают, что фауна Зюссенборна примерно на 100 тысяч лет моложе фауны Тирасполя.

Местонахождение Мосбах расположено на р. Рейн в пригороде г. Висбаден и приурочено к аллювиальным отложениям рейнской террасы.

Главный костеносный слой этого местонахождения (“серый Мосбах”) помещался на самые различные стратиграфические уровни — от кромера III до гольштейна (Brunacker et al., 1977; Kahlke, 1975; Koenigswald, Tobien, 1987; Fejfar, 1976). А. Листер (Lister, 1993) оценивал возраст Мосбаха, как и Зюссенборна, в 0.5–0.6 млн. лет. Однако по видовому составу фауна Мосбаха несомненно моложе фауны Зюссенборна. Многие линии млекопитающих в Мосбахе представлены более прогрессивными формами (например, носороги, лошади). Среди мелких млекопитающих в фауне Мосбаха присутствует род *Arvicola*, тогда как в Зюссенборне — ее непосредственный предок *Miomys savini*.

По биометрическому возрасту (около 0.300 млн. лет) Мосбах близок к границе 9 и 8 стадий изотопно-кислородной шкалы, и, соответственно, к границе гольштейн/заале. Фауна Мосбаха характеризует теплые межледниковые условия (в ее составе *Masaca*, *Hippopotamus*), что позволяет сопоставить это местонахождение с гольштейнским межледниковьем. Высокому стратиграфическому положению костеносного горизонта в пределах гольштейна (вблизи границы с заале) не противоречат и геологические данные. Как указывают В. Кёнигсвальд и Х. Тобин (Koenigswald, Tobien, 1987, s. 234), между главным костеносным горизонтом и вышележащим слоем — Мосбах III — нет литологического перерыва. В верхнем горизонте Мосбаха присутствует уже примигеноидный слон и россомаха *Gulo gulo*. Седиментологические и фаунистические данные по Мосбаху III свидетель-

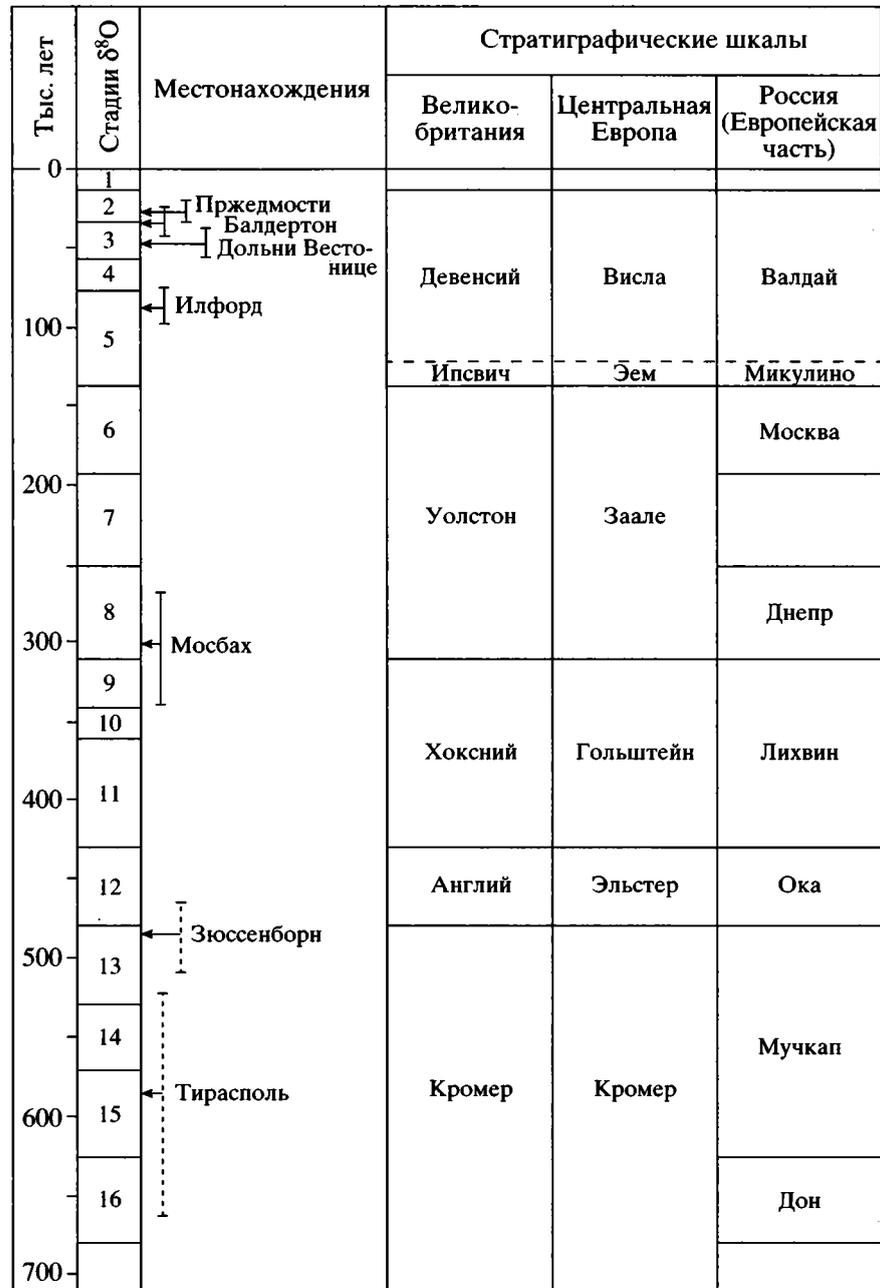


Рис. 3. Стратиграфическое положение местонахождений.

Стадии изотопно-кислородной шкалы по Shackleton, 1995.

Стрелки – возраст местонахождений; вертикальные линии – средняя квадратичная ошибка определения возраста: сплошная – вычисленная, пунктирная – наиболее вероятная.

ствуют о климате от прохладного до холодного и, следовательно, приближающемся оледенению.

Местонахождение Илфорд расположено на левом берегу р. Родинг в бассейне нижнего течения Темзы. Оно приурочено к аллювиальным отложениям средней террасы Темзы (Sutcliffe, 1986). Среди специалистов нет единого мнения о возрасте этого местонахождения. Его относят к ипсвичу (Mitchell et al., 1973; Clayton, 1977), ко второй

половине ипсвича (Stuart, 1982) и к интергляциалу между хокснием и ипсвичем, т.е. к теплой стадии в пределах уолстона (Sutcliffe, 1986). А. Листер (Lister, 1993) на основании датировки по эпимеризации аминокислот определяет его возраст в 200 тыс. лет.

По биометрическим данным возраст Илфорда оценивается в 82 тыс. лет. Эта дата согласуется с представлениями А. Стюарта о второй половине

ипсвича, если ипсвич понимать в широком смысле (изотопно-кислородный ярус 5). Даже с учетом ошибки (+19 тыс. лет) такая датировка не позволяет относить это местонахождение к началу ипсвича (ярус 5e), а тем более к доипсвичскому времени.

Местонахождение Балдертона. Фауна млекопитающих происходит из песчано-гравийных отложений мощностью 7–8 м, вскрытых рядом карьеров на площади около 40 км² на междуречьи рек Трентон и Уитем между городами Ньюарк и Линкольн. Основная масса остатков была собрана рабочими с конвейерных лент при разработке карьеров. Предполагается, что кости происходят из нижней части разреза.

Возраст этих отложений до недавнего времени определялся как девенсийский. В работах А. Брендона, М. Самблера и А. Листера (Brandon, Sumbler, 1991; Lister, Brandon, 1991; Lister, 1993) эти отложения были отнесены к уолстону и изотопно-кислородной стадии 6, и их возраст оценивался в 140–150 тыс. лет. К этому выводу авторы пришли, главным образом, на основании геоморфологических построений, литолого-фациального анализа, а также датировок по электрон-спин-резонансному методу и эпимеризации аминокислот.

А. Листер обратил внимание на то, что мамонт из Балдертона морфологически очень близок к вюрмским мамонтам Центральной Европы и, в частности, Пржедмости. Разницу в возрасте мамонтов Балдертона и центрально-европейских, находящихся на близкой эволюционной стадии, он объяснял тем, что, “по крайней мере, в Северо-Западной Европе, Mammuthus закончил свою эволюцию к предпоследней холодной стадии” (Lister, Brandon, 1991, p. 141), т.е. на 100 с лишним тыс. лет раньше, чем в Центральной Европе. Однако с биологической точки зрения трудно допустить такое опережение в эволюции в пределах одного вида при едином ареале, учитывая явление панмиксии.

Возраст Балдертона по биометрическим данным равен 32+11/-9 тыс. лет. Эта дата свидетельствует о среднедевенсийском возрасте остатков и явно противоречит дате, принятой Листером (140 тыс. лет). Разрешить это противоречие можно было бы продатируя остатки мамонта радиоуглеродным методом (поскольку наша датировка находится в пределах возможности этого метода). По нашей просьбе А. Листер любезно предоставил материал для ¹⁴C датирования: обломок трубчатой кости мамонта из карьера 4е Балдертона. Анализ производился в лаборатории ГИН РАН Л.Д. Сулержицким. Получена дата ГИН8743 – 29600 ± 600 лет, которая хорошо согласуется с биометрическим возрастом этого местонахождения и исключает предположение о большей древности балдертонского мамонта по сравнению со средневюрмскими мамонтами Центральной Европы и, соответственно, об ускоренной эволюции этого вида на северо-западе Европы. По данным Л.Д. Сулержицкого, дата валид-

ная, так как концентрация ¹⁴C в образце значительно больше, чем это можно было бы объяснить контаминацией углерода и в захоронении, и в процессе датирования.

Местонахождение Дольни Вестонице в южной Моравии (позднепалеолитическая стоянка павловской культуры) приурочено к самой верхней части почвы (паудорф, штилфрид В) и к лёссу непосредственно над ней (Иванова, 1965). Эта почва имеет радиоуглеродный возраст 28990 ± 1400, 29940 ± 300, 28300 ± 300 лет. Из нижней части лёсса получены даты 25820 ± 170, 26730 ± 250, 26000 ± 350 лет (Kozłowski, 1990).

По геологическому строению разреза и по типологии культуры Дольни Вестонице близки к стоянке Пржедмости. Эти стоянки считались одновозрастными. Однако минимальные и средние значения частоты пластин на М³ мамонта из Дольни Вестонице существенно ниже, чем у мамонта из Пржедмости.

Биометрический возраст местонахождения – 43 + 10/-9 тыс. лет – значительно отличается от радиоуглеродного. Даже с учетом ошибки изменений он древнее дат ¹⁴C. Такие расхождения в датах можно объяснить использованием в статистике сильно стертых зубов, которые, как указывалось, занижают среднее значение параметра, а соответственно, и удревяют возраст.

Позднепалеолитическое **местонахождение Пржедмости** (павловская культура) вблизи г. Пршерова на Мораве связано с базальной частью молодого лёсса. Культурный слой стоянки имеет радиоуглеродный возраст около 26.5 тыс. лет (Svoboda, 1990). Это местонахождение использовано в качестве третьей опорной точки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все полученные биометрические датировки следует рассматривать как максимально возможные (не древнее полученной даты), поскольку почти во всех использованных публикациях не приведены данные о степени стертости зубов. Параметры сильно стертых зубов сильно занижают средние значения частоты пластин и, соответственно, задревняют возраст.

Интервалы времени между отдельными местонахождениями можно было бы определить с большей точностью, если бы промеры зубов во всех случаях были сделаны одним исследователем.

Биометрическая датировка для наиболее древнего местонахождения – Ливенцовка – принципиально не уточняет существующие представления о его возрасте, так как биометрический возраст получен с большой ошибкой. Возраст местонахождения Синяя Балка – одной из опорных точек – принимался в 0.95 млн. лет как средний между 1.1 и 0.8 (интервал времени существования таманского фаунистического комплекса млекопитающих).

Полученные данные позволяют уменьшить возможный временной интервал этого местонахождения от 1 до 0.9 млн. лет при том же среднем значении возраста.

Местонахождения Тирасполь, Зюссенборн и Мосбах по составу фауны млекопитающих близки между собой и считались близкими по возрасту (Тирасполь и Зюссенборн – одновозрастными, Мосбах – немного моложе). Проведенные исследования позволили установить, что наиболее древнее из них – Тирасполь, с наиболее вероятным возрастом около 600 тыс. лет, Зюссенборн – на 100 тыс. лет моложе, Мосбах моложе последнего почти на 200 тыс. лет.

Полученные данные по местонахождениям Илфорд и Балдертон не согласуются с представлениями об их возрасте, высказанными в самое последнее время английскими авторами. Они подтверждают и уточняют датировки этих местонахождений более ранних исследователей. Биометрический возраст Балдертона хорошо согласуется с радиоуглеродной датой, полученной из этого местонахождения по костному материалу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аверьянов А.О., Вартанян С.Л., Гарутт В.Е. Мелкий мамонт *Mammuthus primigenius vrangelensis* Garutt, Averiyanov et Vartanyan, 1993 с острова Врангеля (северо-восточная Сибирь) // Исследования по плейстоценовым и современным млекопитающим // Тр. ЗИН РАН. 1995. Т. 263. С. 184–199.

Агаджанян А.К. Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ротапринт Ин-та географии РАН. 1992. С. 37–49.

Александрова Л.П. Грызуны антропогена европейской части СССР // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 291. 1976. 98 с.
Вангенгейм Э.А., Векуа М.Л., Жегалло В.И. и др. Положение таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкалах // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода. 1991. № 60. С. 41–52.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Магнито- и биостратиграфические исследования в страторегионе псекулского фаунистического комплекса млекопитающих // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 1990. № 59. С. 81–93.

Дуброво И.А. Новые данные о таманском фаунистическом комплексе позвоночных // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Т. 38. № 6. С. 94–99.

Дуброво И.А. Отряд Proboscidea. Хоботные. Семейство Elephantidae Gray, 1821 // Плейстоцен Тирасполя. Кишинев: Штиинца, 1971. С. 92–108.

Иванова И.К. Геологический возраст ископаемого человека. М.: Наука, 1965. 190 с.

Маркова А.К. Плейстоценовая микротерофауна Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ротапринт Ин-та географии РАН, 1992. С. 50–94.

Никифорова К.В. Общая стратиграфическая шкала верхнеплиоценовых и четвертичных (антропогено-

вых) отложений на территории СССР // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 1. М.: Недра, 1982. С. 120–128.

Никифорова К.В., Александрова Л.П. Стратиграфия, хронология и корреляция событий в позднем плиоцене и антропогене Европы и Северной Америки в связи с изменениями в геосфере и биосфере // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М.: ротапринт ГИН РАН, 1991. С. 99–123.

Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А. Некоторые общие закономерности эволюции млекопитающих // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 3–9.

Brandon A., Sumbler M.G. The Balderton Sand and Gravel: pre-Ipswichian cold stage pluvial deposits near Lincoln, England // J. Quaternary Sci. 1991. V. 6. P. 117–138.

Brunnacker K., Tobien H., von der Brelie G. Pliozän und Ältestpleistozän in der Bundesrepublik Deutschland – ein Beitrag zur Neogena/Quartar Grenze // Giorn. di Geologia. 1977. Ser. 2a. V. XLI. Fasc. I–II. P. 131–163.

Clayton K.M., River terraces / Shotton F.W. British Quaternary Studies. Clarendon press. Oxford, 1977. P. 153–168.

Das Pleistozän von Süssenborn // Palaeontol. Abh., Abt. A. 1969. Bd. III. H. 314. S. 367–788.

Fejfar O. Plio-Pleistocene mammal sequence // Project 73/1/24. Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. JUGS-UNESCO Intern. geol. correl. program. Bellingham-Prague. 1976. P. 351–366.

Guenther E.W. Elefantenbackenzäne aus den Mosbacher Sanden // Mz. Naturw. Arch. 1968. № 7. S. 55–73.

Kahlke H.D. The macro-faunas of continental Europe during the Middle Pleistocene: stratigraphic sequence and problems of intercorrelation / Butzer K.W., Isaac G.L. After Australopithecines. Chicago III. 1975. P. 309–374.

Koenigswald von W., Tobien H. Bemerkungen zur Altersstellung der pleistozänen Mosbach-Sande bei Wiesbaden // Geol. Jb. Hessen. 1987. № 115. S. 227–237.

