

ISSN 0869-592X

Том 9, Номер 3

Май - Июнь 2001



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



<http://www.maik.ru>



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 9 № 3 2001 Май–Июнь

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

Зав. редакцией **Т. В. Тришкина**

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Том 9, номер 3, 2001

Rb-Sr геохронология среднерифейских аргиллитов юсмастахской свиты, Анабарский массив, Северная Сибирь <i>И. М. Горохов, М. А. Семихатов, Н. Н. Мельников, Т. Л. Турченко, Г. В. Константинова, Э. П. Кутявин</i>	3
Этапы развития фауны и флоры силура типовых районов Восточной Сибири <i>Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, В. Г. Хромых, А. Я. Бергер</i>	25
Опорный разрез пограничных отложений нижней и верхней перми Верхоянья и его корреляция <i>А. Г. Клец, И. В. Будников, Р. В. Кутыгин, В. С. Гриненко</i>	41
Раннеказанская флора реки Сояны и ее положение в ряду одновозрастных флор и растительных зон Ангариды <i>И. А. Игнатьев, С. В. Наугольных</i>	58
Зональное расчленение квартера Восточной Европы по мелким млекопитающим <i>Э. А. Вангенгейм, М. А. Певзнер, А. С. Тесаков</i>	76
Возраст детритовых цирконов в песчаниках лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования <i>А. В. Соловьев, Дж. И. Гарвер, М. Н. Шапиро</i>	89

Хроника

Решение III Всероссийского совещания “Общие вопросы расчленения докембрия”	101
--	-----

Персоналии

Памяти Александра Леонидовича Яншина (1911–1999)	107
--	-----

Contents

Vol. 9, No. 3, 2001

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

Rb–Sr Geochronology of Middle Riphean Shales, the Yusmastakh Formation of the Anabar Massif, Northern Siberia <i>I. M. Gorokhov, M. A. Semikhatov, N. N. Mel'nikov, T. L. Turchenko, G. V. Konstantinova, and E. P. Kutyavin</i>	3
Stages in Development of the Silurian Fauna and Flora in the Type Areas of East Siberia <i>Yu. I. Tesakov, N. N. Predtechenskii, V. G. Khromykh, and A. Ya. Berger</i>	25
The Reference Section of the Lower–Upper Permian Boundary Beds in the Verkhoyansk Region and Its Correlation <i>A. G. Klets, I. V. Budnikov, R. V. Kutygin, and V. S. Grinenko</i>	41
The Early Kazanian Flora of the Soyana River: Its Place among Coeval Floras and in Vegetational Zones of Angaraland <i>I. A. Ignat'ev and S. V. Naugol'nykh</i>	58
Zonal Subdivisions of the Quaternary in Eastern Europe Based on Small Mammals <i>E. A. Vangengeim, M. A. Pevzner, and A. S. Tesakov</i>	76
Fission-Track Dating of Detrital Zircons from Sandstone of the Lesnaya Group, Northern Kamchatka <i>A. V. Solov'ev, J. I. Garver, and M. N. Shapiro</i>	89

Chronicle

Resolution of the Third All-Russian Meeting "General Problems of Precambrian Stratigraphy"	101
--	-----

Personalities

In Memory of Aleksandr Leonidovich Yanshin (1911–1999)	107
--	-----

Сдано в набор 30.01.2001 г.	Подписано к печати 02.04.2001 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 14.0	Усл. кр.-отт. 3.9 тыс.	Уч.-изд. л. 15.1	Бум. л. 7.0
	Тираж 269 экз.	Зак. 2136		

Свидетельство о регистрации № 0110182 от 04.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации
Учредители: Российская академия наук,
Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН

Адрес издателя: 117997, Москва, Профсоюзная ул., 90
Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УДК 550.93:551.72(571.51)

Rb-Sr ГЕОХРОНОЛОГИЯ СРЕДНЕРИФЕЙСКИХ АРГИЛЛИТОВ ЮСМАСТАХСКОЙ СВИТЫ, АНАБАРСКИЙ МАССИВ, СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ

© 2001 г. И. М. Горохов*, М. А. Семихатов**, Н. Н. Мельников*,
Т. Л. Турченко*, Г. В. Константинова*, Э. П. Кутявин*

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

**Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия
Поступила в редакцию 07.02.2000 г.

На основании изучения Rb-Sr систематики дробных размерных субфракций (СФ) глинистых минералов впервые получены отвечающие современным требованиям изотопные датировки верхних горизонтов одного из опорных разрезов рифея Северной Евразии. Глинистые СФ с размером частиц <0.1, 0.1–0.2, 0.2–0.3, 0.3–0.6, 0.6–1, 1–2 и 2–5 мкм выделены из двух образцов аргиллитов, один из которых взят из нижней, а другой – из верхней подсвиты юсмастахской свиты. Все СФ составлены низкотемпературным иллитом, примесь полевого шпата и кварца наблюдается только в самых крупнозернистых СФ. Стандартизированные индексы кристалличности иллита (CIS) во всех СФ характерны для зоны диагенеза. Выщелачивание 1 N NH₄OAc и Rb-Sr анализ необработанных СФ, ацетатных вытяжек и остатков от выщелачивания позволили для каждой СФ построить “внутреннюю” Rb-Sr изохрону и определить кажущийся возраст и первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Установлено, что по мере уменьшения размера частиц в СФ от 2–5 до <0.1 мкм: 1) величина CIS и отношение I_{002}/I_{001} возрастают, 2) содержания Rb и Sr и отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в ацетатной вытяжке увеличиваются, 3) отношение ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr в остатках от выщелачивания растет, 4) кажущийся Rb-Sr возраст уменьшается от 1272–1284 до 1004–1048 млн. лет. Фигуративные точки как ацетатных вытяжек, так и остатков от выщелачивания разноразмерных СФ каждого образца располагаются вдоль линий смещения на графике в координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr–⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Рентгеноструктурные и изотопные данные показывают, что СФ содержат смесь разновозрастных аутигенных иллитов трех генераций. Комплексное использование палеонтологических, хемостратиграфических и изотопно-геохронологических данных позволило уточнить возраст юсмастахской свиты и показать, что накопление и диагенез погружения ее осадков произошли за геологически короткий промежуток времени 1280–1270 млн. лет назад (возраст иллита первой генерации). В ходе последующего воздымания осадочных толщ и обновления состава поровых флюидов юсмастахские отложения испытали два этапа регрессивного катагенеза 1090–1130 и 1000–1060 млн. лет назад, которые привели к образованию новых генераций аутигенного иллита.

Ключевые слова. Протерозой, рифей, аргиллиты, тонкозернистые глинистые фракции, иллит, индекс кристалличности иллита, диагенез, регрессивный катагенез, Rb-Sr возраст, систематика смещения, выщелачивание, Северная Сибирь.

ВВЕДЕНИЕ

Разрез рифейских отложений, вскрытый на западном склоне Анабарского массива по р. Котуйкан (рис. 1), принадлежит к опорным для Северной Евразии. Он входит в число разрезов, на примере которых выяснялся и уточнялся стратиграфический потенциал протерозойских строматолитов (Комар, 1966; Голованов, 1970; Шпунт и др., 1982), разрабатывались современные модели пространственно-хронологического размещения таксономически различных ассоциаций органостенных и окремненных микрофоссилий верхнего докембрия (Головенок, Белова, 1984; Якшин, 1986, 1991; Вейс, Воробьева, 1992; Вейс, Петров, 1994; Sergeev

et al., 1995) и закладывались основы C- и Sr-изотопной стратиграфии рифея России (Покровский, Виноградов, 1991; Knoll et al., 1995). Однако стратиграфический объем котуйканского разреза дискусионен, а относящиеся к нему изотопно-геохронологические данные немногочисленны и до недавнего времени ограничивались несколькими K-Ar датировками минералогически не изученных глауконитов, которые образовывали правильный ряд значений от 1480–1500 млн. лет в нижней части разреза до 1070–1120 млн. лет в верхней (обзор и библиографию см. Шпунт и др., 1982; Семихатов, Серебряков, 1983). Лишь в последние годы для нижних горизонтов Анабарского

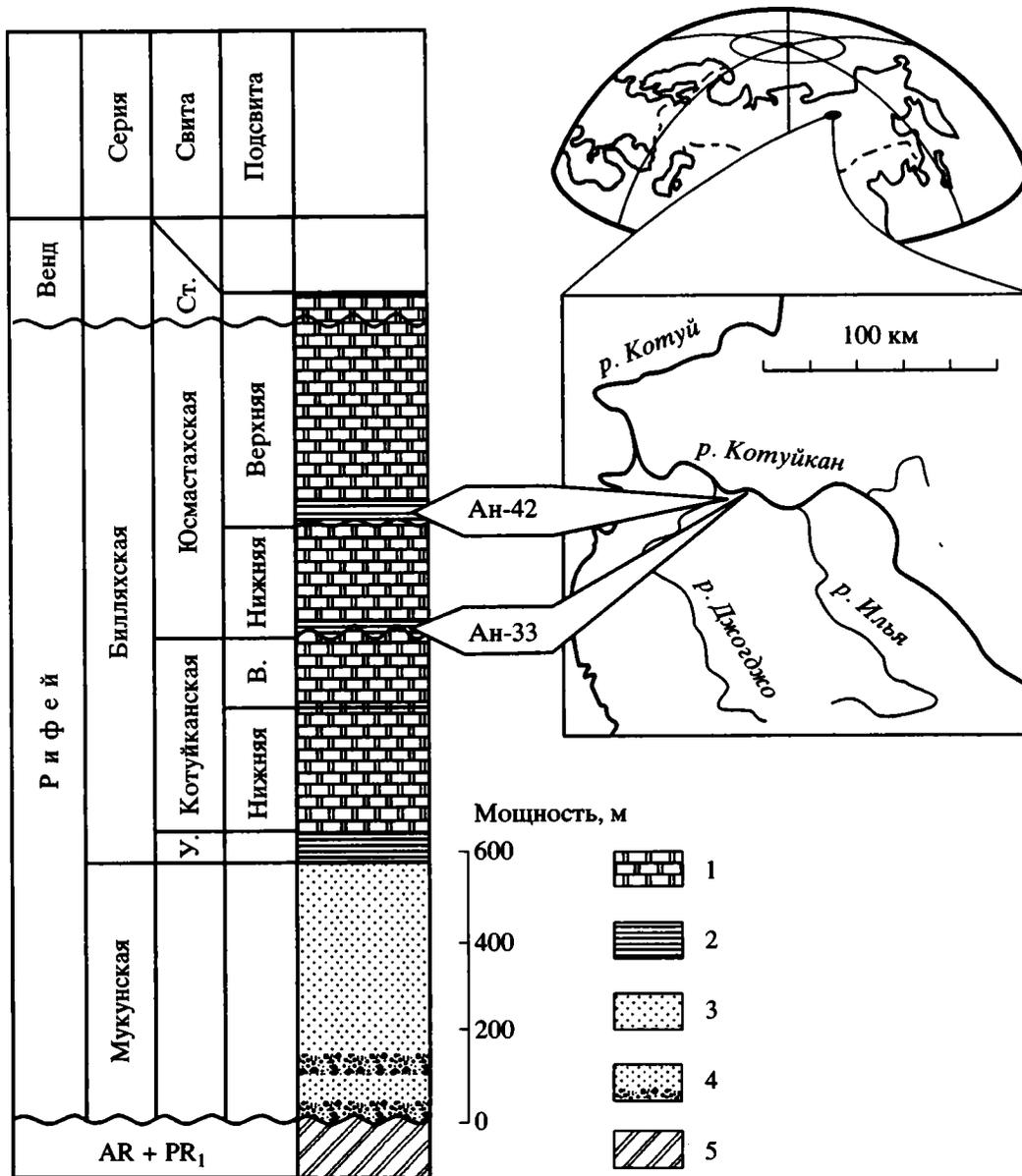


Рис. 1. Разрез рифейских отложений Анабарского массива и положение изученных образцов.

1 – доломиты; 2 – аргиллиты; 3 – алевролиты, мелкозернистые песчаники; 4 – песчаники с линзами гравелитов; 5 – дорифейский кристаллический фундамент. Сокращения: У. – усть-ильинская, Ст. – старореченская свиты, В. – верхняя подсвита.

рифейя были получены методически более надежные изохронные Rb-Sr датировки определенных плотностных и/или размерных фракций аутигенных глобулярных и тонкодисперсных слоистых силикатов, соотнесенные с определенными стадиями литогенеза (Горохов и др., 1991, 1997).

Целью предлагаемой работы является восполнение пробела в изотопно-геохронологической характеристике верхних горизонтов котуйканского разреза на основании Rb-Sr изохронных датировок минералогически изученных дробных

размерных субфракций аутигенного иллита. Для достижения этой цели потребовалось рассмотрение гораздо более широкого круга проблем, который включает Rb-Sr систематику двухкомпонентного смещения и правомерность использования внутренних Rb-Sr изохрон (в английской терминологии – “leachochrons”), построенных с использованием продуктов выщелачивания размерных субфракций.

В настоящее время нет необходимости доказывать, что любые неметаморфизованные гли-

нистые породы представляют собой смесь кластогенных и некогенетичных аутигенных минералов, которые сохраняют (или, во всяком случае, могут сохранять) изотопную память о различных событиях в истории литогенеза (Clauer, 1976; Bonhomme, 1982; Горохов и др., 1984; Morton, 1985; Lander et al., 1991; Lanson, Besson, 1992; Gorokhov et al., 1994; Clauer, Chaudhuri, 1995; Горохов, 1996). Поэтому использование для изотопного датирования даже собственно глинистых фракций с размером частиц <5 (<2) мкм, не говоря уже о валовых пробах глинистых пород, в общем случае ведет к получению бессмысленных значений возраста (Горохов, Семихатов, 1984; Горохов, Мельников, 1997; Рублев, 1998 и ссылки в этих работах). Выходом из этой ситуации является разделение обычной (<5 мкм) глинистой фракции на несколько субфракций (СФ) с размером частиц, варьирующим в узких пределах (от долей микрона до 1–2 мкм), минералогическая идентификация и изотопное датирование каждой СФ с привлечением к интерпретации геологического значения полученных датировок всей суммы данных, позволяющих судить о времени образования, а также о времени и масштабах преобразования датированных пород.

Перспективы, открывающиеся при изучении таких СФ, были продемонстрированы в ряде работ (Clauer et al., 1984; Morton, 1985; Bonhomme, 1987; Clauer et al., 1990; Gorokhov et al., 1994; Горохов, 1996; Горохов и др., 1997; Горохов, Мельников, 1997). Авторы этих публикаций на разновозрастных (от нижнего рифея до девона) примерах показали, что различные глинистые породы (размокающие глины, аргиллиты и глинистые сланцы) содержат не одну, а две или даже три полиморфные модификации тонкодисперсного иллита ($2M_1$, $1M$ и/или $1Md$), одна из которых ($2M_1$) является кластогенной и может сохранять изотопную память о возрасте источника сноса, а другие являются аутигенными, но возникшими на разных стадиях литогенеза. Опыт проведенных исследований позволяет предложить описанный подход для использования в практической геохронологии. В настоящей статье он применен к аргиллитам юсмастахской свиты, слагающей верхние горизонты котуйканского разреза рифейских отложений Северной Сибири. Изученные образцы отобраны одним из авторов статьи (М.А. Семихатовым) в 1992 г.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА АНАБАРСКОГО МАССИВА

Рифейские отложения на западном склоне Анабарского массива слагают очень пологую (2 – 5°) моноклиналь, которая погружается к западу и местами осложнена сбросами небольшой

амплитуды. Эти отложения резко несогласно налегают на архейские и нижнепротерозойские кристаллические породы, обнаженные в своде Анабарского массива, и несогласно перекрыты вендскими (точнее, верхневендскими; Kaufman et al., 1996) осадками, которые на южном и северном склонах массива переходят на дорифейский фундамента. В составе рифейских отложений выделены (см. рис. 1) (Савицкий и др., 1959; Комар, 1966; Злобин, Голованов, 1970) силикокластическая мукунская серия (600–650 м) и налегающая на нее преимущественно карбонатная билляхская серия (900–1100 м), которая объединяет три свиты – усть-ильинскую (55–65 м), котуйканскую (250–320 м) и юсмастахскую (650–830). Две последние в свою очередь расчленяются на подчиненные подразделения, иногда понимаемые как самостоятельные свиты (Злобин, Голованов, 1970; Серебряков, 1975).

Юсмастахская свита, заключающая изученные нами образцы аргиллитов, отделена от котуйканской эрозионной поверхностью, несущей признаки развития начальных карстовых процессов, и расчленяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (200–230 м) начинается 5.5–6-метровым пакетом чередования обломочных доломитов (долоаренитов и дололютитов), микробиолитов, аргиллитов, а в нижней части, кроме того, глауконитовых алевролитов и песчаников. Один из рассматриваемых ниже образцов (обр. АН-33) отобран в верхней части этого пакета из прослоя однородных голубовато-серых аргиллитов мощностью 30 см на правом берегу р. Котуйкан в 2.1 км выше устья руч. Некюлеех. Вышележащая, главная по объему часть нижнеюсмастахской подсвиты представлена переслаиванием строматолитовых, оолитовых, обломочных и микритовых доломитов, доломитовых мергелей, а иногда и аргиллитов. Верхняя подсвита (450–500 м), также предваряемая эрозионной закарстованной поверхностью, отличается от нижней появлением мелких (мощностью 2–4 м) трансгрессивных ритмов и несколько большей долей строматолитовых доломитов. В основании подсвиты обособляется 8–10-метровый пакет чередования обломочных и микробиальнослоистых доломитов с голубоватыми в различной мере доломитистыми аргиллитами, а в основании с глауконитовыми алевролитами и редкими песчаниками. Второй изученный образец (обр. АН-42) отобран из 20–25-сантиметрового прослоя бескарбонатных аргиллитов в средней части этого пакета на левом склоне долины р. Котуйкан в 2.5 км выше устья р. Джогджо. Карбонатные отложения юсмастахской свиты в своем большинстве накопились в гидродинамически активных обстановках верхней сублиторали, а частично и литорали. Частые субаэральные экспозиции запечатлены в этих отложениях в многочисленных эрозионных поверхностях и трещинах

усыхания. Более стабильные обстановки верхней сублиторали представляют маркирующий горизонт строматолитовых доломитов, залегающий вблизи основания верхней подсветы, и упомянутые глинисто-карбонатные пакеты, которые начинаются собою разрезы обеих подсвет. Они отражают быстрые затопления предшествовавших им эрозионных поверхностей и господство обстановок, расположенных вблизи или ниже базиса действия обычных волн.

Возрастные рамки юсмастахской свиты определяются комплексом изотопно-геохронологических, хемотратиграфических и палеонтологических данных, интерпретация которых в текущей литературе не всегда однозначна. Вся рифейская последовательность Анабарского массива несомненно моложе магматических серий, связанных с коллизией раннепротерозойских террейнов, приведшей к формированию дорифейского фундамента этой части Сибирской платформы (Розен и др., 2000). U-Pb возраст цирконов из геологически наиболее молодых членов этих серий составляет 1843 ± 12 и 1760 ± 20 млн. лет (Степанюк, 1974, 1991), а K-Ar возраст слюд из этих пород обычно лежит в пределах 1800–1810 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968). С другой стороны, имеющиеся изотопно-геохронологические данные показывают, что базальные горизонты верхней подсветы юсмастахской свиты не моложе 1070–1120 млн. лет (K-Ar датировки минералогически не изученного глауконита; Геохронология докембрия..., 1968). Вместе с тем Rb-Sr изохрона, построенная по 8 точкам определенных плотностных фракций глауконита из усть-ильинской свиты, отвечает возрасту 1483 ± 5 млн. лет, а среднее значение его K-Ar возраста составляет 1459 ± 10 млн. лет (Горохов и др., 1991). Указанные величины были интерпретированы как определяющие время раннего диагенеза усть-ильинских осадков, так как полученные месбауэровские характеристики этого глауконита свойственны образцам с ненарушенными Rb-Sr и K-Ar изотопно-геохронологическими системами. Такая интерпретация подтвердилась Rb-Sr датировками (1415–1405 млн. лет) дробных размерных субфракций аутигенного иллита, возникшего в ходе более позднего события – диагенеза погружения (Горохов и др., 1997).

Значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах билляхской серии довольно однообразны и в неизменных образцах лежат в пределах от -1.6 до $+0.4\%$ PDB (Покровский, Виноградов, 1991; Knoll et al., 1995). На основании этой хемотратиграфической специфики А. Нолл, А. Кауфман и М.А. Семихатов (Knoll et al., 1995; Семихатов, 1995) в свое время сделали вывод, что билляхская серия древнее верхнедокембрийских отложений Туруханского района, которые относятся к пограничным горизонтам среднего и верхнего рифея (около 1100–850 млн. лет) и содержат карбонаты с заметно более контраст-

ными и в целом низкими положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$. В свете современных данных о глобальных трендах изменения значения $\delta^{13}\text{C}$ в рифее можно утверждать, что билляхская серия не моложе 1250–1270 млн. лет: в отложениях именно этого возраста происходит переход от свойственных нижнему рифею и нижней части среднего рифея значений $\delta^{13}\text{C}$ $0 \pm 1\%$ к преобладающим низким положительным значениям (от $+2$ до $+3\%$), характерным для верхней части среднего рифея (Kah et al., 1999; Bartley et al., in press). Вместе с тем ортодоксальная приверженность предложенной Я. Вейзером и У. Компстоном еще в 1976 г. (Veizer, Compston, 1976) модели изменения изотопного состава Sr в водах протерозойского океана привела В.И. Виноградова и его коллег (Покровский, Виноградов, 1991; Виноградов и др., 1994) к выводу, что билляхская серия относится к нижнему рифею или даже к нижнему протерозою, так как в ее карбонатных породах фиксируются очень низкие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70480–0.70509), которые, согласно упомянутой модели, свойственны только дорифейским отложениям. Однако этот вывод противоречит не только приведенным выше изотопным датировкам наиболее молодых дорифейских гранитов и базальных горизонтов самой серии, но и современным данным об изменении отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных отложениях нижнего протерозоя, нижнего и среднего рифея (Горохов и др., 1995; Veizer et al., 1992; Bartley et al., in press и ссылки в этих работах). В контексте этих данных изотопный состав Sr в билляхской серии дает основания полагать, что названная серия моложе 1625–1690 млн. лет и древнее 1100–1150 млн. лет.

Палеонтологическая характеристика рассматриваемых отложений неравномерна. Она практически отсутствует для мукунской серии и наиболее разнообразна для двух нижних свит билляхской серии. Присутствующий здесь богатый комплекс органостенных микрофоссилий, включающий сложно построенные и относительно крупные формы (Chuarina, Simia, Ostiana, Polytrichoides, Rectia, Asperatofilum, Caudosphaera, крупные ветвящиеся талломы и др.; Вейс, Воробьева, 1992), по мнению А.Ф. Вейса (ор. cit., Вейс, Петров, 1994; Вейс и др., 2000), является характерным представителем верхнерифейских микробиот, тогда как В.Н. Сергеев и А.Х. Нолл (Sergeev et al., 1995) считают, что таксономический состав как органостенных, так и окремненных микрофоссилий из нижнебилляхских отложений согласуется с выводами об их ранне-среднерифейском возрасте. Мнение о позднерифейском возрасте нижнебилляхских органостенных микрофоссилий не может быть принято по двум причинам. Во-первых, ему противоречат изотопные датировки не только билляхской серии, но и других отложений Сибири,

в которых содержится подобный набор форм (см. Семихатов, 1995). Во-вторых, по существу все характерные представители этих наборов недавно были установлены А.Ф. Вейсом (Вейс и др., 2000) в безусловно доверхнерифейских отложениях европейской части России – в среднем рифее типовой рифейской последовательности на Южном Урале и в нижнем рифее Волго-Уральской области.

Строматолиты мукунской серии представлены главным образом северо-сибирскими эндемиками, на фоне которых присутствуют стратиграфически важные межпровинциальные таксоны (Комар, 1966; Голованов, 1970; Шпунт и др., 1982; Шенфиль, 1991). Так, в нижней подсвите котуйканской свиты обычна *Kussiella kussiensis* Kryl., типичная для нижнего рифея Северной Евразии, но известная также в терминальной части нижнего протерозоя и иногда в среднем рифее (Семихатов, Серебряков, 1983; Walter et al., 1988). В основании юсмастахской свиты появляются не только местные представители таких характерных среднерифейских формальных родов как *Baicalia* и *Svetliella*, но и типоморфный для среднего и нижней части верхнего рифея *Soprophyton metula* Kir. По появлению этих строматолитов границу нижнего и среднего рифея в котуйканском разрезе обычно проводят в основании юсмастахской свиты (библиографию см. Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфиль, 1991; Sergeev et al., 1995). Состав окремненных микрофоссилий, встреченных в юсмастахских отложениях, не противоречит такому выводу, хотя и не подтверждает его (Sergeev et al., 1995). Органостенные микрофоссилии в юсмастахской свите не известны.

В верхней части верхнеюсмастахских отложений среди строматолитов появляются эндемичные представители двух формальных родов, один из которых (*Gymnosolen*) широко развит в верхнем рифее Северной Евразии, а другой (*Voxonia*) известен в венде. Эти строматолиты традиционно служили аргументом в пользу верхнерифейского возраста верхней части верхнеюсмастахской подсвиты (op. cit.). Однако эндемичный характер представителей названных родов и, главное, приведенные выше хемостратиграфические данные лишают этот аргумент убедительности.

Таким образом, имеющиеся изотопно-геохронологические и хемостратиграфические данные свидетельствуют о том, что юсмастахская свита моложе 1460–1480 млн. лет и древнее 1250–1270 млн. лет, а палеонтологические данные показывают, что она относится к среднему рифею. Учитывая сказанное и принятое значение изотопного возраста границы нижнего и среднего рифея (1350 ± 20 млн. лет; Семихатов и др., 1991), мы приходим к выводу, что возраст этой свиты не выходит за пределы 1250–1350 млн. лет.

МЕТОДИКА

Для изотопного датирования юсмастахских отложений из относительно мощных (>20 см) аргиллитовых прослоев, залегающих среди карбонатных пород, были отобраны два внешне однородных образца аргиллитов, не содержащих диагностируемых алеврит-песчаной и карбонатной примесей. Эти образцы (обр. АН-33 из нижней подсвиты и обр. АН-42 из верхней) прошли трехстадийную лабораторную обработку, которая включала: 1) выделение дробных тонкозернистых субфракций и рентгеноструктурный анализ каждой из них для определения ее минерального состава, а также политипии и индекса кристалличности содержащегося в ней иллита, 2) выщелачивание каждой субфракции ацетатом аммония, 3) Rb-Sr анализ.

Выделение субфракций и рентгеноструктурный анализ. После удаления следов поверхностного выветривания образцы аргиллитов тщательно измельчались с помощью ручного пресса и многократного отсеивания фракции <0.25 мм. Далее путем обычного седиментационного осаждения в дистиллированной воде по закону Стокса из обр. АН-33 выделялась фракция с размером частиц <5 мкм, а из обр. АН-42 – <2 мкм. Затем с помощью центрифугирования и ультрафильтрации фракции разделялись на гранулометрические субфракции (СФ) с эквивалентными сферическими диаметрами частиц <0.1, 0.1–0.2, 0.2–0.3, 0.3–0.6, 0.6–2 (0.6–1 и 1–2) и 2–5 мкм. Масса полученных СФ не превышала одного грамма и в некоторых случаях была недостаточной для того, чтобы обеспечить гомогенность глинистого вещества. Поэтому параллельные анализы аликвот были не всегда воспроизводимы.

Рентгеноструктурный анализ выполнялся с помощью дифрактометра ДРОН УМ-1 с $\text{CoK}\alpha$ -излучением. Толщина слоя препарата выдерживалась приблизительно постоянной для всех субфракций. Рентгеновские дифрактограммы неориентированных препаратов использовались для определения политипии иллита, ориентированных препаратов – для определения индекса кристалличности иллита. Этот индекс – I_k (Kubler, 1966, 1990) представляет собой ширину 10 Å-пика иллита в угловых градусах (Kisch, 1980), измеренную на полувысоте пика. Варр и Райс (Warr, Rice, 1994) предложили межлабораторные стандарты для получения унифицированных значений индекса кристалличности (CIS). Такие значения получаются в результате калибровки с использованием пяти стандартных образцов, которые подготавливаются и измеряются в каждой лаборатории с помощью обычной для этой лаборатории методики. Наши данные после проведения процедур, рекомендованных авторами стандартов, были преоб-

разованы в CIS-значения с использованием формулы:

$$CIS = (1.66 \pm 0.08)I_k - (0.02 \pm 0.02).$$

Выщелачивание. Радиогенный ^{87}Sr , образованный в результате радиоактивного распада ^{87}Rb , а также Sr, захваченный в ходе кристаллизации, фиксируются структурой глинистых минералов. Однако некоторое количество Sr входит в состав аутигенных карбонатов и фосфатов, адсорбируется на поверхности глинистых частиц и располагается в легко обмениваемых местах на краях межслоевых положений или в пространстве между частицами. Выщелачивание субфракций химическими реагентами позволяет разделить компоненты, которые включают один и тот же элемент, но входят в состав различных минералов или занимают различные места в их структуре.

В структуре иллита центральные межслоевые позиции заняты негидратированными ионами K^+ и Rb^+ . Переход к периферийным межслоевым зонам, которые растянуты частично гидратированными и не столь соответствующими этим положениям ионами Mg^{2+} и Sr^{2+} , вероятно, является постепенным. По-видимому, NH_4OAc выщелачивает эти легко обмениваемые ионы, расположенные на растянутых "истрепанных" краях и попавшие туда в результате обменных процессов из диagenетических поровых флюидов и частично из более поздних растворов, которые циркулировали в зоне экзогенеза. Обмен катионов менее эффективен в центре глинистых частиц из-за блокады или преимущественного коллапса слоев в результате воздействия NH_4^+ -ионов. Обменная реакция не доходит до конца и проходит полнее в мелких частицах, имеющих более высокое отношение поверхность/объем. Предшествовавшие исследования показали, что при выщелачивании радиогенного ^{87}Sr из плотно упакованных положений в минеральных структурах (Clauer, 1979; Горохов и др., 1989; Clauer et al., 1993; Gorokhov et al., 1994). При этом, однако, из мест, доступных для реагента, т.е. из растворимых акцессорных минералов и из обмениваемых межслоевых положений в глинистом веществе, удаляются Rb и Sr.