Kozłowski J.K. Northern Central Europe c. 18000 BP / Soffer O., Gamble C. The World at 18000 BP. V. 1. London: Unwin. Hyman, 1990. P. 204–227.

Lister A. Patterns of evolution in Quaternary mammal lineages // Evolutionary patterns and processes. London. The Linnean Soc of London, 1993. P. 72–93.

Lister A., Brandon A. A pre-Ipswichian cold stage mammalian fauna from the Balderton Sand and Gravel. Lincolnshire // J. Quaternary Sci. 1991. V. 6. P. 139–157.

Mitchell G.F., Penny L.F., Shotton F.W., West R.G. A correlation of Quaternary deposits in the British Isles // Geol. Soc. London, Spec. Rep. № 4. 1973. 99 p.

Musil R. Die Mammutmolaren von Predmosti (CSSR) // Palaeontol. Abh. Abt. A. 1968. Bd III. H. 1. 192 s.

Shackleton N.J. New data on the evolution of Pliocene climatic variability / Vrba E.S., Denton G.H., Partridge T.C., Burckle L.H. Paleoclimate and evolution with emphasis on human origins. Yale University Press, 1995. P. 242–248.

Stuart A.J. Pleistocene vertebrates in the British Isles. London: Longman, 1982. 212 p.

Sutcliffe A.J. On the track of Ice Age mammals. London: British Museum (Natural History), 1986. 224 p.

Svoboda J. Moravia during the Upper Pleniglacial / Soffer O., Gambl C. The World at 18000 BP. V. 1. London: Unwin Hyman, 1990. P. 193–203.

Рецензенты В.И. Жегалло, Ю.Б. Гладенков

УДК 551.442:551.7(517.3)

ПЕЩЕРА ЦАГАН-АГУЙ (МОНГОЛИЯ): СТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА, АРХЕОЛОГИЯ, ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ

© 2000 г. А. П. Деревянко*, Е. В. Девяткин**, А. Н. Симакова**,
Д. Олсен***, О. А. Куликов****, З. Н. Гнибеденко****

* Институт археологии и этнографии СО РАН,
630090 Новосибирск, просп. академ. Лаврентьева, 17, Россия

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

*** Аризонский Университет, 85721 Тусон, США

**** Московский государственный университет, 117899 Москва, Воробьевы горы, Россия

Поступила в редакцию 29.12.97 г., получена после доработки 13.04.98 г.

Приводятся результаты комплексных исследований стратиграфии, археологии и палеоэкологии впервые исследованной пещеры Цаган-Агуй (Монголия). Палинологические материалы, совместно с радиотермолюминисцентными и магнитостратиграфическими данными позволили расчленить стратифицированную толщу пещерных отложений и определить возраст археологических комплексов. Приведена корреляция археологических комплексов пещеры Цаган-Агуй и стоянок поверхностного типа – Кремневой Долины и Нарин-Гола.

Ключевые слова. Стратиграфия, археология, палинология, палеоклиматы, палеоэкология.

На территории аридного пояса Внутренней Азии стратиграфия позднего кайнозоя (плиоцен–плейстоцен) еще находится в стадии становления, так же, как и археология этого интервала новейшей геологической истории. Это в полной мере относится и к Монголии, где исследования этого плана проводились преимущественно в центральных и северных районах этого огромного региона (Девяткин, 1981; Поздний кайнозой..., 1989). Археологические исследования в Хангае на террасах р. Орхон (Мальтын-Ам, Орхон 1–2) позволили установить детальную геоархеологию и климатостратиграфию позднего плейстоцена–голоцена (Деревянко и др., 1992). Обобщающая монография по палеолиту и неолиту Монгольского Алтая включала также материалы по стратиграфии, палеогеографии позднего кайнозоя Монголии (Деревянко и др., 1990).

Специфика гобийских районов Монголии заключается в том, что очень широко распространенные археологические находки относятся здесь к стоянкам открытого поверхностного типа. Их геоморфологическая приуроченность к определенным террасовым уровням позволяет судить о последовательности разновозрастных археологических комплексов, однако, само определение геологического и геохронологического возраста каменных индустрий и, соответственно, палеоэкологических условий обитания древнейшего человека без детального изучения стратифицированных стоянок невозможно. Перспективы открываются в исследовании пещерных разрезов с

полным использованием геологических и археологических методов. Таким объектом стала карстовая пещера Цаган-Агуй, предварительно исследованная в 1988–1989 гг. (Деревянко и др., 1995) и детально изученная в 1995–1996 гг. по программе Российско-Монгольско-Американской археологической экспедиции (Деревянко и др., 1996). Настоящая статья посвящена геологическому строению, стратиграфии пещеры и района Цаган-Агуй, результатам палинологических, магнитостратиграфических, радиотермолюминисцентных и палеоклиматических интерпретаций разрезов и археологическим данным.

Геолого-археологическое изучение пещер гобийской части Монголии, в отличие от Китая, где работы такого плана ведутся уже в течение нескольких десятилетий, только начинается. Так, А.П. Окладниковым в пещере Ценхер в Монгольском Алтае были обнаружены рисунки, среди которых выделены изображения мамонта и страуса. Это позволило отнести начало заселения этой пещеры, по крайней мере, к верхнему палеолиту. Сама пещера не раскапывалась (Окладников, 1981).

В 1970–1980-е годы исследованием пещер гобийской части Монголии занимались сотрудники Совместной Советско-Монгольской биологической экспедиции (Динесман и др., 1989). Ими было обнаружено около десятка небольших пещер и карнизов, которые раскапывались на глубину до 1.5 м, обычно до горизонта обрушения. Анализ отложений пещер, состав растительности и жи-

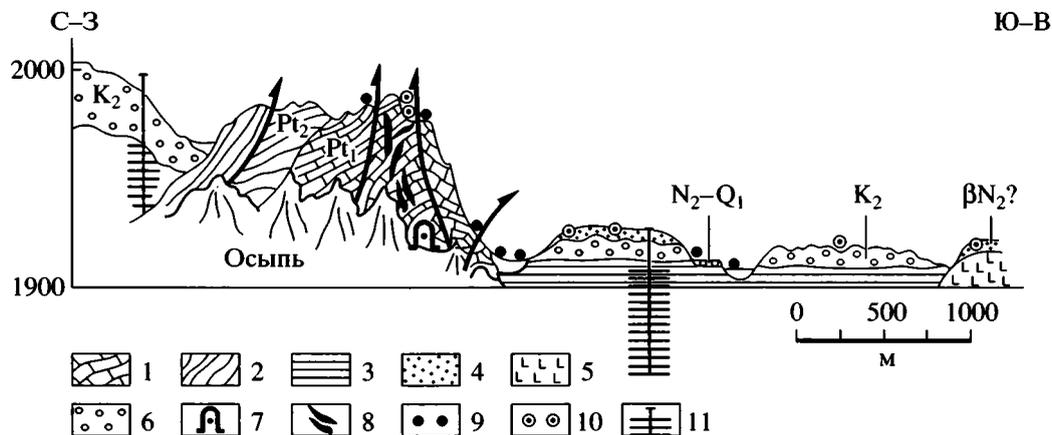


Рис. 1. Геологический профиль в районе пещеры Цаган-Агуй (составил Е.В. Девяткин).

1 – известняки (Pt_1); 2 – песчаники, эффузивы (Pt_2); 3 – красноцветные и пестроцветные глины, со щебнем и галечниками (K_1); 4 – галечники “высоких” террас ($N_2^3-Q_1$); 5 – базальты (βN_2); 6 – галечники, валунники, песчаники (K_2); 7 – пещера Цаган-Агуй; 8 – кремнистые жилы в толще Pt ; 9 – кремневые артефакты верхнего палеолита – места находок; 10 – “галечные” артефакты – места находок; 11 – скважины.

вотных, обитавших в то время, позволил авторам (Динесман и др., 1989) сделать вывод об отсутствии проявлений криогенеза в конце позднего плейстоцена–голоцене, проявлении нескольких фаз плювиальности и аридизации на фоне менее, чем сейчас, аридного и достаточно теплого климата.

В данной статье строение района и пещеры Цаган-Агуй и общая интерпретация всех геологических материалов даны Е.В. Девяткиным. Аналитические работы выполнены А.Н. Симаковой (палинология), З.Н. Гнибеденко (магнитостратиграфия), В.С. Зажигиным (палеонтология), О.А. Куликовым (РТЛ-датирование), О.Б. Паруниным (изотопные исследования кальцита). Археологические материалы даны в основном по книге А.П. Деревянко и др. (Деревянко и др., 1996) с дополнительной интерпретацией по результатам аналитических данных.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ПЕЩЕРЫ ЦАГАН-АГУЙ

Пещера Цаган-Агуй расположена на южном макросклоне Гобийского Алтая, к юго-западу от хр. Дзун-Богдо-Ула. Ее координаты $44^{\circ}42'32''$ с.ш. и $101^{\circ}10'08''$ в.д. (Деревянко и др., 1996). Небольшой хребет, в котором обнаружена пещера, имеет высоты 1980 м (гора Хух-Обо). Наиболее древними, слагающими основную часть хребта, являются породы протерозоя, состоящие из двух литологических толщ. Нижняя – мраморизованные светлые известняки с линзами и прослоями кремнистых пород общей мощностью до 1000 м и верхняя – темные метапесчаники, алевролиты и метаморфизованные эффузивы и сланцы (более

800 м). Более молодые породы района относятся к мезозою. Нижний мел представлен кирпично-красными и зелеными щебнисто-песчанистыми глинами, гравелитами, с прослоями сильно выветрелых галечников и валунников. Эти отложения выполняют впадины, достигают более 100 м мощности и обнажаются в цоколях террас. Отложения верхнего мела представлены мощной толщей (до 200 м) конгломератов, валунников, галечников и песков. Конгломераты крупные, достаточно свежие, состоят из кварца, песчаников, метаморфических пород. Они образуют единый покров, спускающийся от гор Бага-Богдо и Ихэ-Богдо на юг в сторону Заалтайской Гоби. Поперечные блоки-хребты южного мегасклона Алтая прорывают эти отложения.

Более молодые геологические породы относятся к кайнозою. Здесь намечается выделение следующих разновозрастных толщ. Осадки верхнего плиоцена (?)–нижнего плейстоцена образуют высокие (до 30 м) террасы по крупным долинам-сайрам, которые сохранились фрагментарно. Сложены эти террасы валунниками и галечниками, переотложенными из верхнего мела, которые вложены в покров верхнемеловых отложений и протягиваются как на юг – в Гоби по долинам, так и на север – в сторону Долины Озер. С поверхностями этих террас связан наиболее древний “галечный” комплекс археологических находок типа “нарингольского” (Деревянко, Дорж и др., 1990).

На склонах хребта развиты грубые щебнистые и глыбовые отложения пролювиальных шлейфов. По сухим долинам они образуют сайровые вложенные низкие террасы, представленные тремя уровнями – до 10 м высотой у подножий

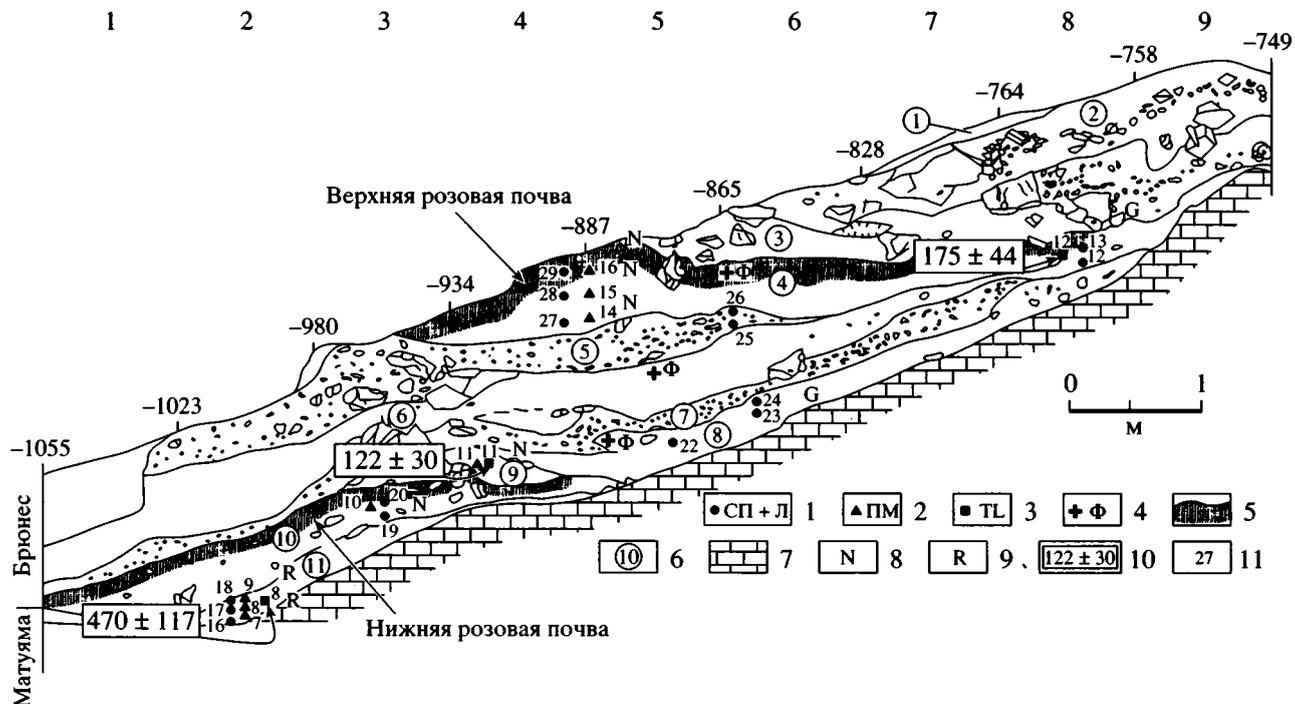


Рис. 2. Продольный разрез привходовой части пещеры Цаган-Агуй с положением образцов на разные виды анализов (по Деревянко и др., 1996, с. дополнениями).

1 – палинология и литология; 2 – палеомагнетизм; 3 – термолюм; 4 – фауна млекопитающих; 5 – погребенные почвенные горизонты; 6 – археологические слои; 7 – известняки; 8 – образцы с прямой (N) полярностью; 9 – образцы с обратной (R) полярностью; 10 – радиотермолюминесцентные датировки (в тыс. лет); 11 – номера образцов.

хребта и почти сливающиеся по высоте к югу от него. Обломочный материал состоит преимущественно из известняков, песчаников и сланцев, местами содержит переотложенные гальки из верхнего мела. Возраст этих террас лежит в пределах среднего (третья терраса)–верхнего (две низкие террасы) плейстоцена. На пролювиальных шлейфах подножья хребта и на поверхностях описанных террас имеются находки второго – более молодого – “сайрового” археологического комплекса, представленные материалом из кремня, как и в самой пещере Цаган-Агуй. Такова общая геолого-геоморфологическая ситуация района пещеры Цаган-Агуй (рис. 1).

ГЕОЛОГИЯ ПЕЩЕРЫ ЦАГАН-АГУЙ

Пещера расположена на левом (восточном) склоне сайра, прорезающего известняковый горный хребтик. Она заложена по разломам южного (до 70°) падения и имеет явное карстовое происхождение. Вход в пещеру полого поднимается к ее центральному залу, а в сайре опирается на поверхность второй сайровой террасы. Протяженность пещеры 38 м, ширина входа 5.3 м, высота входа 4.6 м, высота центральной части пещеры (Большой грот) до 10–12 м.

В пещере заложен один продольно ориентированный раскоп – от привходовой части вверх – к центральной части, и шурф – в центральной части пещеры. Ниже приводим описание этих раскопов (снизу вверх).

Привходовая часть (рис. 2, 3) (описание разреза по Е.В. Девяткину)

Слой 11. Темные красные и оранжево-желтые наклонно-слоистые (по падению ложа известняков) глины, песчанистые, с редкими включениями (до 0.5 см) рыхлых обломков известняков. Этот яркоокрашенный слой тонких глин почти постоянно встречается на поверхности известняков, даже при их крутонаклонном положении. При выполаживании ложа его мощность увеличивается за счет частичного смыва этих образований до 0.25 м.