Таким образом, знание изотопного состава обмениваемого Sr дает возможность охарактеризовать флюид, контактировавший с глинистым минералом на той или иной стадии его формирования или существования. Удаление подвижного Sr из глинистых и акцессорных минералов приводит к росту отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в остатках от выщелачивания. Вытяжки же всегда имеют относительно более низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Баланс материала требует, чтобы фигуративные

точки вытяжки, остатка и необработанного образца лежали в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на прямой линии независимо от того, соответствует ли наклон линии геологически значимому возрасту или нет. Однако если на какой-то стадии геологической истории между твердой и интерстициальной жидкой фазами в осадочной породе существовало изотопное равновесие, а глинистая фракция породы лишена унаследованного радиогенного ^{87}Sr и не является смесью некогенетичных компонентов, то наклон прямой соответствует возрасту установления такого равновесия. Точка пересечения прямой линии ("внутренней изохроны") с ординатой тогда достаточно строго определяет значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поровом флюиде.

Все СФ юсмастахских аргиллитов выщелачивались 1 N раствором ацетата аммония (NH_4OAc) с ультразвуковой обработкой при комнатной температуре в течение 15 мин. Преимущества NH_4OAc перед другими реагентами при выщелачивании аргиллитов заключаются не только в самобуферировании при нейтральном pH, но также в том, что ацетатный ион образует со щелочноземельными элементами комплексы, ускоряя обменные реакции (Morton, 1985). Кроме того, NH_4OAc может растворять некоторое количество CaCO_3 (Wada, Furumura, 1994), уменьшая в СФ содержание обычного Sr. Навеска выщелачиваемой СФ составляла 60–100 мг в зависимости от количества имеющегося в наличии вещества. Ацетатная вытяжка и остаток от выщелачивания разделялись центрифугированием, и остаток дважды ополаскивался бидистиллированной водой для удаления солевого раствора. Промывные воды добавлялись к ацетатной вытяжке. Вытяжки, остатки и необработанные СФ анализировались Rb-Sr методом.

Rb-Sr анализ. Отношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ определялось методом изотопного разбавления с применением смешанного индикатора ^{87}Rb – ^{84}Sr . Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для большей части образцов определялось в опытах с добавлением индикатора. После растворения образца в смеси перегнанных концентрированных HF и H_2SO_4 химическое разделение Rb и Sr выполнялось на ионообменной колонке со смолой Dowex AG50W \times 8 (200–400 меш) с использованием 2.5 N HCl в качестве элюента. Изотопный состав Sr измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 261 с Re-лентами ионного источника в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Измерение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном карбонате стронция Национального бюро стандартов США NBS SRM 987 в период работы дало значение 0.71025 ± 0.00001 ($n = 9$), а в стандарте Эймер и Амэнд – 0.70804 ± 0.00002 ($n = 11$). В обоих слу-

чаях указанная погрешность отвечает $2\sigma_{\text{средн}}$. Отношение $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ определялось на одноколлекторном масс-спектрометре МИ 1320 с радиусом 20 см, углом отклонения 90° и трехленточным ионным источником с Re-лентами. Значения содержаний Rb и Sr в холостых опытах несколько варьировали, но никогда не превышали соответственно 2 и 10 нг. Средние содержания Rb и Sr в стандартном образце полевого шпата Национального бюро стандартов США NBS 70а в ходе выполнения настоящей работы составляли соответственно 522 и 65.5 мкг/г при отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 1.20025$. Точность определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в образцах оценивалась как $\pm 1\%$, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = \pm 0.1\%$.

Содержания Rb и Sr вычислялись по отношению к массе образца перед выщелачиванием. Таким образом, суммы $\text{Rb}_{(в)} + \text{Rb}_{(о)}$ и $\text{Sr}_{(в)} + \text{Sr}_{(о)}$ должны равняться соответственно концентрациям $\text{Rb}_{(но)}$ и $\text{Sr}_{(но)}$. Индексы (в), (о) и (но) здесь обозначают ацетатную вытяжку, остаток от выщелачивания и необработанную СФ. Баланс материала по Rb и Sr для изученных образцов, как правило, был значительно лучшим чем $\pm 4\%$, свидетельствуя об аналитической корректности процедуры выщелачивания.

Вычисление параметров “внутренней изохроны” по точкам, представляющим ацетатную вытяжку, остаток от выщелачивания и необработанный материал для каждой из СФ, осуществлялось методом Макинтайра (McIntyre et al., 1966) со статистической оценкой погрешностей согласно Уильямсону (Williamson, 1968). Для вычисления возраста использовалось значение константы распада $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$. Все значения погрешностей в тексте и на графиках выражены в виде двух стандартных отклонений (2σ).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Минералогия. Минералогические характеристики юсмастахских глинистых СФ представлены в табл. 1. В обоих изученных образцах преобладают относительно крупнозернистые частицы с размером >0.3 мкм. На фотографиях, полученных методами сканирующей и просвечивающей электронной микроскопии (рис. 2), видно, что во всех СФ обр. АН-33 значительную долю составляют псевдогексагональные гипидиоморфные кристаллы, характерные для аутигенных диоктаэдрических минералов группы слюд. Рентгеноструктурный анализ показывает, что СФ изученных аргиллитов действительно представлены главным образом диоктаэдрическим, богатым К и Al слюдоподобным минералом с некоторым количеством разбухающих слоев. В терминологии Шродона и Эберла (Srodon, Eberl, 1984) он может

Таблица 1. Минералогические характеристики глинистых субфракций

Размер частиц, мкм	Политип иллита	CIS $\Delta^2\theta$	I_{002}/I_{001}	Примеси
Обр. АН-33				
2–5	He опр.	1.47	0.12	Q, Fsp
0.6–2	He опр.	1.47	0.27	Q, Fsp (сл.)
0.3–0.6	1 Md	1.51	0.67	–
0.2–0.3	1 Md	1.51	1.16	–
0.1–0.2	1 Md	1.51	1.23	–
<0.1	1 Md	1.77	1.27	–
Обр. АН-42				
1–2	He опр.	1.23	0.49	Q, Fsp (сл.)
0.6–1	He опр.	1.39	0.64	Q, Fsp (сл.)
0.3–0.6	1 M–1 Md	1.57	0.72	Q, Fsp (сл.)
0.2–0.3	1 Md	1.77	1.51	–
0.1–0.2	1 Md	1.72	1.47	–
<0.1	1 Md	1.86	1.53	–

Примечание. Не опр. – не определялся, сл. – следы.

быть определен как “иллитовый материал”, а ниже для удобства изложения описывается как иллит. В СФ >0.3 мкм обоих образцов и в СФ 0.3–0.6 мкм обр. АН-33 иллит неизменно представлен политипом 1Md, тогда как в СФ 0.3–0.6 мкм обр. АН-42 присутствует политип 1M–1Md. Помимо иллита в относительно крупнозернистых (>0.3 мкм) СФ наблюдается несущественная примесь обломочных полевого шпата и кварца, которая, однако, становится весьма заметной в СФ 2–5 мкм обр. АН-33. Две особенности минералогии тонкозернистых фракций важны для понимания постседиментационной истории юсмастахских аргиллитов.

1. Величина стандартизированного индекса кристалличности (CIS) иллита во всех СФ больше, чем 0.42° , и лежит в пределах, характерных для зоны диагенеза на значительном удалении от области анхиметаморфизма (рис. 3). По мере уменьшения размера глинистых частиц значения CIS растут, что особенно заметно в обр. АН-42, взятом в основании верхней подбиты. Кристалличность иллита является показателем толщины области когерентного рассеяния рентгеновского излучения в структуре этого минерала (Drits et al., 1997). Она контролируется главным образом температурой, но зависит также от пористости и проницаемости осадка и состава диа- и постдиагенетических флюидов (Kisch, 1983). Иллиты зоны диагенеза, подобные юсмастахским, характери-

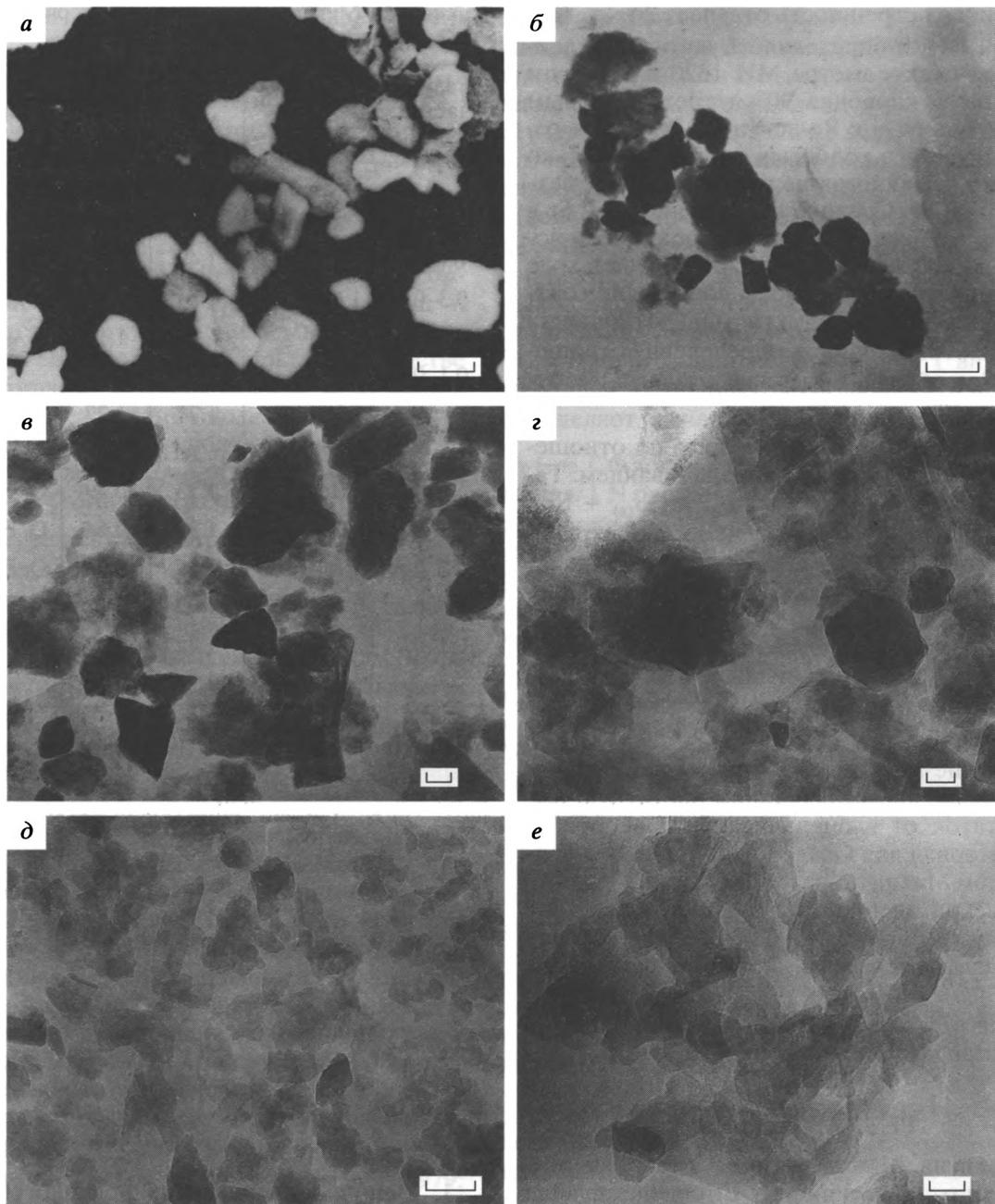


Рис. 2. Микрофотографии частиц в глинистых субфракциях обр. АН-33, полученные методами сканирующей (а) и просвечивающей (б–е) электронной микроскопии.

Субфракции: а, б – 0.6–2 мкм; в – 0.3–0.6 мкм; г – 0.2–0.3 мкм; д – 0.1–0.2 мкм; е – <0.1 мкм. Указанный на фотографиях линейный масштаб соответствует: а, б – 1.0 мкм, в – 0.2 мкм, г – 0.1 мкм, д – 0.2 мкм и е – 0.05 мкм.

зуются варьирующей, но высокой долей дислокаций, малой средней толщиной пакета (<100 Å) и значительной долей разбухающих слоев (Kralik, Schramm, 1994; Dong et al., 1995). Различие же индексов кристалличности иллитов в крупнозернистых и мелкозернистых СФ может быть указанием на их образование на разных стадиях литогенеза.

2. Отношение 5 Å- и 10 Å-ных рефлексов (I_{002}/I_{001}) быстро растет в обоих изученных образцах с уменьшением размера частиц (рис. 4). Величина этого отношения многими исследователями рассматривается как показатель соотношения содержаний в октаэдрическом слое иллита Al, с одной стороны, и Fe и Mg – с другой (Esquevin, 1969; Srodon, Eberl, 1984). Полученные данные могут

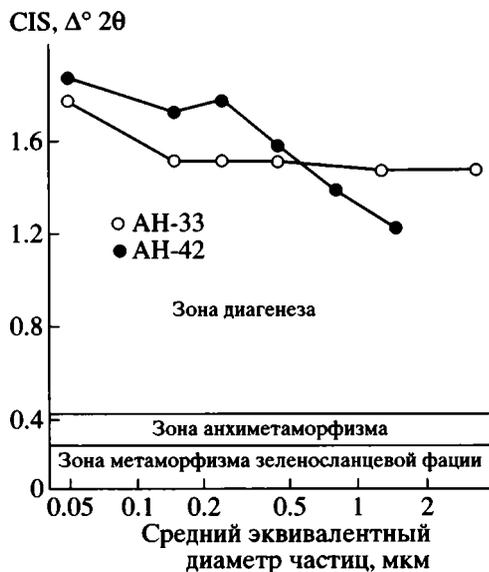


Рис. 3. Зависимость величины стандартизованного индекса кристалличности иллита (CIS) от размера частиц в субфракциях изученных образцов.

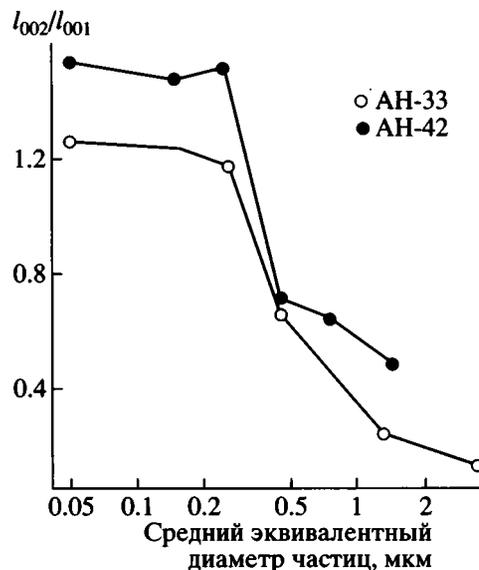


Рис. 4. Зависимость отношения I_{002}/I_{001} иллита от размера частиц в субфракциях изученных образцов.

свидетельствовать, таким образом, о значительном повышении содержания Al в мелкозернистых СФ по сравнению с крупнозернистыми, что согласуется с высказанным выше предположением о неогенетичности составляющих их минералов.

Rb-Sr данные. Для каждой из СФ юस्ताхских аргиллитов Rb-Sr анализ позволяет получить внутреннюю изохрону (рис. 5 и 6) и таким образом определить кажущийся изотопный возраст и первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. По мере уменьшения размера частиц в субфракциях в обоих проанализированных образцах наблюдаются следующие тенденции изменения Rb-Sr характеристик иллита (табл. 2, рис. 7 и 8).

1. Доли выщелачиваемых Rb и Sr и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ацетатной вытяжке возрастают. Последнее варьирует от 0.81988 до 0.93475, и его плавный рост с уменьшением размера глинистых частиц отчасти нарушается только в самых тонкозернистых СФ.

2. Концентрация Sr в остатках от выщелачивания уменьшается примерно в два раза. Отклонения от этой тенденции наблюдаются только в крупнозернистых СФ обоих образцов, что логично связать с присутствием в них примеси кварца и полевого шпата (табл. 1). Напротив, концентрация Rb значительно увеличивается при переходе от крупнозернистых к среднезернистым СФ. Указанные вариации концентраций сопровождаются повышением отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в СФ с уменьшением величины зерна (за исключением одной или двух самых тонкозернистых СФ).

3. Кажущийся Rb-Sr возраст субфракций уменьшается от 1272–1284 млн. лет в крупнозернистых СФ до 1004–1048 млн. лет в тонкозернистых (рис. 5, 6 и 7). Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьируют от 0.7445 до 0.8311 (рис. 5, 6 и 8) и для всех СФ намного превышают соответствующие значения в морской воде среднего-позднего рифея, где интервал составляет 0.7049–0.7062 (Горохов и др., 1995; Gorokhov et al., 1996).

На фоне развития этих общих тенденций некоторые детали Rb-Sr систематики в обр. АН-33 (нижняя подсвита) и обр. АН-42 (верхняя подсвита) оказываются, однако, различными.

1. Рост концентрации Rb в остатках обр. АН-33 при переходе от крупнозернистых к мелкозернистым СФ продолжается вплоть до СФ 0.1–0.2 мкм, тогда как в обр. АН-42 содержание Rb медленно падает, начиная с СФ 0.6–1 мкм.

2. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в обр. АН-33 по мере уменьшения размера частиц плавно растет вплоть до СФ 0.1–0.2 мкм и несколько уменьшается в самой мелкозернистой СФ (<0.1 мкм), тогда как в обр. АН-42 оно резко возрастает между СФ 1–2 и 0.6–1 мкм, сохраняется примерно постоянным до СФ 0.2–0.3 мкм, а затем значительно понижается в двух более мелкозернистых СФ, не обнаруживая в них значимого различия (рис. 8).

3. Кажущийся Rb-Sr возраст СФ образца АН-33 по мере уменьшения размера частиц от 0.6–2 до <0.1 мкм падает монотонно от 1272 до 1004 млн. лет, тогда как в образце АН-42 он резко уменьшается при переходе от СФ 1–2 мкм

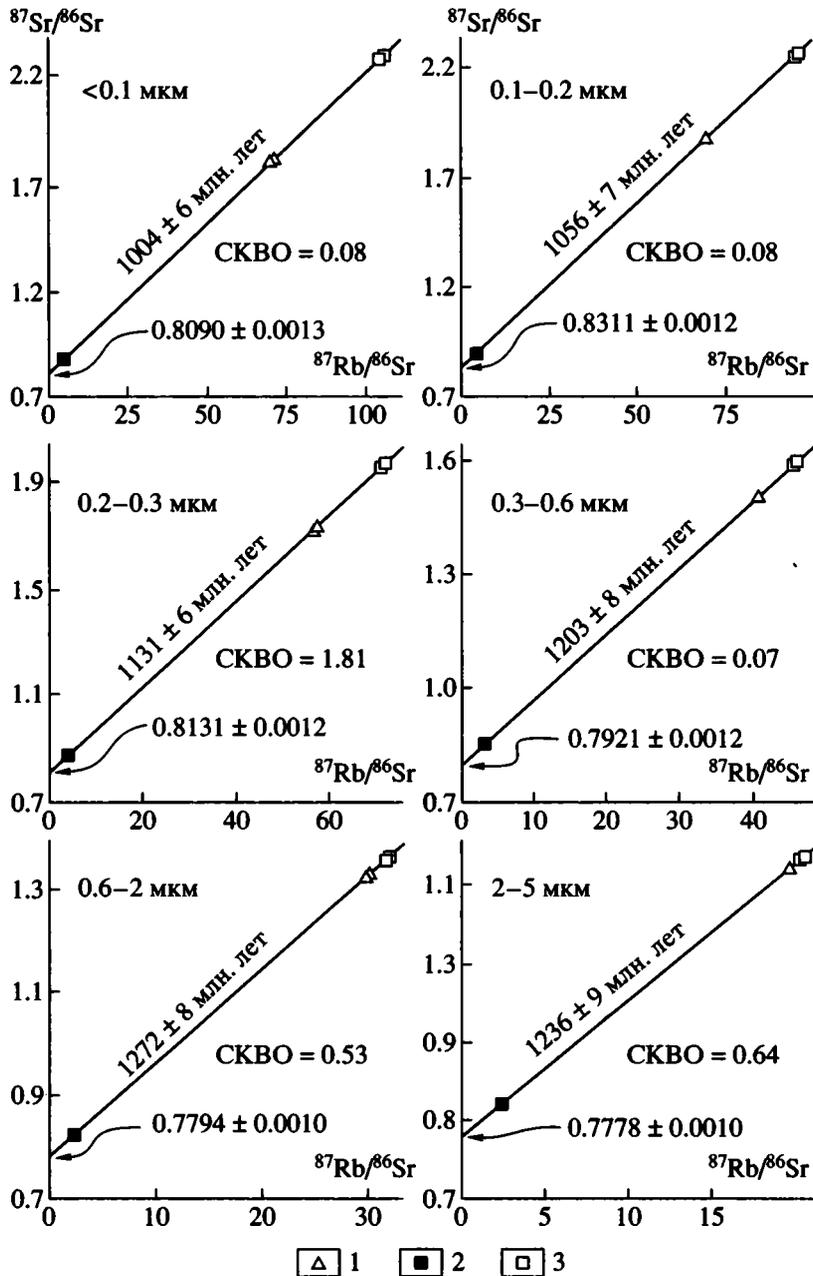


Рис. 5. Внутренние Rb-Sr изохроны для субфракций обр. АН-33.