Можно предположить, что этот слой является своеобразным горизонтом выветривания поверхности известняков пещеры. В переотложенном состоянии он в понижениях ложа коренных пород приобретает водный характер, подчеркиваемый тонкой горизонтальной слоистостью. По-видимому, образование этого своеобразного слоя связано с повышенной влажностью пещеры. РТЛ дата – 470 ± 117 тыс. лет.

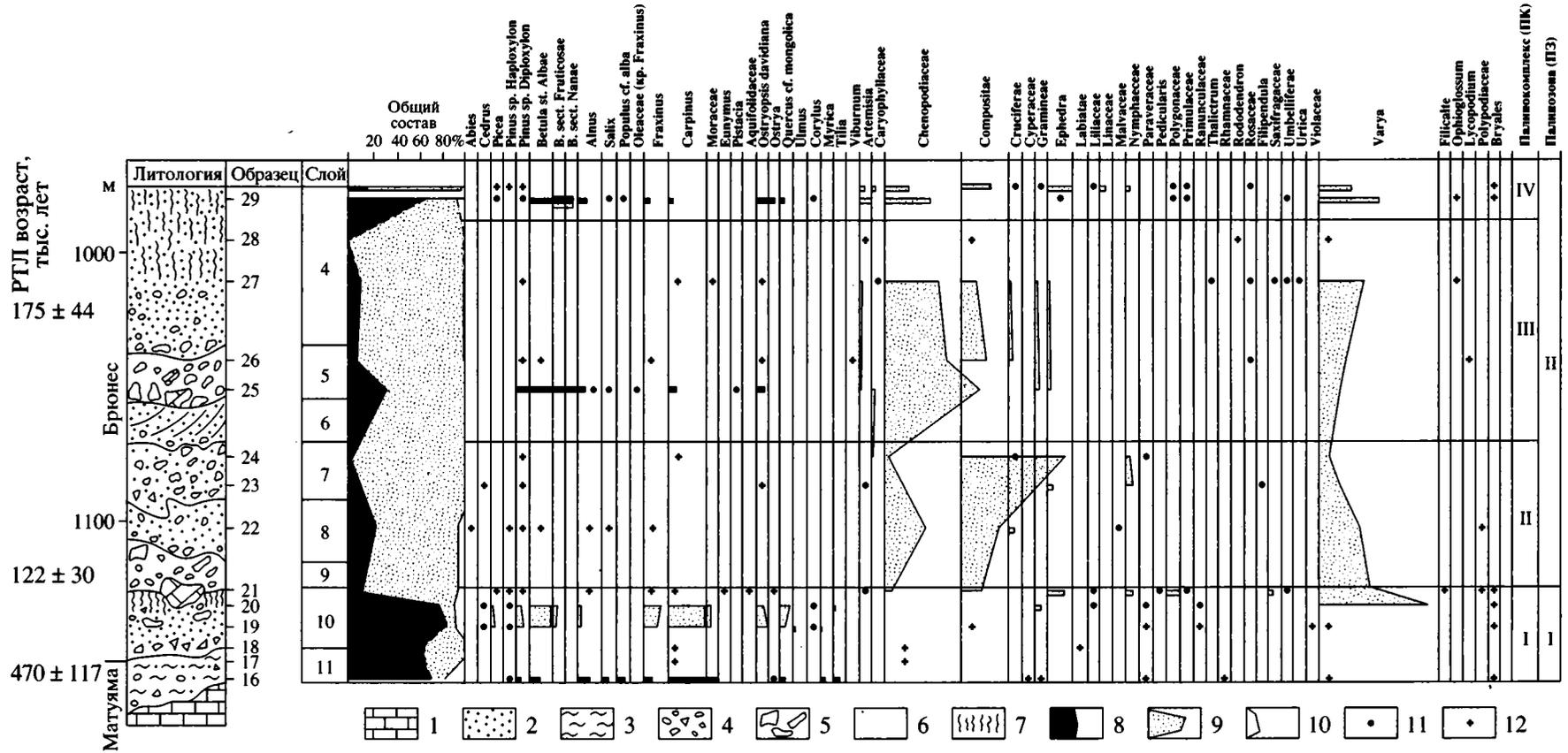


Рис. 3. Палинологическая диаграмма отложений привходовой части пещеры Цаган-Агуй (составила А.Н. Симакова).

1 – известняк; 2 – песок; 3 – глина; 4 – обломочный материал; 5 – известковые глыбы; 6 – пролювиальные отложения; 7 – ископаемая почва; 8 – количество пыльцы древесно-кустарниковой группы (%); 9 – количество пыльцы трав и кустарничков (%); 10 – количество спор (%); 11 – единичные зерна; 12 – наличие пыльцы и спор в малочисленных группах без подсчета процентов.

Слой 10 является “нижней” розовой почвой, развитой по кровле слоя 11 и вверх по раскопу в сторону пещеры, ложится прямо на известняки. В основании слой обогащен обломками известняков, образующих базальный горизонт; обломки встречаются и по всему слою. Этот слой не протягивается далеко в пещеру, а выражен только в ее привходовой части. Цвет верхней части слоя – собственно почвы, светлорозовый. Она бесструктурна и неслоиста, характерна распыленная карбонатность и концентрация карбонатов в верхах слоя в виде вертикальных стяжений – округлых и ветвящихся, текстурно придающих почве вертикальную отдельность. Мощность всего слоя – до 50 см, покрова ископаемой почвы – до 15 см.

Слой 9 представлен небольшой линзой (до 1.2–1.3 м) грубых обломков известняков в песчано-гравийном заполнителе. В нем встречаются глыбы известняков (до 0.7 м). Местами в кровле слоя отмечается серый гравийный горизонт с распыленной карбонатностью мощностью до 10 см. Возможно, это проявление наложенных почвенных процессов. РТЛ дата – 122 ± 30 тыс. лет.

Слой 8. Песок серый грубозернистый наклонно-слоистый. Содержит плитчатые, ориентированные по слою, обломки известняков. Основание слоя обогащено крупными обломками известняков и обломками кристаллов кальцита. В слое встречаются мелкие черные кости грызунов (*Lepus* sp., *Ochotona* sp., *Citellus* sp.) и птиц. В привходовой части слой 8 ложится с размывом на слои 9 и 10, срезая их, а в сторону пещеры он залегает прямо на известняках и имеет более грубый состав обломков. Образование этого слоя, вероятно, связано с выносом из пещеры обломочного материала водными потоками.

Слой 7. Глыбово-щебнистые отложения, залегающие с наклоном от пещеры к привходовой части, включают крупные глыбы известняков (до 25 см), совершенно неокатанные, неупорядоченно расположенные в слое. Много мелких обломков натечного и кристаллического кальцита. В привходовой части слоя расположена крупная (до 75 см) глыба известняка, в которую “упирается” этот слой: мощность от 0 (правая пещерная часть раскопа), до 70 см (левая, привходовая часть раскопа). Описанные отложения являются типично гравитационно-обвальными (сейсмогравитационными), образовались за счет обрушения стенок и потолка пещеры и оползания этой массы вниз по склону.

Слой 6. Пески серые, с отдельными глыбами и щебнем известняков в основании, наклонно (по слою) облегающие крупные обломки. Пески промытые, достаточно сортированные, имеют водное происхождение. В правой части раскопа (ближе к самой пещере) ложатся на слой, но не проходят в

саму пещеру. Встречаются кости млекопитающих *Equus* sp., *Ochotona* sp.

Слой 5. Линза, состоящая из щебенки и обломков известняков. В привходовой части размеры глыб достигают 50 см в диаметре. Они беспорядочно ориентированы в слое, совершенно неокатаны. Как и в слое 7 – масса раздробленных кристаллов кальцита, обычно приуроченных к основанию слоя. Слой 5 перекрывает нижележащий слой 6, но не проникает в саму пещеру, выклиниваясь в этом направлении и “раздуваясь” по мощности в привходовой части до 60 см.

Этот слой по своей текстуре, строению по его простираению похож на слой 7, также является гравитационно-обвальным (сейсмогравитационным). Образование этих слоев – 7 и 5 связано с обрушением карниза кровли пещеры в привходовой части, без перемещения обломочного материала по склону из самой пещеры.

Слой 4 имеет сложное строение. В правой верхней части раскопа он представлен типичными красными очень тонкими глинами, слоистыми, облегающими коренные выходы известняков, подобно слою 11 в правой части раскопа. Вниз в привходовой части раскопа этот слой теряет свою наклонно-облегающую слоистость, приобретает вертикальную отдельность и трещиноватость, содержит мелкие обломки известняков в супесчаном заполнителе и становится очень похожим на ископаемую почву типа слоя 10. В его кровле также встречаются карбонатные, вертикально ориентированные и ветвящиеся округлые (в диаметре до 1 см) стяжения почвенного типа. Общий цвет слоя – розовый, местами желтовато-розовый, вероятно, за счет размыва слоистых темно-красных глин и прокраски этим материалом самой почвы. Иногда в верхах этой (“верхней” розовой почвы) наблюдаются более уплотненные уровни карбонатизации (до 10 м). Встречаются мелкие кости млекопитающих (*Citellus* sp., *Ochotona* sp., *Lepus* sp., *Al-lactaga* sp.) и птиц, артефакты из кремня. РТЛ дата из верхов слоя – 175 ± 44 тыс. лет.

Слой 3. Грубый наклонный (от пещеры) слой крупноглыбового материала неокатанных известняков (до 50–60 см), часто покрытых щетками кристаллического кальцита. Базальная часть слоя (до 10 см мощности) содержит кальцитовые обломки. Заполнитель – песок и супесь неслоистые, слабо карбонатные, в наиболее тонких разностях линз и включений напоминает лессовидные породы. Но этот “лесс” сильно огрублен постоянным присутствием мелкого известнякового щебня. Очень нечетная верхняя граница, срезаемая вышележащим слоем. Мощность слоя до 50 см.

Наличие лессовидного материала в слое скорее всего говорит о его привносе извне – эоловым путем.

Слой 2 сходен со слоем 3, но он более обогащен крупными глыбами известняков, беспорядочно погруженных в неслоистой слабо карбонатной массе песчанистых светло-палевых лессовидных суглинков, содержащих крошку и щебень известняков. Мощность до 50 см. Слои 2 и 3 “уходят” из привходовой части в центральный зал пещеры.

Слой 1. Современная, слабо гумусированная почва, сохранившаяся отдельными фрагментами на поверхности привходовой части пещеры. Мощность 10 см.

Центральная часть пещеры (шурф Большого грота) по южной стенке (снизу вверх) (рис. 5) (описание разреза по Е.В. Девяткину)

Слой 13. Глины и суглинки тонкослоистые, пластичные, серые, зеленовато-серые, горизонтальнослоистые – чередование песчанистых (1–2 мм) и глинистых (2–3 мм) прослоев. Отложения явно водного типа; возможно, слоистость (ритмичность) сезонная. Видимая мощность – до дна шурфа до 20 см.

Слой 12 похож на слой 13, но более песчанистый. Состоит из чередования глинистых прослоев голубовато-зеленоватого цвета и крупнозернистого песка. В основании слоя – разнозернистые пески с мелкими линзами (10 × 15 см) серых и зеленовато-серых глин и суглинков. Отдельные линзы мелкого гравия, почти неокатанного, состоят из известняков. Встречаются обломки “чуждых” пород – кварциты, кварц, черные метаморфические сланцы и метапесчаники (часть из них окатана). Размеры обломков до 10–12 см.

Присутствие “чуждых” пород в слое показывает, что они, вероятно, попадали в пещеру из открытых полостей-каналов, соединявшихся с поверхностью хребта, где такие породы имеются в коренном залегании. РТЛ дата – 520 ± 130 тыс. лет.

Слой 11. Пачка слоистых отложений, состоящая из чередующихся глинистых прослоев сизовато-зеленоватого цвета и линз крупнозернистого песка желтовато-рыжеватого цвета. По всему слою прослеживаются ржавые прослои. Встречаются мелкие аллювиальные галечки. Верхняя граница отчетливая, нижняя – выражена менее четко. РТЛ дата – 490 ± 123 тыс. лет. Мощность 30–100 см.

Слой 10. Песок крупнозернистый с ржавыми разводами содержит обломки кристаллов кальцита различных размеров. Значительно представлены раздробленные кристаллические глыбы (обвальная граница). Мощность 0–30 см.

Слой 9. Песок крупнозернистый, со значительным содержанием обломочного материала, встречаются мелкие окатанные гальки “чуждых” пород. Слой имеет светло-желтый цвет с рыже-

ватым оттенком. Представлен лишь на северо-восточной стенке шурфа, являясь заполнителем между двумя крупными скальными блоками.

Слой 8. Сизовато-серая глина с незначительной примесью обломочного материала малых размеров. Верхняя граница слоя залегает относительно ровно, в то время как нижний контакт имеет очень крутое падение к правой стенке пещеры. Мощность 0–75 см.

Слой 7. Песчанистый слой серовато-желтого цвета, значительно насыщенный обломочным материалом, встречаются мелкие аллювиальные гальки. Слой круто падает и истончается в сторону входа. Контакт с вышележащим и нижележащими слоями четкий. Мощность 5–50 см.

Слой 6. Пески рыжие, обохренные с включениями кусков глин того же цвета. Очень много обломков известняков, но более мелких, чем в слоях 8–9. Окраска пятнистая, заохренная. Мощность до 20 см.

Слой 5 имеет четкий нижний контакт, волнистый, представлен серыми однородными суглинками, нечетко слоистыми, с плавающими обломками (3–5 см) чужеродных пород – сланцев, песчаников, а также известняков и кальцита. РТЛ дата 227 ± 57 тыс. лет.

Отложения слоев 5–7 связаны, вероятно, с обводнением центральной части пещеры, хотя в них присутствует и обломочный материал. Текстуры этих слоев говорят о выполнении их, вероятно, за счет последующего вдавливания, в виде карманов, в обвальную (слои 8–9) образования. Обводненность (слои 5–7) осадков и привела к их пластическим деформациям. Никаких признаков криогенных текстур не наблюдается.

Слой 4. Песок темно-серый суглинистый, обогащенный обломочным материалом, главным образом, неокатанных известняков – до глыб в 0.3 м в поперечнике, а также обломков кальцита. Это 3-й (снизу) гравитационно-обвальная граница.

Слой 3. Суглинок и песок, более темный, чем в слое 4, неслоистый, с обломками известняков и кальцита. Мощность 20–15 см.

Слой 2. Суглинок светло-серый, плотный неслоистый, в основании с обломками известняков. В верхах слоя встречаются округлые (до 1 см) пятна и включения белых карбонатов (горизонт древней почвы?). Мощность 10–15 см.

Слой 1. Фактически кровля слоя 2 – темный суглинок с включениями древесных углей исторического времени и обломков керамики. Мощность до 5–10 см.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЩЕРЫ ЦАГАН-АГУЙ

Из отложений пещеры Цаган-Агуй было отобрано значительное количество (более 100 образцов) на разные виды анализов с целью стратифицировать археологические находки и получить палеоэкологические данные. Часть этих материалов обработана и представлена в данной статье.

Палеомагнитный анализ выполнен З.Н. Гнебиденко, отбор проб Е.В. Девяткиным. Образцы отбирались штуфами из северной и южной стенок привходового продольного раскопа из наиболее тонких, преимущественно глинистых и супесчаных разностей пород, не деформированных оползневыми и гравитационными процессами. Всего было отобрано 16 штуфов, размером 5×5 см. Штуфы с 1 по 6 отобраны из нижнего (южного) грота предвходовой площадки, а штуфы с 7 по 16 отобраны из северной стенки предвходовой площадки пещеры (рис. 4).

Палеомагнитные исследования носили реконструктивный характер. Цель этих исследований – получение магнитной и палеомагнитной ха-

рактеристики пещерных отложений и выделение в палеомагнитной записи инверсии Матуяма-Брюнес (730 тыс. лет назад) и тонкой структуры геомагнитного поля.

Из штуфов были выпилены образцы-кубики размером $2.4 \times 2.4 \times 2.4$ см. Вся палеомагнитная коллекция составила 50 ориентированных образцов-кубиков. Магнитная восприимчивость пород (χ) измерялась на приборе KLY-2, естественная остаточная намагниченность – на приборе ИОН-1. Для снятия вторичных намагниченностей использовалась установка для термочистки системы В.П. Апарина (вертикальный вариант) и установка для чистки переменным магнитным полем системы ИГиГ. Компонентный анализ использовался для установления состава естественной остаточной намагниченности.