1 – необработанные субфракции; 2 – ацетатные вытяжки; 3 – остатки от выщелачивания.

(1284 млн. лет) к 0.6–1 мкм (1028 млн. лет) и остается приблизительно постоянным (1048–1093 млн. лет) в более мелкозернистых СФ (рис. 7).

На графиках в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ большая часть точек, представляющих как ацетатные вытяжки (рис. 9), так и остатки от выщелачивания (рис. 10), образует линейные тренды. Наиболее значительные отклонения от этих трендов наблюдаются для точек самых тонкозернистых субфракций. Важно, что такие отклонения на

обеих диаграммах свойственны точкам одних и тех же СФ (<0.1 и 0.1–0.2 мкм для обр. АН-33 и <0.1 мкм для обр. АН-42). К вероятному объяснению всех полученных выше соотношений мы обратимся в следующем разделе после рассмотрения некоторых общих вопросов Rb-Sr систематики.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Корректный анализ геологического значения изотопных датировок юस्ताхских аргиллитов

Таблица 2. Rb-Sr аналитические данные для глинистых субфракций

Размер частиц, мкм	Препарат*	Rb, мкг/г**	Sr, мкг/г**	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Обр. АН-33					
2-5	НО	141	21.6	19.62	1.12548
	В	0.555	0.683	2.378	0.81988
	О***	140	20.8	20.27	1.13784
0.6-2		140	20.8	20.26	1.13480
	НО	161	16.5	29.94	1.32788
		162	16.6	30.02	1.32689
	В	0.971	1.20	2.366	0.82254
	О***	161	15.6	31.79	1.35676
0.3-0.6		160	15.5	31.88	1.35905
	НО	272	20.9	40.61	1.49311
	В	3.03	2.63	3.387	0.85048
0.2-0.3	О***	268	18.4	45.78	1.58034
		267	18.3	46.03	1.58499
	НО	358	20.2	56.36	1.72809
0.1-0.2		360	20.1	56.98	1.74088
	В	6.14	4.51	4.007	0.87798
	О***	348	15.7	72.22	1.98362
		351	15.8	72.19	1.97026
	НО	373	17.4	69.28	1.87867
<0.1	В	6.81	4.91	4.088	0.89287
	О***	365	12.9	94.42	2.25479
		365	12.7	95.90	2.28012
0.1-0.2	НО	361	16.4	70.65	1.82264
		358	16.3	70.29	1.81774
	В	9.47	5.39	5.174	0.88329
	О***	351	11.1	106.1	2.32880
		350	11.1	105.6	2.32713
Обр. АН-42					
1-2	НО	193	39.4	14.60	1.01382
	В	1.71	1.02	4.913	0.83486
	О***	192	38.8	14.71	1.01326
0.6-1		187	37.8	14.78	1.01730
	НО	272	50.6	16.06	1.03704
	В	4.32	1.81	7.061	0.90353
0.3-0.6	О***	262	48.5	16.16	1.03597
		259	47.9	16.13	1.03722
	НО	332	49.2	20.34	1.10877
0.2-0.3	В	6.80	2.80	7.172	0.91028
	О***	329	45.4	21.83	1.12797
		327	45.3	21.72	1.12933
0.1-0.2	НО	328	30.7	32.66	1.29757
	В	10.6	3.58	8.790	0.93475
	О**	320	27.6	35.63	1.33511
<0.1		318	27.6	35.32	1.33435
	НО	323	23.8	42.09	1.42204
		322	23.5	42.47	1.43226
	В***	10.6	3.95	7.891	0.88871
		8.14	3.30	7.265	0.87748
<0.1	О***	311	20.7	46.94	1.49688
		313	20.5	47.70	1.51022
	НО	311	20.6	47.01	1.47852
	В	13.6	3.98	10.10	0.92132
	О***	299	17.0	55.13	1.58715
	297	17.5	53.41	1.56653	

Примечание. * НО – субфракция, не обработанная раствором ацетата аммония, В – ацетатная вытяжка, О – остаток от выщелачивания. ** Содержания Rb и Sr в вытяжках и остатках приведены в расчете на 1 г необработанной субфракции. *** Данные в этой и следующей строке представляют результаты независимых выщелачиваний.

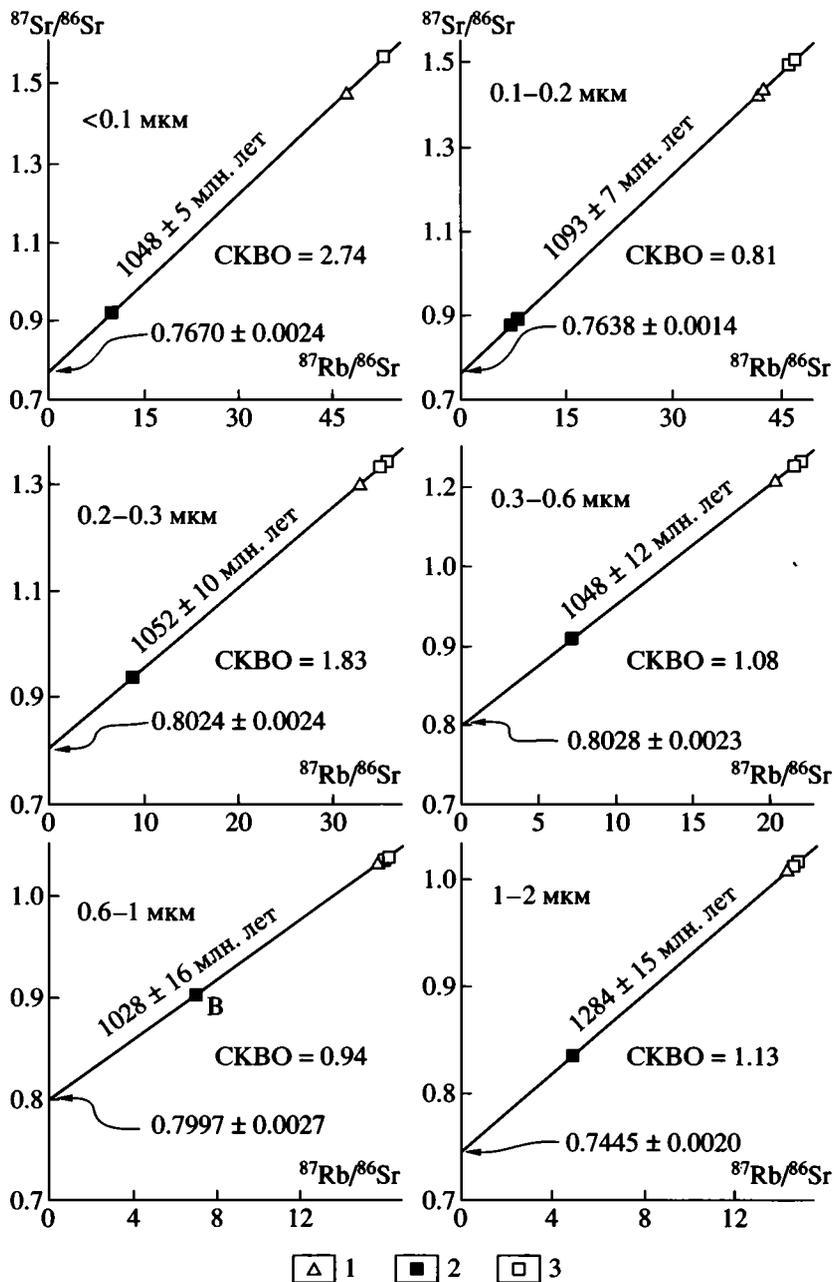


Рис. 6. Внутренние Rb-Sr изохроны для субфракций обр. АН-42.

1 – необработанные субфракции, 2 – ацетатные вытяжки, 3 – остатки от выщелачивания.

требует обсуждения общих проблем Rb-Sr систематики двухкомпонентного смешения, а также трех других вопросов: 1) геохимического значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ацетатных вытяжках из тонкозернистых глинистых СФ, 2) геохимического смысла первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, получаемых в результате построения “внутренних” Rb-Sr изохрон, и 3) возможности использования последних для датирования реальных событий геологической истории осадочного материала.

Rb-Sr систематика двухкомпонентного смешения. Постепенное изменение минералогических и химических характеристик глинистых СФ юсмастахских аргиллитов по мере уменьшения размера частиц наводит на мысль, что эти СФ составлены смесью различных по составу и возрасту конечных членов. Такая интерпретация подтверждается приводимыми ниже модельными построениями.

Рассмотрим смесь двух компонентов 1 и 2, доли которых составляют соответственно Θ и $1 - \Theta$. Пусть в этих компонентах атомарные концентрации изотопов ^{87}Rb , ^{87}Sr и ^{86}Sr составляют $^{87}\text{Rb}_1$, $^{87}\text{Sr}_1$, $^{86}\text{Sr}_1$ и $^{87}\text{Rb}_2$, $^{87}\text{Sr}_2$, $^{86}\text{Sr}_2$, а в смеси – $^{87}\text{Rb}_m$, $^{87}\text{Sr}_m$, $^{86}\text{Sr}_m$. Нас интересуют отношения изотопов $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в компонентах и в смеси, а также положения определяемых ими точек в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Вычислим изотопные отношения $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ в смеси. Исходя из требований баланса вещества, содержание ^{87}Rb в смеси может быть определено следующим образом:

$$^{87}\text{Rb}_m = ^{87}\text{Rb}_1\Theta + ^{87}\text{Rb}_2(1 - \Theta). \quad (1a)$$

Для других изотопов таким же путем получаем

$$^{87}\text{Sr}_m = ^{87}\text{Sr}_1\Theta + ^{87}\text{Sr}_2(1 - \Theta), \quad (1б)$$

$$^{86}\text{Sr}_m = ^{86}\text{Sr}_1\Theta + ^{86}\text{Sr}_2(1 - \Theta). \quad (1в)$$

Отсюда для изотопных отношений в смеси имеем

$$\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m = \frac{^{87}\text{Rb}_1\Theta + ^{87}\text{Rb}_2(1 - \Theta)}{^{86}\text{Sr}_1\Theta + ^{86}\text{Sr}_2(1 - \Theta)}, \quad (2)$$

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m = \frac{^{87}\text{Sr}_1\Theta + ^{87}\text{Sr}_2(1 - \Theta)}{^{86}\text{Sr}_1\Theta + ^{86}\text{Sr}_2(1 - \Theta)}.$$

После несложных преобразований приходим к следующим уравнениям:

$$\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m = \frac{(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_1\Theta + \gamma(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_2(1 - \Theta)}{\Theta + \gamma(1 - \Theta)}, \quad (3)$$

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m = \frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_1\Theta + \gamma(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_2(1 - \Theta)}{\Theta + \gamma(1 - \Theta)},$$

где $\gamma = ^{86}\text{Sr}_2/^{86}\text{Sr}_1$ – отношение концентраций изотопа ^{86}Sr в компонентах 2 и 1.

Уравнения (3), в свою очередь, приводят к соотношению

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m = \frac{(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_2(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_1 - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_1(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_2}{(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_2 - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_1} + \frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_2 - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_1}{(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_2 - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_1} \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m, \quad (4)$$

которое в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ представляет собой уравнение прямой типа $Y = a + bX$.

Возраст, млн. лет

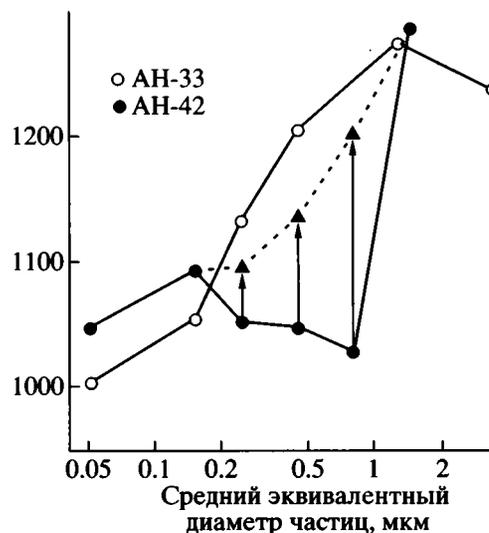


Рис. 7. Зависимость кажущегося Rb-Sr возраста от размера глинистых частиц в субфракциях изученных образцов. Треугольниками показаны первоначальные положения точек для соответствующих СФ обр. АН-42, полученные в результате математического моделирования изотопного обмена подвижного Sr с гипотетическим флюидом, имевшим сравнительно высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Подробности см. в тексте.

Поэтому в указанных координатах фигуративные точки, представляющие смеси компонентов 1 и 2 в разных пропорциях, должны лежать на прямой линии, которая соединяет точки составов этих конечных членов. Именно это и наблюдается в нашем случае на рис. 9 для ацетатных вытяжек и на рис. 10 для остатков от выщелачивания тонкозернистых СФ юсмастских аргиллитов.

Однако однозначному толкованию прямолинейных зависимостей на указанных рисунках как линий смешения препятствует то обстоятельство, что эти линии равным образом могут рассматриваться и как изохроны при условии, что разновозрастные субфракции составлены единой генерацией иллита. В этом случае линейное расположение точек на рис. 9 и 10 отражало бы известную зависимость

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0 + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}(e^{\lambda t} - 1), \quad (5)$$

которая в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ также представляет собой уравнение прямой типа $Y = a + bX$. Наклон такой прямой пропорционален возрасту t , который соответствует моменту образования (перекристаллизации) иллита, а точка пересечения ее с ординатой отвечает единому

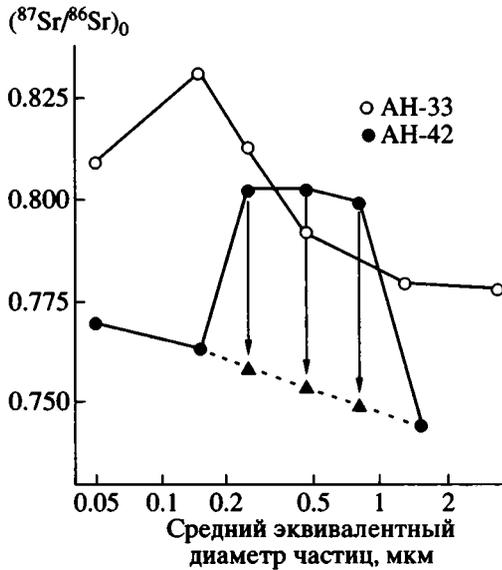


Рис. 8. Зависимость первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от размера глинистых частиц в субфракциях изученных образцов. Треугольниками показаны первоначальные положения точек для соответствующих СФ обр. АН-42, полученные в результате математического моделирования изотопного обмена подвижного Sr с гипотетическим флюидом, имевшим сравнительно высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Подробности см. в тексте.

первичному отношению ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ в минеральных частицах независимо от их размера.

Разрешению этой дилеммы (линия смешения или изохрона) применительно к юस्ताхским аргиллитам способствуют особенности химического состава остатков от выщелачивания разноразмерных субфракций (табл. 2). Эти особенности противоречат изохронной интерпретации линейных зависимостей на рис. 10. В рамках изохронной модели трудно объяснить как установленные при минералогическом изучении значительные различия отношения Al/(Fe + Mg) в разноразмерных СФ, так и тенденцию роста отношения Rb/Sr по мере уменьшения размера частиц в СФ. Эта тенденция прямо противоположна той, которая должна была бы наблюдаться, если бы в породе существовала единая генерация иллита. В последнем случае крупные частицы этого минерала, образовавшиеся в результате растворения и перекристаллизации мелких частиц (“созревания Оствальда”), должны были бы характеризоваться меньшим содержанием Sr и более высоким Rb/Sr отношением (Eberl et al., 1990; Kralik, Schramm, 1994), что в реальной ситуации не наблюдается. К сказанному можно добавить, что величины кажущегося Rb-Sr возраста, вычисленные для ацетатных вытяжек и остатков от выщелачивания из наклонов прямых на рис. 9 и 10, значительно от-

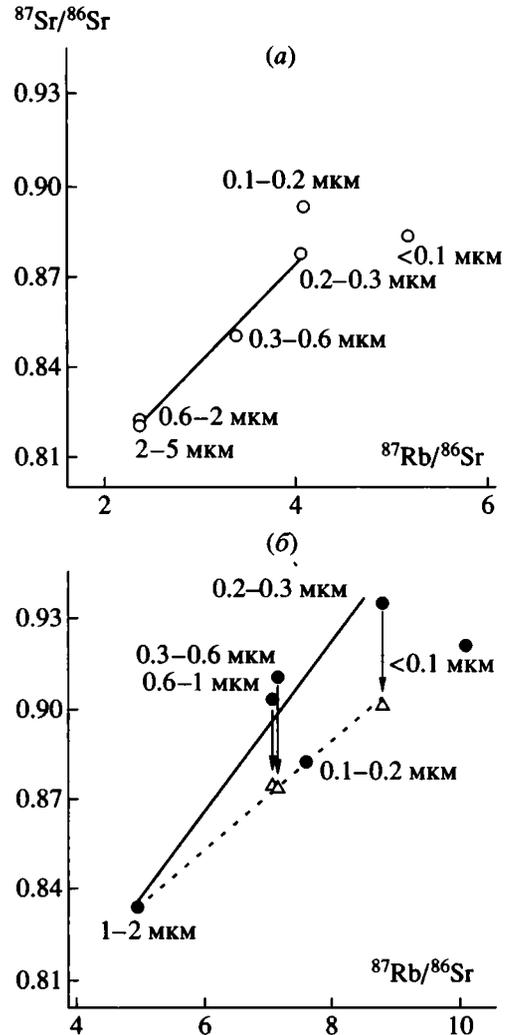


Рис. 9. Rb-Sr диаграммы смешения для ацетатных вытяжек изученных образцов.

а – обр. АН-33; б – обр. АН-42. Треугольниками показаны первоначальные положения точек для соответствующих СФ обр. АН-42, полученные в результате математического моделирования изотопного обмена подвижного Sr с гипотетическим флюидом, имевшим сравнительно высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Подробности см. в тексте.

личаются друг от друга, а Rb-Sr “возрасты” вытяжек, составляющие 1950–2300 млн. лет, заведомо лишены смысла, так как намного превышают стратиграфический возраст образцов.

Таким образом, линейные зависимости на рис. 9 и 10 не являются изохронными. Совокупность полученных данных показывает, что большая часть разноразмерных тонкозернистых субфракций исследованных образцов юस्ताхских аргиллитов включает двухкомпонентные смеси аутигенных разновозрастных иллитов различного состава: более древнего в относительно крупнозернистых СФ и молодого в мелкозернистых.

Геохимический смысл отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ацетатных вытяжках. По поводу природы Sr, извлекаемого в ходе лабораторного выщелачивания из глинистого материала, существуют две противоположные точки зрения. Согласно одной из них (Clauer, 1976, 1979; Clauer et al., 1984, 1990; Gorokhov et al., 1994), этот Sr характеризует флюид, в присутствии которого формировались глинистые частицы, и потому лабораторное выщелачивание позволяет оценивать изотопный состав Sr в обстановке диагенеза или катагенеза. Согласно другой точке зрения (Ohr et al., 1991; Awwiller, 1994; Виноградов, 1997), изотопный состав Sr в ацетатных и кислотных вытяжках отвечает такому в наиболее позднем поровом растворе, который контактировал с глинистым материалом и который может не иметь никакого отношения к среде формирования этого материала. Диаграммы, приведенные на рис. 9 и 10, позволяют обсудить данную проблему в отношении юсмастахских аргиллитов.