По магнитным свойствам (рис. 4) все изученные породы – глины, супеси и ископаемые почвы, относящиеся в целом к классу слабомагнитных пород, различаются между собой. Магнитная восприимчивость пород изменяется от 30 до 155×10^{-5} СИ; при этом некоторые ископаемые почвы – “нижняя” и “верхняя” розовые почвы выделяются на этом фоне высокими значениями

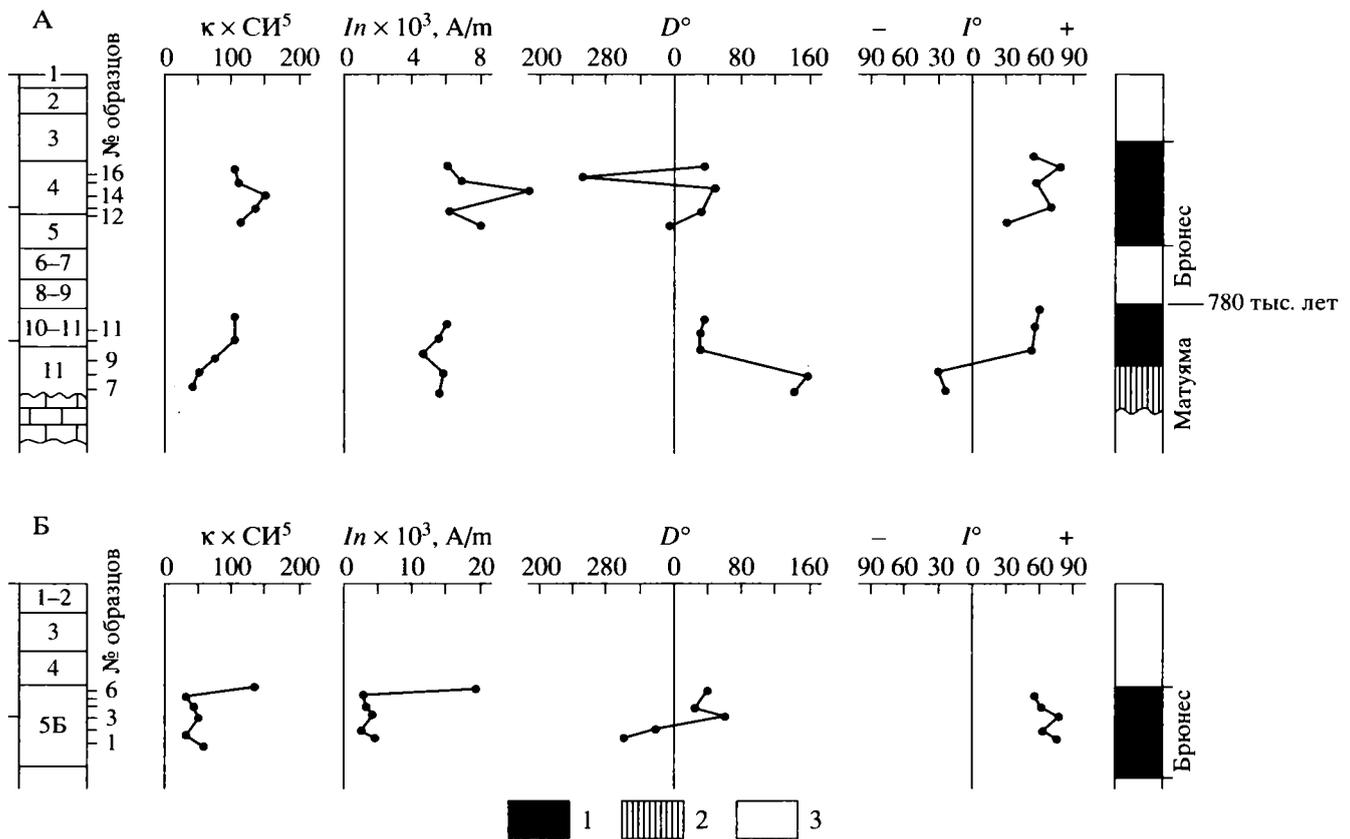


Рис. 4. Палеомагнитные разрезы отложений пещеры Цаган-Агуй (А – продольный разрез северной стенки привходовой части; Б – разрез нижнего грота привходовой части). Составила Г.Н. Гнебиденко.

1 – прямая полярность; 2 – обратная полярность; 3 – неохарактеризованные интервалы разреза.

χ ($100\text{--}150 \times 10^{-5}$ СИ). Естественная величина остаточной намагниченности в деталях повторяет изменения магнитной восприимчивости. Неоднородным по магнитным параметрам является слой 5В. Для верхней части слоя (образец 6) характерны высокие значения χ (135×10^{-5} СИ) и J_n (20×10^{-3} А/м) по сравнению с нижней его частью, где χ – $(30\text{--}60) \times 10^{-5}$ СИ, а J_n – 3.5×10^{-3} А/м. Вполне вероятно, что такое изменение магнитных параметров может быть связано с климатическими изменениями. Компонентный состав естественной остаточной намагниченности был установлен по температурным диаграммам Зийдервельда. Как правило, естественная остаточная намагниченность состоит из двух компонент: низкотемпературного и высокотемпературного, направления которых мало различаются между собой. Низкотемпературный компонент, являющийся вязким по происхождению, невелик и снимается температурой $100\text{--}200^\circ\text{C}$. После снятия этого компонента образцы не изменяют направления J_n на протяжении всего температурного цикла вплоть до 600°C . По первичным измерениям направление естественной остаточной намагниченности исследуемых образцов было прямое – характерное для хрона Брюнес в разрезе нижнего грота предвходовой площадки и в разрезе северной стенки предвходовой площадки. После комплекса магнитных чисток – временной и температурой – направление намагниченности в отложениях нижнего грота осталось прямым, а в разрезе северной стенки предвходовой площадки два нижних образца 7 и 8 слоя 11 обнаружили обратную полярность. Вполне вероятно, что это верхняя часть хрона Матуяма.

Интерпретация палеомагнитных данных, проведенная с учетом палинологических, литологических, радиотермолюминесцентных и археологических материалов позволяет предполагать, что это граница эпох Брюнес–Матуяма и красноватые отложения основания разреза привходовой части пещеры Цаган-Агуй имеют возраст, близкий 0.7 млн. лет.

Палинологический анализ выполнен А.Н. Симаковой, отбор проб – Е.В. Девяткиным.

Получены палинологические характеристики отложений северной стенки привходового раскопа и шурфа Большого грота пещеры Цаган-Агуй. Пещера расположена в области Гобийского Алтая, которая относится к центральноазиатскому типу поясности аридного класса (Востокова и др., 1995). Для этого региона характерна следующая колонка поясности: пустыни и полупустыни, степи, криоксерофитнотравяная растительность. Среднегодовая температура здесь положительна, температура наиболее холодного месяца – -18°C , а самого теплого – 23.3°C . Максимальное количество осадков выпадает в летние месяцы, преиму-

щественно в июле–августе. Годовая сумма осадков составляет примерно $112\text{--}133$ мм/год (Востокова и др., 1995).

Анализ субфоссильных спектров показал, что наибольшее перераспределение пыльцы в осадках наблюдается по данным Е.М. Малаевой (Поздний кайнозой... 1989) вблизи нижней границы лесного пояса и в верхней части степного. В глубине степной зоны информация о лесном поясе в современных палинологических спектрах сильно сокращается. По данным Л.А. Крупениной (1985) современные спорово-пыльцевые спектры лесостепной зоны содержат как большое количество пыльцы древесных пород (спектров лесного типа), так и малое количество пыльцы деревьев (спектры степного типа). Поэтому для определения зонального типа растительности необходимо использовать всю информацию, содержащуюся в ископаемых спорово-пыльцевых спектрах с учетом генезиса отложений и геоморфологии региона.

Нами был изучен субфоссильный спектр образца, отобранного в сайре пещеры Цаган-Агуй. В его составе преобладает пыльца трав – 84% . Доминирует пыльца Compositae (25%), Chenopodiaceae (18%), Ephedra (18%). Высоко участие пыльцы Artemisia, Caryophyllaceae, Linaceae. Пыльца древесных пород, представленная лишь единичными зернами сосны и ели, имеет плохую сохранность и, вероятно, занесена с Хангайского нагорья. Современный спорово-пыльцевой спектр отражает обстановку полупустынно-степных ландшафтов в условиях сильно аридного климата, сходного с современным.

Раскоп северной стенки привходовой части пещеры Цаган-Агуй (рис. 3)

На спорово-пыльцевой анализ было представлено 14 образцов из слоев 11, 10, 8, 7, 5, 4. Полученные палинологические спектры характеризуются слабой пыльцевой насыщенностью и средней степенью сохранности зерен пыльцы и спор. Фактически немymi оказались образцы 28 (слой 4), 18 (слой 11). Общее количество зерен пыльцы и спор в остальных образцах было достаточным для подсчета процентного соотношения и построения спорово-пыльцевой диаграммы по стандартному методу В.П. Гричука.

В результате опробования различных методик мацерации образцов на спорово-пыльцевой анализ (кавитационный, щелочной, пирофосфатный) мы остановились на следующей методике. Декарбонатизация образцов в горячей соляной кислоте (HCl) с последующим отмучиванием от тонких частиц в пирофосфате натрия (NaHPO_4). Далее подъем органической составляющей в тяжелой жидкости с удельным весом 2.2; освобождение от силикатов, при необходимости, в плавни-

ковой кислоте (HF) и ацетоллиз. В трех образцах отмечена переотложенная меловая пыльца № 25 (слой 5), 23 (слой 7) и 22 (слой 8).

В результате интерпретации спорово-пыльцевой диаграммы (рис. 4) было выделено 2 палинозоны (ПЗ), объединяющие 4 палинокомплекса (ПК). Первая палинозона включает в себя один палинокомплекс, который характеризует слои 11 и 10. Ко второй палинозоне относятся три палинокомплекса: II ПК – характеризующий слой 8, 7; III ПК – характеризующий слой 5 и низы слоя 4 и IV ПК – характеризующий верхнюю часть слоя 4.

I палинокомплекс отличается преобладанием пыльцы деревьев и кустарников (67–87%). Доминирует пыльца лиственных пород *Carpinus* до 39%, *Fraxinus* до 14%, *Ostryopsis davidiana* до 9%, *Quercus mongolica* до 7%, *Betula sect. Albae* до 18%. Среди хвойных пород встречается пыльца *Cedrus*, *Picea*, *Pinus*. Экзоты современной Монголии представлены пыльцевыми зернами *Carpinus*, *Fraxinus*, *Corylus*, *Murica*, *Ostrya*, *Tilia*. В травянистой группе единично отмечена пыльца *Chenopodiaceae*, *Superaceae*, *Gramineae*, *Liliaceae*, *Papaveraceae*, *Ranunculaceae*, *Violaceae*. Споры отсутствуют, за исключением отдельных зерен *Bryales*.

Такой состав спорово-пыльцевых спектров позволяет говорить о залесенности территории смешанно-широколиственными и хвойно-широколиственными лесами. Климат был влажный и относительно теплый. Количество осадков превышало 400–500 мм/год, а зимние температуры не опускались ниже –18°C. Возраст этих отложений по флористическому составу предположительно может датироваться не моложе, чем ранне-среднеплейстоценовый (по европейской шкале), так как в более молодых спорово-пыльцевых спектрах для территории Монголии не встречается пыльца *Ostrya* и *Murica*, в отличие от других представителей широколиственных пород (Поздний кайнозой..., 1989). Это подтверждается палеомагнитными и РТЛ-данными.

Вторая ПЗ отличается резким сокращением пыльцы деревьев, доминированием пыльцы маревых и сложноцветных. Развитие растительности в это время отличалось контрастными сменами растительных сообществ и интенсивностью их динамики.

II палинокомплекс характеризуется заметным сокращением пыльцы деревьев и кустарников на фоне ярко выраженных колебаний общего состава спектров. Количество пыльцы трав колеблется от 72 до 98%. Споры практически отсутствуют. В состав древесно-кустарниковой группы входит пыльца *Pinus sg. Diploxylon*, *Carpinus*, *Ostryopsis*, единично – пыльца *Alnus*, *Salix*, *Pistacia*, *Betula*, *Fraxinus*. Среди трав доминирует *Compositae* до 85%. Велико участие в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы *Chenopodiaceae* до 32%, *Cruciferae* до

6%, *Ephedra* до 21%, *Polygonaceae* до 10%. Встречена пыльца *Liliaceae*, *Nymphaeaceae*, *Umbelliferae*. Отмечены зерна спор *Filicales*, *Polypodiaceae*, *Lycomorphales*, *Bryales*.

Спорово-пыльцевые спектры II ПК отражают аридную обстановку господства степных ландшафтов. Лесная растительность резко сократила свой ареал и имела более обедненный видовой состав. Уменьшилось количество широколиственных пород в составе древостоя. Климат этого времени был относительно сухим, однако более влажным, чем современный.

В общем составе *III палинокомплекса* также преобладает пыльца трав и кустарников (68–92%). Отмечается резкое увеличение процентного содержания пыльцы *Chenopodiaceae* до 75%, сокращение пыльцы *Compositae* до 21%. Значительно участие в спектрах пыльцы *Artemisia*, *Cruciferae*, *Gramineae*, *Ephedra*, встречается пыльца *Thalictrum*, *Rosaceae*, *Saxifragaceae*, *Umbelliferae*, *Urtica*. В древесной хвойные представлены лишь пыльцой *Pinus sg. Diploxylon* до 79%, широколиственные – единичной пыльцой *Alnus*, *Carpinus*, *Viburnum*, *Moraceae*, *Fraxinus*. Такой состав спорово-пыльцевых спектров указывает на преобладание степных экосистем. Подчиненную роль играли в ландшафте хвойно-широколиственные и луговые формации. Заметно усиление аридизации климата и некоторое похолодание климата времени формирования отложений III палинокомплекса по сравнению с временем формирования II палинокомплекса.

Возраст слоев 8, 7, 5 и низов слоя 4, охарактеризованных II ПК и III ПК может оцениваться как вторая половина среднего–верхний плейстоцен, так как в относительно аридные эпохи еще остается существенной роль лесных формаций и значительно количество видов растений, ныне отсутствующих во флоре района: *Abies*, *Picea*, *Olea-ceae*, *Moraceae*, *Pistacia*, *Carpinus*, *Tilia*, *Viburnum*.

IV палинокомплекс охарактеризован спорово-пыльцевым спектром из верхней части слоя 4. В общем составе спектра количество пыльцы деревьев и кустарников составляет 67%. В древесно-кустарниковой группе доминирует пыльца *Betula sect. Albae* (37%), *Betula sect. Fruticosae* (17%). Существенно участие в спектре пыльцы *Alnus*, *Picea*, *Pinus*, *Fraxinus*, *Quercus*, *Ostryopsis*. Единично встречены зерна *Salix*, *Corylus*. Среди трав и кустарничков доминирует пыльца *Chenopodiaceae* (36%), *Artemisia* (8%). В небольших количествах – пыльца *Ephedra*, *Polygonaceae*, *Umbelliferae*. Споры представлены зернами *Ophyoglossum* и *Bryales*.

Вероятно, IV ПК соответствует времени распространения лесостепных экосистем. Имели широкое распространение полынно-маревые степные формации. В горах был развит пояс хвойно-

березовых лесов с незначительной примесью широколиственных пород. Существовали такие фитоценозы, скорее всего, в условиях достаточно влажного и теплого климата. Возраст слоя 4 может оцениваться как верхнеплейстоценовый. Тем более, что для северных районов Монголии, по результатам изучения пойменных уровней пыльца таких широколиственных, как ольха, лещина, вяз и липа в некоторых долинах встречались вплоть до суббореала голоцена (Малаева, Мурзаева, 1987).

Отмечается общая направленная аридизация и усиление континентальности климата времени формирования отложений раскопа на фоне ярко выраженных климатических колебаний (сухо-влажно). Выделяются два гумидных климатических периода, которые соответствуют времени накопления 10, 11 и верхов слоя 4, сложенных горизонтами "розовых почв" (слои 10 и 4).

Шурф Большого грота пещеры Цаган-Агуй (рис. 5)

Из 33 образцов, представленных для палинологических исследований, фактически немymi оказались 5 образцов из слоев 13, 11, 9 и 5. В остальных образцах количество подсчитанных зерен пыльцы и спор колеблется от 150 до 313 зерен. Единично отмечена переотложенная пыльца в слоях 4, 5 и 8.

Анализ полученной спорово-пыльцевой диаграммы позволяет выделить 2 палинозоны, которые отличаются друг от друга резким изменением общего состава пыльцевых спектров. Первая палинозона включает в себя спорово-пыльцевые спектры двух палинокомплексов из слоев 13–6. Она характеризуется преобладанием пыльцы деревьев, значительным участием пыльцы широколиственных пород и отсутствием контрастных смен растительных сообществ.

I палинокомплекс характеризует отложения слоев 13–12. В спорово-пыльцевых спектрах отмечается постоянное преобладание пыльцы деревьев и кустарников 75–90%. Доминирует пыльца ели – до 25%, сосны – до 35% и древесных форм берез – до 28%. В значительных количествах присутствует пыльца широколиственных пород: *Alnus* (до 15%), *Carpinus* (до 10%), *Quercus mongolica* (до 4%), *Ulmus* (до 6%), *Corylus* (до 8%), *Tilia* (до 22%). Единично встречена пыльца *Moraceae*, *Lonicera*, *Juglans*. В группе трав и кустарничков преобладает пыльца *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Rapaveraceae*.

Такой состав спорово-пыльцевых спектров говорит о существовании в это время на территории хорошо развитых лесных горных поясов, а в предгорьях – полынно-злаковых степных растительных ассоциаций. Климат был значительно влажнее современного и относительно теплый. Высокий процент участия пыльцы деревьев, в том числе широколиственных пород, единично

встреченная пыльца *Juglans* позволяет оценить возраст формирования слоев 13–12 как более древний, чем поздний плейстоцен.

II палинокомплекс характеризует спорово-пыльцевые спектры слоев 11–6, в которых также отмечается доминирование пыльцы деревьев. Преобладает пыльца сосен до 50%, ели до 24% и берез до 55%. Участвует в спектрах пыльца пихты, ольхи, вяза, граба, клена, дуба, липы, жимолости. Исчезает пыльца *Moraceae* и *Juglans*. Происходят изменения и в составе трав. Незначительно сокращается количество пыльцы *Gramineae*, *Artemisia*, начинает преобладать пыльца *Chenopodiaceae*. Велико участие пыльцы сложноцветных, гречишных. Единично встречена пыльца *Umbelliferae*, *Thalictrum*, *Valerianaceae*, *Cyperaceae*, *Typha*. Увеличивается разнообразие спор. Появляются споры *Polypodiaceae*, *Sphagnum*.

Такой состав спектров указывает на усиление относительного похолодания на фоне достаточно влажного климата. Об этом свидетельствуют: расширение лесного пояса с участием хвойных лесообразующих пород, увеличение процентного содержания пыльцы кустарниковых форм берез и ивы. Наличие пыльцы *Typha* и *Cyperaceae* дает возможность предположить наличие стоячих и слабо текущих вод в районе расположения пещеры.

III палинокомплекс (слои 5–2) характеризуется преобладанием пыльцы трав – 75%. Древесно-кустарниковая группа представлена малым количеством пыльцы *Picea*, *Pinus*, *Betula*. Единично встречена пыльца *Alnus*, *Fraxinus*, *Carpinus*, *Tilia*. Надо отметить, что внешний облик некоторых пыльцевых зерен липы указывает на возможное ее переотложение. Среди трав доминирует пыльца *Gramineae*, *Compositae*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra*, *Polygonaceae*. Все это говорит о резком обеднении состава дендрофлоры, фактическом выпадении из состава широколиственных лесообразующих пород.

На территории господствовали степные ценозы. В горах, резко сократившись, еще сохранялись лесные пояса, в состав которых входили, в основном, хвойно-мелколиственные породы. Для этого времени отмечается значительная аридизация климата. Возраст отложений III ПК оценивается как средний–верхний плейстоцен.

Следует отметить, что в двух разрезах пещеры выделяются два крупных этапа развития растительности, отвечающих различной реакцией фитоценозов на резкое изменение климата в сторону постепенной аридизации. Максимально используя всю информацию, содержащуюся в спорово-пыльцевых спектрах, можно предположить, что отложения первой палинозоны раскопа северной привходовой стенки пещеры являются более древними, чем отложения первой палинозоны шурфа. Не исключено завышенное количество пыльцы деревьев и кустарников в общем составе первой палинозоны шурфа. Это может

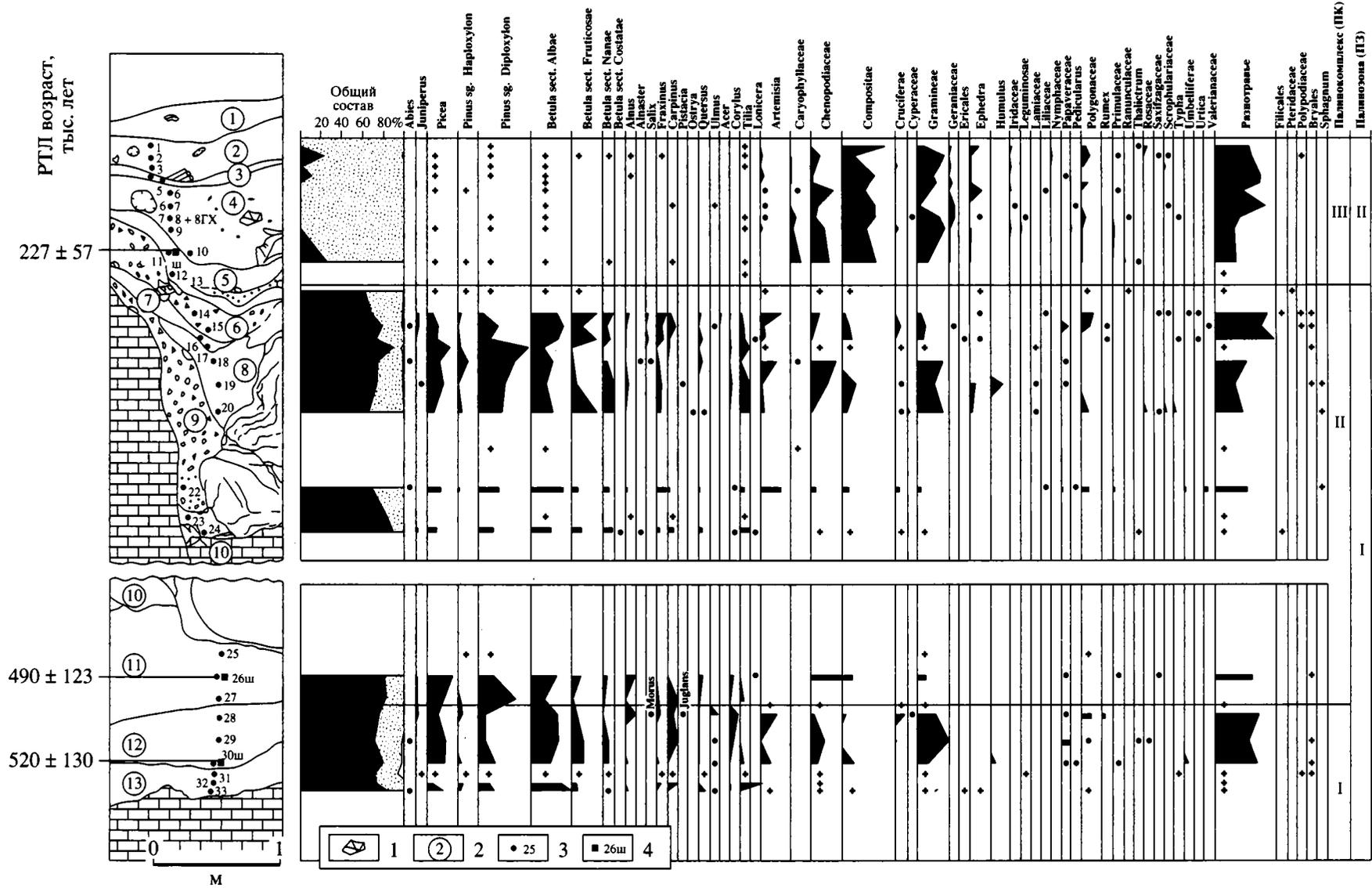


Рис. 5. Палинологическая диаграмма отложений шурфа Большого грота центральной части пещеры Цаган-Агуй (составила А.Н. Симакова). 1 – крупные известковые глыбы; 2 – номер слоя; 3 – номер спорово-пыльцевого образца; 4 – номер образца с радиотермолюминесцентной датировкой. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

быть связано с его месторасположением в глубине пещеры и отсутствием открытого доступа пыльцевого дождя, дающего более полное представление о зональном типе растительности. Вполне вероятно переотложение пыльцы древесных элементов флоры, что предполагается сложной стратификацией самих слоев, наличием гравитационных и текстур вдавливания, внедряющихся сверху в подстилающие осадки.

Учитывая данные магнитостратиграфических исследований, положение границы зон Матуяма-Брюнес по кровле слоя 11 (привходовая часть пещеры) первый ПК этого разреза древнее 0.73 млн. лет. Более молодыми, а в низах разреза, может быть, частично синхронными являются I ПК и II ПК шурфа центральной части пещеры. Самые верхи разрезов привходовой части и шурфа центральной части пещеры относятся к верхнему плейстоцену и началу голоцена.

Принимая во внимание, что пещера расположена в южной части Монголии, которая фактически палинологически не изучена, невозможно проводить прямую корреляцию с разрезами, имеющими палинологические характеристики других регионов Монголии. Вероятно, что на севере Монголии выпадение, например, отдельных представителей широколиственной флоры в связи с похолоданием могло происходить раньше, а остепнение и опустынивание южных территорий позже. Это подтверждается сходством полученных спорово-пыльцевых спектров, вероятно, среднеплейстоценового возраста с палинологическими данными позднеплиоценового возраста для северных территорий Монголии – Хангая и Хэнтэя со спорово-пыльцевыми спектрами отложений среднего плейстоцена области высоких равнин и впадин юго-восточной Монголии (Поздний кайнозой..., 1989).

В целом формирование отложений пещеры происходило при постоянной динамике горных лесных поясов и изменении их флористического состава в условиях более влажного климата, чем современный. Полностью лесной пояс не исчезал, фактически, в течение всего плейстоцена. Зональным типом растительности для предгорий Гобийского Алтая были лесостепные и лугово-степные фитоценозы. По всему разрезу снизу вверх фиксируется направленная аридизация климата, усиление континентальности и обеднение флористического состава растительных ассоциаций. По палинологическим материалам, так же, как и по текстурным особенностям самих отложений, никаких “холодных” – перигляциальных типов спектров не отмечается.

Радиоизотопные исследования были проведены О.Б. Паруниным в Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ. В качестве опытного

Таблица 1. Результаты РТЛ датирования отложений пещеры Цаган-Агуй

Образец и номер слоя	Лабораторный индекс	РТЛ возраст, тыс. лет
Северный борт		
Тл-8 (сл. 8)	РТЛ-800	470 ± 117
Тл-11 (сл. 11)	РТЛ-801	122 ± 30
Тл-12 (сл. 12)	РТЛ-802	175 ± 44
Центр. шурф		
Тл-26ш (сл. 11)	РТЛ-803	490 ± 123
Тл-11ш (сл. 5)	РТЛ-804	227 ± 57
Тл-30ш (сл. 12)	РТЛ-805	520 ± 130
Южный борт		
Тл-1 (сл. 6)	РТЛ-922	131 ± 35
Тл-4 (сл. 4)	РТЛ-921	126 ± 32
Тл-6 (сл. 2)	РТЛ-923	7 ± 3

объекта были выбраны обломки кристаллов кальцита из основания слоя 7 в северной стенке привходовой части пещеры (гравитационный горизонт). Радиоуглеродный возраст (МГУ – ЛУУ9) = 42000 лет, что говорит о запредельном возрасте исследованного материала. Это может иметь две причины: а) использование для построения кристаллов кальцита растворенного карбоната кальция древних известняков, что вызвало удревление возраста, при реальном более молодом; б) формирование кальцита происходило во время, превышающее возрастной предел радиоуглеродного метода. Использовать эту датировку для определения возраста вмещающих отложений нельзя.

Радиотермолюминесцентный анализ был выполнен О.А. Куликовым в лаборатории дозиметрии, радиоактивности окружающей среды и РТЛ датирования МГУ, по образцам, отобранным Е.В. Девяткиным из разрезов северной (ТЛ-8, 11, 12) и южных частей привходовой зоны (ТЛ-1, 4, 6) и центрального шурфа (ТЛ-11Ш, 26Ш, 30Ш) пещеры Цаган-Агуй (табл. 1). Положение образцов показано на рис. 3–5.

Датирование образцов производилось по ранее опубликованной нами методике (Власов, Куликов, 1988). Из отобранных образцов выделялась рабочая мономинеральная фракция кварца РТЛ-детектора (палеодозиметра) и определялась накопленная в нем светосумма РТЛ. Кривая термовысвечивания палеодозиметра представляет собой, как правило, суперпозицию элементарных пиков различной чувствительности к поглощенной дозе и с различными параметрами ТЛ. Один из этапов при РТЛ-датировании это – выделение элементарного пика РТЛ, используемого для определения возраста. Нами использовался элементарный пик в диапазоне 230–260°C. Для выделе-

ния элементарных пиков мы использовали модифицированный метод Аленцева (Власов, Карпов, Тарасов, 1980). Выделенный элементарный пик на кривой термовысвечивания палеодозиметра использовался для дальнейшего облучения и калибровки.

Калибровка палеодозиметра представляла собой получение дозой зависимости элементарного пика с целью определения дозы ионизирующего излучения, накопленной палеодозиметром (кварцем) в датируемом осадке в природных условиях. Калибровка производилась путем наложения на природную дозу (накопленную датируемым образцом) ряда последовательных доз от источника гамма-излучения. Затем нами определялась функциональная связь между измеряемой в лабораторных условиях светосуммой РТЛ и поглощенной детектором (кварцем) дозы в природных условиях. Выявление зависимости накопления энергии в палеодозиметре – одна из основных задач при РТЛ-датировании. Именно в этом заложен источник огромных погрешностей в определении возраста.

В основе почти всех известных методик РТЛ-датирования лежит линейная зависимость накопления энергии в палеодозиметре, т.е. прямая пропорциональность накопленной светосуммы и поглощенной дозы. Нами было показано, что аппроксимация дозой зависимости твердотельного палеодозиметра линейным уравнением является приближением, которое может быть использовано лишь на начальном участке дозой кривой. Данный участок составляет от 1 до 10% всей дозой зависимости. В этом и заключается существенное различие в определении предельных значений РТЛ-возраста по нашей методике от большинства зарубежных методик. Так, предельный возраст, определяемый по нашей методике, составляет 1–1.5 млн. лет, а в большинстве зарубежных методик – 150–200 тыс. лет.

Можно сделать следующие выводы.

1. Возраст отложений пещеры имеет значительный геохронологический диапазон (более 500 тыс. лет), что подтверждается палеомагнитными и палинологическими данными.

2. Последовательность РТЛ датировок уверенно выдерживается в разрезе шурфа Большого Грота. В привходовой части обр. 11 и 12 имеют примерно близкий возраст с учетом ошибки измерения.

Нам представляется, что материалы РТЛ датирования, в целом, дали хороший результат, контролируемый другими методами, что позволяет использовать их при геохронологической интерпретации стратиграфических и археологических материалов.

Археологические материалы из пещеры Цаган-Агуй получены в результате работ 1995–1998 гг. (Деревянко, Петрин, 1995) и работ 1995 г. (Дере-

вянко и др., 1996). Все раскопы и шурфы по пещере Цаган-Агуй были послойно изучены на предмет поисков археологических материалов. На основании технико-типологических особенностей в настоящее время выделяются три разновозрастных археологических комплекса артефактов (сверху вниз):

Комплекс 1 имеет небольшое количество каменных артефактов (74 экз.) и происходит из верхней части пещерных отложений (слои 1–3 привходовой части и слои 1–2 шурфа Большого грота). Возраст комплекса – финальный этап позднего палеолита–неолит.

Комплекс 2 (количество артефактов 241) происходит из средней части пещерных отложений (слои 4–6) привходовой части и слои 3–8 шурфа Большого грота). РТЛ возраст верхов слоя 4 привходовой части (верхняя розовая почва) – 175 ± 44 тыс. лет; слоя 5 Большого грота – 227 ± 57 тыс. лет. Артефакты этого комплекса “имеют достаточно ярко выраженный леваллузийский характер, впрочем, с рядом признаков, характерных для технологий, переходных к верхнему палеолиту” (Деревянко и др., 1996, с. 27). Возраст комплекса оценивается как мустьерский, в верхней части как позднемустьерский с переходом к позднему палеолиту.

Комплекс 3 (количество артефактов 295) происходит из слоев 7–9 привходовой части и слоев 9–13 шурфа Большого грота. РТЛ возраст слоя 9 привходовой части 122 ± 30 тыс. лет; RTL возраст¹ слоев 11–12 Большого грота 490 ± 123 и 520 ± 130 тыс. лет. Основываясь на технико-типологическом анализе каменного материала предполагается, что этот комплекс относится “к эпохе раннего мустье, а может и к более раннему времени” (Деревянко и др., 1996, с. 28).

В дальнейшем возможно выделение еще одного – более древнего комплекса в пещере Цаган-Агуй, связанного с красноцветными осадками разреза южной стенки раскопа привходовой части пещеры, откуда происходит крупный одноплощадочный галечный нуклеус. Весьма вероятно, что “он относится к доашельскому времени” (Деревянко и др., 1996, с. 68). Дж. Олсен (1997) указывает также, что в нижней камере этого же разреза “собрана небольшая коллекция каменных орудий, включающая двусторонне обработанное плоско-выпуклое ручное рубило и единичное галечное ядрище с ударной площадкой; с этими же отложениями связан комплекс микрофауны и древесный уголь...” (с. 106).

Действительно, вмещающие красноцветные пески и глины литологически сходны с осадками дочетвертичного возраста. Полученные РТЛ датировки (131 ± 35 и 126 ± 32 тыс. лет) из разреза

¹ Эти RTL даты требуют уточнения (Е.Д.).

южной стенки не позволяют удревнить возраст вмещающих артефакты отложений. По-видимому, сами осадки и найденный в них нуклеус являются переотложенными из развитых севернее покровных галечников. Там могут быть находки самого древнего комплекса *in situ*.

Оценивая возраст выделенных археологических комплексов пещеры Цаган-Агуй (Деревянко, Петрин, 1995) на основе RTL-датировок можно сделать следующие замечания.

Комплекс 1 (финал позднего палеолита–неолит) не имеет RTL-дат и его датирование более перспективно и надежно по методу ^{14}C .

Комплекс 2 (развитое и позднее мустье с переходом к позднему палеолиту) имеет RTL-даты 175 ± 44 и 122 ± 30 тыс. лет (привходовая часть). Последняя дата требует уточнения. По шурфу Большого грота в верхах комплекса имеется дата 227 ± 57 тыс. лет.

Комплекс 3 (раннее мустье с переходом к более раннему времени). По шурфу Большого грота имеются 2 RTL-даты – 490 ± 123 и 520 ± 130 тыс. лет, расположенные в нижней части этого комплекса (сл. 10–11). Вряд ли столь древние датировки могут относиться к мустье. Скорее всего они характеризуют более древний комплекс, по типу литологических отложений, отвечающий низам привходовой части разреза (RTL-дата 470 ± 117 тыс. лет). Важно отметить также, что RTL-даты комплекса 2 (развитое и позднее мустье) весьма близки RTL-датировкам из Денисовой пещеры (Алтай), где имеются для 21 и 22 слоя RTL-даты: 280 ± 56 ; 224 ± 45 ; 155 ± 31 тыс. лет. Это подтверждает предположение А.И. Деревянко и др. (1992) о древнем возрасте мустье в Алтае–Саянской области и Монголии.

Эти древние артефакты, возможно, сходны с подобными артефактами галечного “нарингольского” комплекса, расположенными на высоких террасах и с сильно дефлированными орудиями Кремневой долины, относимыми к домустьерской эпохе (Деревянко и др., 1990; 1996).

Возраст отложений пещеры Цаган-Агуй базируется на всех полученных к настоящему времени данных по раскопу привходовой части и Большого грота – стратиграфических, палинологических, палеомагнитных, радиотермолюминесцентных, археологических. Установлено, что в целом при небольшой мощности разреза пещерных отложений они захватывают значительный стратиграфический диапазон – предположительно от нижнего плейстоцена до голоцена включительно, т.е. формировалась не менее, чем в интервале 0.7 млн. лет – от верхов эпохи Матуяма и в течение эпохи Брюнес. Логично допускать, что не все интервалы этого геохронологического диапазона зафиксированы в разрезе, о чем говорит сложная стратификация слоев и особенно нали-

чие нескольких гравитационно-обвальных горизонтов. Поэтому прямая корреляция с какими-либо стратиграфическими схемами пока преждевременна.

Археологические материалы позволяют выделить три разновозрастных комплекса артефактов: 1 – финал позднего палеолита–неолит; 2 – развитое и позднее мустье с переходом к позднему палеолиту; 3 – раннее мустье с переходом к более раннему времени. Предполагается еще выделение наиболее древнего комплекса – доашельского или раннеашельского.

Проблема корреляции стратифицированной стоянки Цаган-Агуй со стоянками поверхностного типа довольно сложная. Здесь привлекается несколько критериев сопоставления: геолого-геоморфологическая позиция стоянок на террасах рек или пролювиальных шельфах дает возможность выявить относительную последовательность образования разновозрастных археологических комплексов с учетом возраста террас. Расчленение комплексов проводится по технико-типологическим признакам обработки инвентаря. В сочетании со степенью золотой обработки (дефлированностью) артефактов также намечается последовательность образования разновозрастных археологических культур. А прямая корреляция поверхностных комплексов с “геологической” стратиграфией может быть только на основе их сравнения со стратифицированными стоянками типа Цаган-Агуй. Вариант такой корреляции приведен в табл. 2.

Намечается следующая последовательность геологических и палеогеографических событий.

1. С началом подъема передовых хребтов Гобийского Алтая (плиоцен–ранний плейстоцен) начинает формироваться система эрозионных долин, с высоким комплексом галечно-валунных террас, преимущественно за счет переотложения верхнемеловых отложений. Предполагается, что подтверждено палинологическими данными, что климат был достаточно теплым и гумидным и территория хорошо обводнена. Аналогичные террасы этого возраста развиты по южному склону Хангая от р. Байдарик до р. Тацин-Гол и у подножья Монгольского Алтая в Бурунхурайской впадине.

2. С поверхностями высоких террас связан наиболее древний археологический галечный комплекс (“нарингольский” – ашель или доашель (Derevianko et al., 1991)). Артефакты этого возраста встречаются также и на плоских вершинах хребта в пределах поля верхнемеловых галечников. В отличие от более молодых комплексов он состоит преимущественно из удлиненных галек песчаников, алевролитов, кварца, имеющих одно- или двустороннюю обработку концов галек или их удлиненных боковых частей. Эти орудия напоми-

Таблица 2. Схема соотношений стратифицированных и поверхностных археологических комплексов и их геологический возраст

Возраст		Стратифицированные комплексы		Поверхностные комплексы	
геологический	археологический	пещера Цаган-Агуй		Кремневая долина	р. Нарин-Гол
0.01	Верхний плейстоцен	Неолит			
		Верхний палеолит	1 комплекс – верхний палеолит–неолит	Недефлированный комплекс – верхний палеолит	
	Средний плейстоцен	Средний палеолит	2 комплекс – мустье позднее 3 комплекс – мустье раннее, в низах возможен более древний возраст	Слабодефлированный комплекс – мустье	
0.7		Нижний палеолит		Сильнодефлированный комплекс – домустье	
Матуяма	Нижний плейстоцен		4 комплекс? – ашель или более раннее время	?	Нарингольский (галечный) комплекс – ранний ашель или доашель

нают ударники и крупные скребла. Встречаются одно- или двусторонне обработанные грубые нуклеусы. Отличительной особенностью является глубокая дефлированность их поверхности, отмечаемая на обработанных и на необработанных поверхностях галек. Характерен ржаво-ожеженный цвет поверхности галечных орудий.

3. Подъем хребта по разломам продолжался весь четвертичный период. В это время произошел выход на поверхность склона кремнистых жил и прослоев, материал из которых в последующем стал играть основную роль в каменной индустрии.

4. Заложение карстовых полостей и пещер в хребте связано с плиоценом–ранним плейстоценом – наиболее влажным этапом. В это же время, вероятно, происходит антициклонный пропил хребта и формирование красноцветных карстовых отложений низов разреза пещеры.

5. Формирование карстовой пещеры продолжалось весь четвертичный период, в общем более гумидном, чем сейчас, климате. На это указывают палинологические материалы, а также водные фации осадков разреза (центр пещеры), две ископаемые почвы предвходовой части. Вероятно, пещера постоянно имела открытую связь через систему трещин и вертикальных каналов с поверхностью хребта, откуда поступали атмосферные осадки. Никаких текстурных признаков криогенеза не наблюдается, что исключает появление мерзлотных процессов в это время.

6. Судя по палинологическим материалам разрезов пещеры палеоклиматическая обстановка в течение всего плейстоцена оставалась достаточно благоприятной для обитания древнего человека и значительно отличалась от экстрааридных условий современности. Это был один из главных факторов экспансии человека в течение длительного времени в гобийские районы Монголии.

7. Кремневые артефакты (из материала жил, расположенных в 50–100 м выше по сайру и на поверхности хребта) встречаются в разной концентрации в разрезе привходовой и центральной частей пещеры. Их возраст определяется мустье–поздним палеолитом и, может быть, в основании разреза и более ранним временем.

8. В разрезе пещеры встречено до четырех горизонтов гравитационно-обвального происхождения. Они фиксируют палеоземлетрясения четвертичного времени этого района (сейчас – 9–10 баллов и более). Эти грубообломочные отложения формировались катастрофически мгновенно в результате обрушения стен, потолка и бортов пещеры, а в привходовой части – ее карниза. Рассматривать как “климатогенные” эти отложения нельзя. Сейсмогенные обвалы могли вызвать подпруживание сухого сайра, на борту которого расположена пещера Цаган-Агуй, подъем уровня стока по сайру и образование временных озер. Тогда песчаные и глинистые водные отложения могли проникать в привходовую часть пещеры.

9. Два горизонта “розовых” почв указывают на гумидность климата или их близость к обвод-

ненным сайровым потокам, что также говорит об общей плювиальности климата четвертичного возраста в этой гобийской части Монголии.

10. Появление “лессовидности” в верхах осадков разреза привходовой части можно трактовать как усиление аридности климата того времени и эоловый занос пылеватого материала в пещеру с обнаженных склонов хребтов и днищ мелких впадин предгорий Гобийского Алтая.

11. На выходе сайра Цаган-Агуй из хребта по нему отмечаются три террасы “сайрового” комплекса, занимающие высоты до 10 м. На поверхности этих террас встречаются артефакты из кремня, похожие на “пещерный комплекс” и, вероятно, одновозрастные ему или его разным частям. Этот комплекс имеет “свежую” поверхность артефактов. Состав используемого материала (кремень) и “свежесть” поверхности артефактов резко отличает его от “галечного” комплекса.

Молодым стратиграфическим комплексом является неолитический, развитый в песчаных массивах, по крупным сайрам. Он связан, по-видимому, с участками голоценового обводнения – мелких, кратковременно (в геологическом смысле) существовавших озер и потоков (типа Шабарак-Усу). Безусловно, он разновозрастный и при детальных исследованиях можно будет выделить стадии его развития в пределах голоцена.

Таким образом, детальное изучение первой пещеры в Монголии – Цаган-Агуй комплексом методов позволило наметить “геологическую” и “археологическую” стратиграфию этого уникального объекта, восстановить палеоклиматические особенности и палеоэкологические условия жизни древнего человека, наметить подходы к корреляции стоянок поверхностного типа со стратифицированными стоянками.

Полевые исследования 1995 г. и аналитическая обработка материалов выполнены при поддержке Института археологии и этнографии СО РАН, Фонда Веннер–Грин, Фонда Л.С.Б. Лики, Аризонского Университета и РФФИ (грант № 96-05-64552). Авторы выражают искреннюю благодарность этим организациям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Власов В.К., Карнов Н.А., Тарасов М.Ю. Модель накопления энергии ионизирующего излучения твердотельными дозиметрами // Техн. физика. 1980. Т. 50. № 10. С. 2141–2145.

Власов В.К., Куликов О.А. Радиотермолюминесцентный метод датирования рыхлых отложений. Методическое пособие. М.: Изд-во МГУ. 1988. 72 с.

Востокова Е.А., Гунин П.Д., Рачковская Е.М. и др. Экосистемы Монголии. М.: Наука, 1995. 220 с.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). М.: Наука, 1981. 195 с.

Деревянко А.П., Лаухин С.А., Куликов О.А. и др. Первые среднеплейстоценовые датировки палеолита Горного Алтая // Докл. АН. 1992. Т. 326. № 3. С. 497–501.

Деревянко А.П., Олсен Дж., Цзвендорж Д.И. и др. Археологические исследования Российско-Монгольско-Американской экспедиции в Монголии в 1995 г. Новосибирск: Ин-т археологии СО РАН, 1996. 326 с.

Деревянко А.П., Дорж Д., Василевский Р.С. и др. Палеолит и неолит Монгольского Алтая. Новосибирск: Ин-т археологии СО РАН, 1990. 644 с.

Деревянко А.П., Николаев С.В., Петрин В.Г. Геология, стратиграфия, палеогеография палеолита Южного Хангая. Новосибирск: Ин-т археологии СО РАН, 1992. 212 с.

Деревянко А.П., Петрин В.Т. Исследование пещерного комплекса Цаган-Агуй на южном фазе Монгольского Алтая в Монголии. Новосибирск: Ин-т археологии СО РАН, 1995.

Динесман Л.Г., Киселева Н.К., Князева А.В. История степных экосистем Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1989. С. 56–70.

Крупенина Л.А. Палинологическое изучение плиоцен-четвертичных отложений в северной части МНР // Палинология четвертичного периода. М.: Наука, 1985. С. 68–95.

Малаева Е.М., Мурзаева В.Э. Голоцен Северной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987. № 2. С. 69–73.

Окладников А.П. Палеолит центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1981. 114 с.

Олсен Дж. Новые данные о самых ранних этапах заселения Восточной Азии. Человек заселяет планету // Материалы симпозиума “Первичное расселение человечества”. М.: Ин-т географии РАН, 1997. С. 97–108.

Поздний кайнозой Монголии (стратиграфия и палеогеография) / Логачев Н.А. Совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция. М.: Наука, 1989. 213 с.

Derevyanko A.P., Devyatkin E.V., Petrin V.T., Semeihan T. New discoveries of the lower paleolithic in Mongolia and its geological-geomorphological position. The INQUA international symposium on stratigraphy and correlation of Quaternary deposits of the Asian and Pacific regions. CCOP Technical Secretariat. 1991. P. 119–132.

Рецензенты З.А. Абрамова, М.Н. Алексеев

УДК 564.551.781(571.66)

МОЛЛЮСКИ НИЖНЕГО ПАЛЕОГЕНА КАМЧАТКИ: ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСОВ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

© 2000 г. Ю. Б. Гладенков

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

Поступила в редакцию 23.07.99 г., получена после доработки 06.04.99 г.

Ключевые слова. Моллюски, палеоцен, Камчатка, слои, лоны, горизонты, палеогеография.

ВВЕДЕНИЕ

Если эоценовые, олигоценовые и неогеновые комплексы моллюсков Камчатки описаны и проанализированы достаточно полно, что отражено в ряде монографий и статей, то сведения о нижнепалеогеновых моллюсках этого региона остаются крайне скудными (Криштофович, 1947; Деятилова, Волобуева, 1981 и др.). Отмечались лишь отдельные их находки, но комплексы были бедными, а найденные раковины отличались плохой сохранностью. Их возраст определялся в значительной мере условно. К тому же стратиграфия вмещающих их толщ была разработана весьма слабо.

В 1980–1990 гг. сотрудники Геологического института РАН провели детальное изучение нижнепалеогеновых отложений Западной Камчатки и впервые получили материалы, позволяющие, с одной стороны, построить новый вариант стратиграфической шкалы, а с другой – всесторонне охарактеризовать палеонтологические комплексы палеоцена. Изученные из этих толщ Ю.Б. Гладенковым и В.Н. Синельниковой моллюски являются самыми древними среди конхилиофауны палеогена Камчатки, Сахалина и Корякского нагорья. Комплексная палеонтологическая обработка разрезов (флора изучалась А.И. Челебаевой, фораминиферы В.Н. Беньямовским и С.И. Ступиным) позволила достаточно взвешанно подойти к оценке выводов о возрасте исследованных образований по моллюскам. Ниже дается характеристика комплексов моллюсков и их стратиграфического положения.

Стратиграфия. Подробно вопросы стратиграфии палеогена рассмотрены в специальной работе автора (Гладенков и др., 1997). Отложения нижнего палеогена относятся к крупному седиментационному циклу, который отделен от вмещающих толщ среднего эоцена (снатольский и ковачинский горизонты) перерывом и несогласием. Их соотношения с подстилающими меловыми толщами, видимо, согласные, хотя этот вопрос окончательно

не решен. Эти образования слагают две серии – нижнюю (улэвенейскую) и верхнюю (чемурнаутскую). Первая развита, в основном, в Тигильском районе (средняя часть Западной Камчатки), вторая – в Пенжинском (северо-западная ее часть). Нижняя серия соответствует улэвенейскому горизонту (континентальные и реже морские отложения более 1000 м). Встреченные здесь моллюски весьма редки, они включают солоноватоводные формы и не имеют четкой стратиграфической позиции, так как их последовательность в разрезе определить часто затруднительно (комплекс с *Macrocallista kovatschensis*, *Melania snatolensis*, *Corbicula kamtschatica* и др.). В пределах верхней серии обособляются три горизонта, или региоюрса (снизу вверх): геткилнинский, камчикский и ткаправаемский. Все горизонты связаны согласными контактами.

Нижний, геткилнинский горизонт представлен, в основном, песчаниками и алевролитами (до 1000 м). В нем в стратиграфической последовательности намечены три слоя с моллюсками: (I) *Nuculana spheniopsis* Conr.–*Amanropsis fetteri* Marinc.; (II) *Periploma eodiscus* Dev.–*Eocernina hespericosta* Zinsm. (Gabb.)–*Molopophorus acquicostatus* Yok. (III) *Nuculana gabbi* (Conrad)–*Margarites semiorinata* Zinsm.–*Dacridium penjicus* Sin. Возраст горизонта – датский (позднетатский?)–раннетанетский.

Камчикский горизонт включает морские песчаники с прослоями угля (до 1000 м). В нем обособлены тоже три слоя с фауной: IV. *Thyasira basa* Dev.–*Nemocardium lintium* (Conr.); V. *Ostrea ornata* Dev.–*Siphonalia bicarinata* Hend.; VI. *Portlandella kilanskensis* Glad.–*Gilbertina popenoe* Zinsm. Возраст горизонта принят танетским.

Ткаправаемский горизонт (прибрежно-морские песчаники и лагунно-континентальные образования более 1000 м) в нижней части включает два слоя с моллюсками: VII. *Venericardia venturensis* Waring–*Eocernina hannibali* Zinsm.; VIII. *Modiolus speciosus* Dev.–*Potamides penjica* Sin. Возраст – танетский (возможно, частично ипрский).

Таблица 1. Характеристика слоев с моллюсками чемурунгутской серии

Горизонты и номера слоев по моллюскам	Геткилнинский			Камчикский			Ткаправаямский	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Общее число видов	26	34	78	28	45	58	58	8
Появившиеся в разрезе виды	26	19	43	14	20	19	29	5
Исчезающие виды	–	5	46	9	14	34	20	50
Эндемики + новые виды	10	8	22	11	14	17	26	3
Североамериканские виды	15	23	52	13	22	37	29	2
Североазиатские виды	1	2	4	4	7	6	3	1
Палеоценовые виды	10	17	42	7	11	27	19	–
Верхнепалеоценовые виды	–	–	–	–	3	–	2	–
Палеоцен-эоценовые виды	5	6	14	3	8	6	2	2
Эоценовые виды	–	–	–	7	9	7	9	1
Возраст	Палеоцен						Ипр?	

Характеристика комплексов моллюсков. Описание комплексов, их изображение на 20 таблицах и обоснование их возраста приведены в недавнем опубликованной монографии (Гладенков и др., 1997). Ниже мы остановимся на кратком сравнительном анализе их состава по слоям, а затем по горизонтам.

Нижнепалеогеновая фауна западнокамчатского разреза оказалась весьма представительной. Всего в процессе изучения ее было идентифицировано около 190 видов моллюсков, которые и были использованы для характеристики слоев. Приводимые ниже характеристики сообществ вскрывают их специфику как в отношении состава, так и структуры, а рассмотрение их в исторической (возрастной) последовательности позволяет освещать вопросы их эволюции, включая проблемы палеоауто- палеосинэкологии, а также палеогеографии и палеоклимата.

Сравнение слоев с моллюсками указывает на ряд их особенностей (табл. 1). Во-первых, они различаются по числу (и проценту) нижнепалеоценовых, верхнепалеоценовых и эоценовых форм (следует учитывать, что эти формы встречаются в соответствующих по возрасту отложениях смежных районов, но их биозоны не всегда определены точно). Во-вторых, они разнятся по общему числу видов в каждом слое. Наибольшее число видов отмечено в слоях III (78), VI и VII (58), что, видимо, может говорить о благоприятных условиях для существования моллюсков во время формирования этих слоев. В целом, эти уровни отвечают трансгрессивным частям осадочных циклов.

Следующей особенностью является наличие отдельных маркирующих слоев с максимальным числом появившихся в разрезе видов. К таким слоям относятся: III (43 вида) и VII (29 форм), о которых речь шла выше. Вместе с тем, отдель-

ные слои (III, VI и VIII) отличаются заметным числом исчезающих форм (46, 34 и 50 соответственно).

Данные разрезы характеризуются значительным числом эндемиков (или, точнее, “новых” видов, которые не описаны пока в литературе). Их много в слоях III (22 вида), VI (17) и VII (26), в других слоях они достигают 10–15 форм. Это составляет обычно до 30%, а в некоторых слоях – до 40–45% (слои I, IV, VII).

Интересны также палеобиогеографические характеристики комплексов описанных слоев. В комплексах отмечено много видов, встреченных в палеоцене (частично, в раннем эоцене) тихоокеанского побережья Северной Америки и Азии (в слоях I–II и IV–V в среднем до 20, в слоях III – 42, VI и VII – по 27 и 21 форме). Они составляют до 50–70% комплексов. Это свидетельствует о широких биотических связях шельфовых зон Северной Пацифики, включая западную и восточную ее части, в палеоценовое время. В отдельных случаях встречаются также виды (правда, обычно с открытой номенклатурой), которые обнаружены в палеогене Японии (формация Исикари).

Из анализа слоев с моллюсками следует, что их группы могут быть обособлены в отдельные три биогоризонта, которые соответствуют регио-ярусам.

Нижний горизонт (геткилнинский) характеризуется 87 видами, из которых около 52 форм (около 60%) являются характерными; 25 видов комплекса принадлежат эндемикам (вместе с 22 впервые описанными формами). Горизонт вмещает три слоя с моллюсками (I–III). Среди характерных видов доминируют *Nuculana (Costelloleda) powersi* (Dickerson, N. (*Sacella*) *alaeformis* (Gabb.), N. (*Sacella*) *devjatilovae* Sin., *Saulella undulifera* Zinsm., *Gyrodus robustus* Waring, *Hataiella getkilnensis* Titova, Poli-

Таблица 2. Характеристика комплексов моллюсков по горизонтам чемурнаутской серии

Виды моллюсков	Горизонты		
	Геткилнинский	Камчикский	Ткаправаямский
Всего	87	86	68
Характерные	52(60%)	30(35%)	43(63%)
Появляющиеся	87	19(22%)	43(63%)
Исчезающие	52	27	68
Транзитные	35	5	25
Эндемики и впервые описанные	25(25%)	27(31%)	32(47%)
Всего идентифицировано в горизонтах		Около 190	

nices (*Polinices*) *hornii* (Gabb.), *Amauropsis fetteri* Marinc., *Molopophorus aequicostatus* Vokes, *Gilbertina* *ropenoe* Zinsm.

Средний биогоризонт (камчикский) отличается от нижнего появлением 19 новых видов (около 22% комплекса). Около 30% форм можно отнести к группе эндемиков (27 видов). Всего в горизонте отмечено до 86 видов, 30 из которых являются характерными (35%). В горизонте отмечаются три слоя (IV–VI). Среди характерных видов доминируют *Nemocardium linteum* (Conr.), *Acanthocardia* (*Schedocardia*) *breweri* (Gabb.), *Portlandella moriyai* (Marinc.), *P. kilanskensis* Glad., *Spisula meriami longifrons* Titova, *Callista* (*Costacallista*) *conradiana* (Gabb.), *Acrilla procerus* Zinsm., *Paraseraphs erraticus* (Cooper), *Sassia bilineata* (Dickerson), *Siphonalia bicarinata monospina* Hendon.

Верхний биогоризонт (ткаправаямский) с его 68 видами отличается обновлением комплекса моллюсков. Здесь появляются более 43 новых видов (63% комплекса). Эндемики составляют 47% (32 формы). Характерные виды (43) достигают около 63%. Горизонт состоит из двух слоев (VII и VIII) с моллюсками. Среди характерных видов доминируют: *Venericardia* (*Venericor*) *venturensis* Waring, *Tivela penjinskensis* Dev., *Solena* (*Eosolen*) *stantoni* (Weaver), *Mytilus tener* Dev., *Modiolus speciosus* Dev., *Lucina* (*Lucina*?) *diaboli* Dickerson., *L.* (*Lucina*?) *quadrata* (Dickerson), *Calyptraea calabasensis* Nelson, *Callista* (*Macrocallista*) *stantoni* (Nelson), *Barbatia* (*Barbatia*) *landesi* (Weav. et Palm.), *Amauropsis meirensis* Zinsm., *Melania kavranensis* Iljina. Стратиграфически выше ткаправаямский комплекс сменяется, видимо, комплексом, описанным на Восточной Камчатке (с *Bathyarca*, *Variamussium*) и привязанным к ипрским зонам по планктону (Волобуева и др., 1994).

Сравнение охарактеризованных выше биогоризонтов показывает, что характерные формы составляют в них 35–60% (30–50 видов). Число транзитных форм колеблется от 5 до 35. Исчезающие виды представляют в горизонтах 27–68 форм. Типичным является наличие в горизонтах значи-

тельного процента эндемиков (и впервые описанных видов) – от 25 до 32 форм (от 25 до 47%). Эти характеристики достаточно красноречиво свидетельствуют в пользу правомочности обособления горизонтов. Одновременно они говорят об общих особенностях – прежде всего, о достаточно резкой смене их видового состава (появление многих новых форм и исчезновение значительной группы “старых” видов). Отмечающаяся некоторая неоднородность характеризующей их фауны, которая выразилась в специфике относящихся к горизонтам слоев, связана, видимо, с их фаціальными особенностями.

Палеогеографические обстановки. Изучение морских остатков из чемурнаутской серии свидетельствует о миграции береговой линии древнего бассейна во времени. Наиболее глубоководные условия существовали в чемурнаутском бассейне в раннегеткилнинское время. Анализ моллюсков нижней части геткилнинской свиты показывает, что глубины в это время достигали нижней сублиторали–батиали. После этого бассейн, видимо, мелел – вплоть до ткаправаямского времени. На этом фоне иногда проявлялись трансгрессивные фазы (камчикское время), приводившие к установлению условий нижней–средней сублиторали, однако к позднеткаправаямскому времени в данном регионе установился континентальный режим. Сравнение фауны моллюсков палеоцена Чемурнаутского и Тигильского районов показывает, что в первом районе имели место более мористые условия, чем во втором, где преобладали континентальные и прибрежно-морские обстановки. Не исключено, что чемурнаутский бассейн был сравнительно небольшим и полузамкнутым. Его связь с тихоокеанским бассейном осуществлялась, видимо, в районе Северной Камчатки.

Что касается морских фаций Тигильского района, то их появление в палеоценовое время могло быть связано с кратковременным заходом моря с севера (от чемурнаутского бассейна) или с востока (через проливы из восточнокамчатского морского бассейна).

Оценить роль эстатических колебаний уровня океана и тектонических движений в образовании и закрытии палеопротоливов, как и морского бассейна, в чемурнаутском секторе весьма трудно. Однако анализ чемурнаутской биоты и формаций нижнего палеогена может свидетельствовать в пользу значительной роли тектонического фактора в жизни этого бассейна. Правда, зеландский и танетский подъем уровня Мирового океана тоже мог отразиться в чемурнаутских толщах.

Палеобиогеографические связи. Анализ морских комплексов палеоцена Чемурнаутского района позволяет оценить характер и масштаб палеобиогеографических связей. Материалы по моллюскам позволяют делать выводы о тесной связи чемурнаутского бассейна с североамериканским бассейном, так как многие виды древних ценозов относительно мелководных шельфовых зон (вплоть до нижней сублиторали-батиды) у них общие. Одновременные данные по бентосным фораминиферам показывают, что в палеоцене существовали широкие связи чемурнаутского бассейна с бассейнами не только Северо-Тихоокеанской области, но и Атлантики, Тетиса и др. В пользу этого красноречиво свидетельствует большое сходство (до нескольких десятков процентов) шельфовых ассоциаций палеоцена разных бассейнов. В связи с тем, что некоторые элементы палеобиоты чемурнаутского разреза отмечаются в палеогеновых разрезах Северо-Восточной Камчатки, можно сделать предположение, что соединение чемурнаутского бассейна с Тихим океаном в палеоцене проходило именно в Северо-Камчатском районе. В миграции морских комплексов были вовлечены прежде всего сравнительно мелководные бентосные ассоциации, что, видимо, свидетельствует о наличии в этом месте относительно мелководных проливов.

Климат. Изучение комплексов фауны и флоры чемурнаутской серии показывает, что наиболее теплые условия в палеоцене здесь были в ткаправяемское время. Именно к ткаправяемским толщам приурочены самые тепловодные морские и термофильные флористические комплексы. По-видимому, этот этап формирования палеобиоты соответствует климатическому оптимуму конца палеоцена-начала эоцена. Элементы комплекса бентосных фораминифер этого уровня встречены в разрезе Северо-Восточной Камчатки вместе с планктонными комплексами субтропического облика (южноильпинская свита и

низы кыланской свиты), которые маркируются, в частности, морозовеллами и др.

В целом же, в датско-танетское время климатические условия на суше и температура поверхностных вод в морском бассейне чемурнаутского района были достаточно устойчивыми. Наличие в морских комплексах видов, характерных для калифорнийских и тетических регионов, может говорить в пользу существования здесь субтропических условий или условий, близких к ним.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Такие богатые комплексы нижнепалеогеновых моллюсков, которые выявлены на Западной Камчатке, изучены в пределах переходной зоны от континентальной Азии к океану впервые. Приведенные данные могут быть использованы для суждения об особенностях эволюции и распространения древнейших кайнозойских моллюсков, которые являлись характерным членом относительно мелководных сообществ, характерных для шельфовой палеоэкосистемы высоких широт Северной Пацифики.

Эти материалы, в частности, проливают свет на особенности этапности развития экосистемы в палеоцене и смены палеогеографических обстановок данного региона, что имеет важное научное значение. Вместе с тем, эти же данные могут служить хорошей основой для практических целей, например, использования выделенных комплексов при расчленении древних образований в процессе геолого-съёмочных работ и пр.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Волбуева В.И., Гладенков Ю.Б., Беньямовский В.Н. и др.* Опорный разрез морского палеогена Севера Дальнего Востока. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 64 с.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др.* Нижний палеоген Западной Камчатки. М.: Геос, 1997. 367 с.
- Девятилова А.Д., Волбуева В.И.* Атлас фауны и флоры палеогена и неогена Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1981. 219 с.
- Криштофович Л.В.* Стратиграфия и фауна Тигильской толщи западного побережья Камчатки. Л.: Ленгостопиздат, 1947. 150 с.

Рецензент Л.А. Невеская

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ТОМА 7, 1999 г.

<i>Ахметьев М.А.</i> Географическая дифференциация позднемеловых и кайнозойских флор земного шара на фоне абиотических событий	3 42–62 (247–264)
<i>Басов И.А.</i> Биогеография планктонных фораминифер Северной Пацифики в палеоцене и эоцене	1 86–98 (79–91)
<i>Белова М.Ю., Головенко В.К.</i> Позднерифейские минерализованные микрофоссилии валюхтинской свиты Байкало-Патомского нагорья	2 3–13 (105–115)
<i>Богданова Т.Н.</i> Нижний апт Горного Мангышлака (стратиграфия, корреляция, аммониты)	4 40–53 (343–355)
<i>Большаков В.А., Большаков П.В.</i> Астрономическая теория палеоклимата – новая концепция	6 3–13 (521–530)
<i>Брагин Н.Ю., Крылов К.А.</i> Стратиграфия и условия формирования кремнисто-терригенных отложений юры Юго-Западного Кипра	4 29–39 (333–342)
<i>Брагин Н.Ю., Текин У.К.</i> Стратиграфия и радиолярии верхнеюрских и нижнемеловых карбонатно-кремнистых отложений района Анкары (Турция)	2 28–38 (130–140)
<i>Брагина Л.Г.</i> Новое местонахождение кампанских радиолярий на Юго-Западном Сахалине	4 54–61 (356–363)
<i>Брагина Л.Г., Беньямовский В.Н., Застрожнов А.С.</i> Радиолярии, фораминиферы и стратиграфия верхнемеловых отложений юго-востока Русской плиты (правобережье Волгоградского Поволжья)	5 84–92 (492–500)
<i>Бугрова Э.М.</i> Развитие и расселение фораминифер в посткризисную эпоху раннего палеогена	2 54–60 (154–160)
<i>Былинская М.Е.</i> Уровни появления и исчезновения плиоцен-четвертичных планктонных фораминифер в скв. 397 DSDP и сравнение зональных стратиграфических шкал	4 75–84 (377–385)
<i>Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г.</i> Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 2. Интерпретация в терминах биотической палеосукцессии	1 18–40 (15–34)
<i>Вишневская В.С., Пральникова И.Е.</i> Юрские радиолярии Севера России	5 64–83 (473–491)
<i>Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А., Бабин Г.А., Плотников А.В., Гибшер А.С., Изох А.Э., Шокальский С.П., Бибикова Е.В., Журавлев Д.З., Пономарчук В.А., Халилов В.А., Травин А.В.</i> Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основании U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ag-Ag изотопного датирования	5 28–42 (437–451)
<i>Волкова Н.А.</i> Акритархи верхней части верхнего кембрия–нижнего тремадока Московской синеклизы	5 43–55 (452–464)
<i>Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И.</i> Триасовая кремневая формация в бассейне реки Хор (Центральный Сихоте-Алинь)	5 100–110 (508–518)
<i>Герман А.Б.</i> Состав и возраст гребёнкинской флоры реки Анадырь (средний мел, Северо-Восток России)	3 63–78 (265–278)
<i>Герман А.Б.</i> Фитостратиграфия и эволюция флор в альбе–позднем мелу Северной Пацифики	2 39–53 (141–153)
<i>Гуляев Д.Б., Киселев Д.Н.</i> Бореальный морской верхний бат Среднего Поволжья (аммониты и стратиграфия)	3 79–94 (279–293)
<i>Дегтярев К.Е., Дубинина С.В., Орлова А.Р.</i> Стратиграфия и особенности строения нижнепалеозойского карбонатно-кремнисто-туфогенного комплекса хребта Чингиз (Восточный Казахстан)	5 93–99 (501–507)

- Додонов А.Е., Шеклтон Н., Жоу Л.П., Ломов С.П., Финаев А.Ф.*
Лёссово-почвенная стратиграфия квартера Средней Азии: геохронология, корреляция и эволюция палеосреды 6 66–80 (581–593)
- Дубатолов В.Н., Краснов В.И.* Палеоландшафты раннедевонских морей Сибири 3 95–109 (294–306)
- Дятлова И.Н., Сычева Р.Ф.* Новые данные по биостратиграфии нижнего кембрия Восточного Саяна 4 3–13 (309–318)
- Ермакова С.П.* Этапность развития раннетриасовых аммоноидей востока Бореальной области 1 66–70 (59–63)
- Жамойда А.И.* Долгий и трудный путь к теоретической стратиграфии 6 99–109 (611–620)
- Запорожец Н.И.* Палиностратиграфия и зональное расчленение по диноцистам среднеэоценовых–нижнемиоценовых отложений р. Белой (Северный Кавказ) 2 61–78 (161–178)
- Квавадзе Э.В., Рухадзе Л.П.* Палиностратиграфия нижнего карангата Абхазии 1 99–109 (92–103)
- Киричкова А.И., Куликова Н.К., Овчинникова Л.Л., Тимошина Н.А., Травина Т.А., Федорова В.А.* Биостратиграфическое расчленение мезозойских отложений, вскрытых Тюменской сверхглубокой скважиной 1 71–85 (64–78)
- Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Смелов А.П., Загорная Н.Ю.* Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные 1 3–17 (1–14)
- Красненков Р.В.**, Семенов В.В., Поспелова Г.А., Длусский К.Г., Шаронова Э.В., Левковская Г.М. Опорный разрез нижнеплейстоценовой лёссово-почвенной формации (Лог Красный–Верхний Дон) 4 85–95 (386–395)
- Кузнецова К.И., Брагин Н.Ю.* Космополитные сообщества фораминифер из юрских отложений Центральной Турции 6 94–98 (606–610)
- Лазарев С.С.* Стратиграфический кодекс или Кодекс стратиграфической номенклатуры? 2 102–110 (201–208)
- Леонова Т.Б.* Об этапности развития и биогеографии пермских аммоноидей 6 53–65 (568–580)
- Мананков И.Н.* Опорный разрез и зональное расчленение верхнепермских отложений Юго-Восточной Монголии 1 56–65 (49–58)
- Маркова А.К.* Раннеплейстоценовые фауны мелких млекопитающих Восточной Европы 2 79–89 (179–189)
- Негруца В.З., Негруца Т.Ф.* Вопросы геологии и стратиграфии докембрия на III Всеукраинском межведомственном совещании (апрель 1998 г.) 4 110–112 (410–412)
- Орлова Э.Ф.* Комплексы конхострак перми и триаса Севера Средней Сибири 5 56–63 (465–472)
- Ошуркова М.В.* Возраст верхнепалеозойских отложений восточного борта Тунгусской синеклизы по палинологическим данным 6 81–93 (594–605)
- Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г.* Изотопная стратиграфия боксонской серии, венд–кембрий Восточного Саяна 3 23–41 (229–246)
- Семихатов М.А., Раабен М.Е., Сергеев В.Н., Вейс А.Ф., Артемова О.В.* Биотические события и положительная изотопная аномалия карбонатного углерода 2.3–2.06 млрд. лет назад 5 3–27 (413–436)
- Соколов Б.С.* К 275-летию Российской академии наук (взгляд геолога) 3 3–10 (116–129)
- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Бергер А.Я.* Фауна и флора послынного стандарта силура Восточной Сибири 4 14–28 (319–332)
- Трофимов А.Г.**, **Малаева Е.М.**, Попова С.М., Кулагина Н.В., Шибанова И.В., Уфимцев Г.Ф. Манзурский аллювий Прибайкалья: палинология, стратиграфия, этапы аккумуляции 4 96–109 (396–409)
- Федотова О.В., Шлезингер А.Е.* О научно-производственном семинаре “Применение концепции секвентной стратиграфии для поисково-разведочных и промысловых работ на нефть и газ” 2 111–112 (209–210)
- Филатова Н.И., Чанг К.Х., Парк С.О.* Корреляция верхнемезозойских осадочных и вулканогенных образований Кореи и обстановки их накопления 4 62–74 (364–376)

<i>Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Травин А.Н.</i> Изотопы углерода в рифейских карбонатных породах Енисейского кряжа	6	20–40 (537–556)
<i>Хаин В.Е., Рудаков С.Г.</i> Салаирский тектогенез в раннепалеозойской эволюции Земли	3	11–22 (218–228)
<i>Хейсканен К.И., Рычанчик Д.В.</i> Ятулинские нижнепротерозойские карбонаты Балтийского щита с аномально тяжелым углеродом: стратиграфическая позиция и палеогеографическое положение	6	14–19 (531–536)
<i>Хусид Т.А., Басов И.А.</i> Позднечетвертичная гидрологическая история Охотского моря по фораминиферам	6	41–52 (557–567)
<i>Чеховская М.П., Басов И.А.</i> Планктонные фораминиферы в осадках юго-восточной части Охотского моря (последние 20000 лет)	2	90–101 (190–200)
<i>Чувашиов Б.И., Амон Э.О., Каридруа М., Пруст Ж.-Н.</i> Радиолярии в полифациальных позднепалеозойских образованиях Предуральяского краевого прогиба	1	41–55 (35–48)
<i>Шевырев А.А.</i> Нижняя граница триаса и ее корреляция в морских отложениях. Статья 1. Пограничные разрезы Тетиса	2	14–27 (116–129)
Авторский указатель к тому 6 за 1998 г.	1	110–112
К 90-летию со дня рождения Бориса Борисовича Чернышева (1909–1941)	5	111–112 (519–520)
Мария Васильевна Шурыгина (1932–1997)	3	110–112 (307–308)
Памяти Вивей Павловны Василенко (1915–1998)	6	110–112 (621–623)

Сдано в набор 01.10.99 г.

Подписано к печати 29.11.99 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отг. 3.9 тыс.

Уч.-изд. л. 15.0

Бум. л. 7.0

Тираж 269 экз.

Зак. 3188

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: 117864, Москва, Профсоюзная ул., 90

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

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

В журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция” публикуются результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основой широкого синтеза; статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и осадочного чехла Мирового океана, теории и методам стратиграфических исследований, по геохронологии, включая изотопную геохронологию, по проблемам эволюции биосферы, бассейновому анализу, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геосторическим изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, основанным на результатах мультидисциплинарных исследований.

В журнале предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат.

Представленные в редакцию статьи должны быть окончательно проверены и подписаны автором (авторами). Рукописи принимаются только в тех случаях, если они отвечают редакционно-издательским требованиям: четко отпечатаны на машинке (компьютере), с интервалом между строчками в два переката, в двух экземплярах. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля).

К рукописи статьи прилагается сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование выполнено, акт экспертизы, направление организации, домашний адрес (с индексом), домашний и служебный номера телефонов и имя и отчество **всех** авторов.

В связи с тем, что публикация английской версии журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Стил изложения материала должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. Авторам следует придерживаться общепринятой в международных журналах схемы: 1 – название статьи; 2 – инициалы и фамилия автора (авторов), место работы и полный служебный адрес каждого автора (институты указывать без сокращения); 3 – исчерпывающее резюме (до 1 печ. стр.); ключевые слова (до 10 слов); 4 – формулировка научной задачи; 5 – фактический материал; 6 – обсуждение результатов; 7 – выводы; 8 – список литературы; 9 – на отдельных страницах – подписи к рисункам и таблицы. Следует указать адрес для переписки и номера телефонов автора (авторов).

Иллюстрационный материал необходимо представлять в редакцию в двух экземплярах, причем первый экземпляр должен быть пригодным для непосредственного репродуцирования. Для карт и схем второй экземпляр должен представлять основу. На картах обязательно указывать масштаб. Фотографии: оба экземпляра монтируется автором в виде макета (размер 23 × 17). На чертежах, картах, разрезах и т.д. должно быть указано минимальное соответствующее изложению в тексте количество буквенных и цифровых обозначений. Их объяснение обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. В рукописи обязательно указывать места помещения рисунков и таблиц, а на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилию автора.

Формулы, символы минералов и элементов, приводимые в иностранном написании, должны быть впечатаны. Необходимо делать ясное различие: 1) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например, O, K и др.), подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, строчные – сверху; 2) между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; 3) между буквами и цифрами сходного начертания, римскими и арабскими цифрами. Необходимо аккуратно вписывать индексы, показатели степеней и греческие буквы (подчеркивать красным карандашом) с соответствующими указаниями на полях рукописи.

Приводимые в тексте статьи латинские названия видов фауны и флоры должны сопровождаться фамилией автора, установившего данный таксон.

Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Указываются фамилия и инициалы автора (авторов), полное название книги или статьи, название сборника, город, издательство, год, том, номер, страницы. В тексте статьи в круглых скобках – ссылка на автора и год. В библиографической ссылке, где более двух авторов, указывается фамилия первого автора (например, Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (например, Стратиграфические исследования..., 1990).

В связи с публикацией английской версии статей к русскому тексту рукописи необходимо прилагать (на отдельном листе):

- 1) английскую транскрипцию всех приводимых в тексте иностранных собственных названий;
- 2) все приведенные в тексте цитаты из иностранных работ на языке оригинала;
- 3) предпочитаемую автором (авторами) английскую транскрипцию русских терминов (если существуют разные транскрипции);
- 4) список русских географических названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в статье названия серий, свит, слоев и т.п. (например, миньярская свита – г. Миньяр; терские слои – р. Терек).

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

Акустический журнал
Астрономический вестник
Астрономический журнал
Биология моря
Биоорганическая химия
Биофизика
Биохимия
Вестник РАН
Водные ресурсы
Вопросы ихтиологии
Высокомолекулярные соединения

Генетика
Геомагнетизм и аэрономия
Геология рудных месторождений
Геотектоника
Геохимия
Геоэкология
Доклады Академии наук

Журнал аналитической химии
Журнал вычислительной математики
и математической физики
Журнал неорганической химии
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
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Теория и системы управления
Известия АН. Физика атмосферы и океана
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Литология и полезные ископаемые
Микробиология
Микроэлектроника
Молекулярная биология
Неорганические материалы
Нефтехимия
Океанология
Онтогенез
Оптика и спектроскопия
Палеонтологический журнал
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Письма в Журнал технической физики
Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики
Почвоведение
Приборы и техника эксперимента
Прикладная биохимия и микробиология
Проблемы прогнозирования
Программирование
Радиохимия
Радиотехника и электроника
Стратиграфия. Геологическая корреляция
Теоретические основы химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Труды Математического института имени В.А. Стеклова
Физика Земли
Физика и техника полупроводников
Физика и химия стекла
Физика металлов и металловедение
Физика плазмы
Физиология растений
Физика твердого тела
Физика элементарных частиц и атомного ядра
Физиология человека
Химия высоких энергий
Экология
Электрохимия
Энтомологическое обозрение
Ядерная физика

Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Biophysics
Biochemistry (Moscow)
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources
Journal of Ichthyology
Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Polymer Science. Series C
Russian Journal of Genetics
Geomagnetism and Aeronomy
Geology of Ore Deposits
Geotectonics
Geochemistry International
Environmental Geoscience
Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,
Doklady Physics
Doklady Earth Sciences
Journal of Analytical Chemistry
Computational Mathematics and Mathematical Physics

Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Applied Chemistry
Technical Physics
Russian Journal of Physical Chemistry
Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Journal of Experimental and Theoretical Physics
Protection of Metals
Biology Bulletin
Journal of Computer and Systems Sciences International
Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics
Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Molecular Biology
Inorganic Materials
Petroleum Chemistry
Oceanology
Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Paleontological Journal
Petrology
Astronomy Letters
Technical Physics Letters
Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters
Eurasian Soil Science
Instruments and Experimental Techniques
Applied Biochemistry and Microbiology
Studies on Russian Economic Development
Programming and Computer Software
Radiochemistry
Journal of Communications Technology and Electronics
Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical Engineering
High Temperature
Thermal Engineering
Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics
Izvestiya, Physics of the Solid Earth
Semiconductors
Glass Physics and Chemistry
The Physics of Metals and Metallography
Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
Physics of the Solid State
Physics of Particles and Atomic Nuclei
Human Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Entomological Review
Physics of Atomic Nuclei

Журналы МАИК "Наука/Интерпериодика", выходящие в свет на английском языке

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis
Russian Journal of Mathematical Physics