Важной чертой названных диаграмм является значительное отклонение точек наиболее тонкозернистых субфракций от линий смешения. Для остатков это демонстрирует СФ <0.1 мкм в обоих образцах и СФ 0.1–0.2 мкм в обр. АН-33 (рис. 10), а для ацетатных вытяжек обе указанные СФ (рис. 9). В связи с этим ни вытяжки, ни остатки упомянутых СФ не могут рассматриваться в качестве конечных членов тех двухкомпонентных смесей, которые содержатся в более крупнозернистых СФ. Вместе с тем, эти соотношения позволяют понять природу тех растворов, которые явились источником подвижного Sr в юсмастахских аргиллитах. Самое простое предположение, которое кажется и наиболее правдоподобным, состоит в том, что обе (“молодая” и “древняя”) генерации иллита, отвечающие конечным членам смесей на диаграмме для остатков (рис. 10), были образованы в различных средах, соответствующих в рамках Rb-Sr систематики конечным членам смесей на диаграмме для ацетатных вытяжек (рис. 9). Напротив, точка зрения о соответствии изотопного состава Sr в вытяжках такому в позднем поровом растворе, не имевшем отношения к генезису глинистых минералов, не согласуется с имеющимися данными. Если бы она отвечала действительности в условиях несомненного для юсмастахских образцов двухкомпонентного смешения подвижного Sr, то самые тонкозернистые СФ (<0.1 мкм), обладающие наивысшей адсорбционной способностью, должны были бы представить на Rb-Sr диаграмме для вытяжек “молодые” конечные члены смеси. Этого, однако, не наблюдается, и последние представлены на рис. 9 более крупнозернистыми субфракциями. Напротив, точки самых тонкозернистых СФ на этой диаграмме

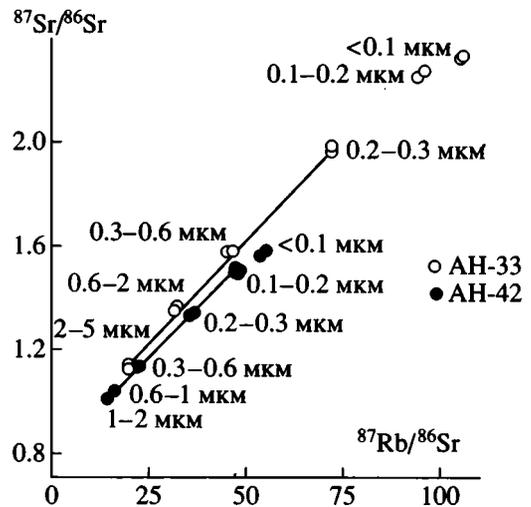


Рис. 10. Rb-Sr диаграммы смешения для остатков от выщелачивания изученных образцов.

отклоняются от соотношений смешения и, что особенно важно, отклонение точек тех же СФ от прямых наблюдается и на диаграмме для остатков для выщелачивания.

Все сказанное позволяет заключить, что современные или геологически недавние поровые воды, вероятно, не служили *основным* источником подвижного Sr, который извлекается из тонкозернистых фракций юсмастахских аргиллитов при лабораторном выщелачивании. Однако влияние более поздних поровых вод на изотопный состав подвижного Sr в иллитах может отражаться в некотором смещении точек ацетатных вытяжек относительно линий смешения, что, в свою очередь, способно привести к определенному изменению геохронологических изохронных параметров.

Проиллюстрируем сказанное на примере обр. АН-42, для которого характерны, во-первых, отсутствие плавного изменения кажущихся возрастов и первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от субфракции к субфракции на рис. 7 и 8, и, во-вторых, значительный разброс точек ацетатных вытяжек на рис. 9б. Действительно, если предположить, что указанный разброс явился результатом изотопного обмена части подвижного Sr в отдельных СФ на более радиогенный Sr, содержащийся в некотором гипотетическом флюиде, то можно использовать метод математического моделирования для нахождения первоначального изотопного состава подвижного Sr в СФ. Естественно, что замена сегодняшних отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подвижном стронции некоторых СФ обр. АН-42 на первоначальные автоматически приводит к изменению ординат точек ацетатных вытяжек на рис. 6 и, как следствие, к изменению кажущихся возрастов и первичных отношений

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для соответствующих СФ на рис. 6, 7 и 8. Поэтому задачей моделирования было получение такого наиболее близкого к линейному расположения точек вытяжек на рис. 9б, которое одновременно приводило бы к плавному изменению кажущихся возрастов и первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по мере изменения размера СФ на рис. 7 и 8, подобно тому, как это наблюдается для соответствующих параметров обр. АН-33.

Результаты моделирования приведены на рис. 7, 8 и 9б. Вычисленные первоначальные (до изотопного обмена подвижного Sr с гипотетическим флюидом) характеристики некоторых промежуточных СФ обр. АН-42 показаны треугольниками, которые для наглядности соединены стрелками с точками, отвечающими реальным экспериментальным результатам. Пунктирные линии на указанных графиках соединяют первоначальные положения соответствующих точек. Таким образом, результаты моделирования достаточно убедительно показывают, что различие изотопных характеристик аргиллитов нижней и верхней подсвиты юсмастахской свиты вызвано изотопным обменом части подвижного Sr в обр. АН-42, с флюидом, стронций в котором в момент обмена имел довольно высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В этой связи существенно, что доломит-силикокластический горизонт, включающий обр. АН-42, обладает заметной проницаемостью, поскольку с ним связаны незначительные, но устойчивые выходы подземных вод.

Важным результатом проведенного моделирования является получение согласованных линий смешения для ацетатных вытяжек и остатков от выщелачивания обр. АН-42 на рис. 9б и 10. Отсюда следует, что как неподвижный, так и подвижный Sr в этом глинистом материале являются результатом смешения конечных членов, представленных СФ с размерами частиц 1–2 и 0.1–0.2 мкм. В обоих случаях точки СФ <0.1 мкм отклоняются от линий смешения. Это позволяет предполагать, что изотопный обмен подвижного Sr в аргиллитах верхней подсвиты происходил *после* возникновения иллита второй генерации и образования его смесей с древним иллитом первой генерации, но *до* кристаллизации иллита в СФ <0.1 мкм. Природа флюида, взаимодействие с которым нарушило Rb-Sr изотопные системы в СФ 0.6–1, 0.3–0.6 и 0.2–0.3 мкм обр. АН-42, равно как и причина сдвига точки СФ 0.1–0.2 мкм вдоль линии смешения из крайнего положения в промежуточные, остаются неясными.

Из изложенного выше следует, что с известными оговорками основным источником подвижного Sr, извлекаемого из СФ юсмастахских аргиллитов при лабораторном выщелачивании, все же

следует признать флюид, из которого кристаллизовались глинистые частицы. Это означает, что лабораторное выщелачивание является чрезвычайно полезной процедурой, позволяющей получить важную и достаточно достоверную информацию о среде минералообразования в древних аргиллитах, т.е. о составе диагенетического или катагенетического флюида.

Высокие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в иллитах, представляющих конечные члены смесей, могут быть результатом: 1) образования аутигенного глинистого материала вскоре после седиментации в среде, которая не находилась в изотопном равновесии с морским Sr, или 2) возникновения аутигенных глинистых минералов значительно позднее времени седиментации и их роста в интерстициальной среде, также весьма отличной от среды осадконакопления.

Первый механизм подразумевает существование замкнутой системы на ранней стадии погружения осадков без значительной миграции элементов в ходе минералообразования. В этом случае первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в глинистом материале будет отражать относительную долю в породе тех аутигенных минералов, которые возникли после изоляции системы от контакта с морской водой. Действительно, в замкнутой системе без какого-либо обновления поровых флюидов образование иллита требует конгруэнтного растворения детритовых частиц как необходимого поставщика катионов. Такое растворение добавляет в интерстициальную среду также и радиогенный ^{87}Sr и объясняет более высокие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Sr, входящем в структуру кристаллизующихся в этих условиях аутигенных минералов (Clauer et al., 1990; Gorokhov et al., 1994). Доля силикатного Sr в поровом флюиде может достигать 45% (Awwiller, 1994). Этот механизм, вероятно, ответствен за образование в юсмастахских аргиллитах “древнего” иллита первой генерации.

Второй механизм требует смены флюидного режима на поздних стадиях литогенеза, которая может быть связана с дальнейшим погружением осадочных толщ или их поднятием в зону циркуляции метеорных вод. Образование или перекристаллизация глинистого материала в этом случае, вероятно, происходят в условиях открытой системы. Интенсивность такого процесса должна зависеть от проницаемости породы. Можно полагать, что этот механизм привел к образованию “молодого” иллита второй генерации.

Коррелированные между собой отклонения от линий смешивания точек, отвечающих вытяжкам и остаткам от выщелачивания самых тонкозернистых СФ, дают основания полагать, что иллит в

этих СФ образовался в среде, отличавшейся по своим Rb-Sr характеристикам от той, в которой проходила кристаллизация более ранних генераций этого минерала. Следовательно, речь может идти либо об изменении состава флюида на последних стадиях кристаллизации второй генерации иллита, либо скорее об отдельном (третьем и последнем) эпизоде образования иллита.

Интерпретация значений Rb-Sr возраста, полученных по “внутренним” изохронам. Сделанный выше вывод о когенетичности подвижного и неподвижного Sr в глинистых субфракциях определяет возможность Rb-Sr датирования конечных членов семей с использованием внутренних изохрон, которые построены по триплетам, включающим необработанную СФ, ацетатную вытяжку и остаток от выщелачивания. Эти изохроны для аутигенных СФ, отвечающих конечным членам смеси, датируют реальные, дискретные во времени события. Таким событием могло быть либо превращение первоначального смектита или смешанослойного иллит-смектита в 1Md иллит под влиянием роста температуры и/или содержания К в поровых водах, либо перекристаллизация глинистого материала в результате притока нового порового флюида. В ходе подобных трансформаций, во-первых, обычно увеличиваются содержания К и Rb в минерале, что ведет к образованию замкнутых неразбухающих межслоев, а, во-вторых, межслоевой Sr изотопно уравнивается со Sr порового флюида. Последний процесс является необходимым условием для того, чтобы возрасты, вычисленные из наклона внутренних изохрон, имели геохронологический смысл.

Внутренние изохроны для обоих исследованных образцов дают широкий диапазон кажущихся Rb-Sr возрастов от 1284 ± 16 до 1004 ± 6 млн. лет, которые уменьшаются по мере уменьшения размера глинистых частиц. Напомним, что значительная часть разноразмерных СФ изученных аргиллитов включает двухкомпонентные смеси неогенетичных иллитов. Поэтому датировки для всех СФ, не отвечающих конечным членам смеси, не имеют геохронологического смысла.

Выше было показано (рис. 10), что “древние” конечные члены смесей в обоих изученных образцах представлены крупнозернистыми СФ (0.6–2 мкм обр. АН-33 и 1–2 мкм обр. АН-42), содержащими иллит первой генерации. Возраст этого иллита определяется наклонами внутренних изохрон (рис. 5 и 6) для соответствующих СФ и составляет 1272–1284 млн. лет. Указанные значения согласуются как между собой, так и с выводами о возрасте рассматриваемых отложений, основанными на С-изотопных хемотратиграфических и палеонтологических данных и на Rb-Sr и К-Аг датировках осадочных геохронометров из нижеле-

жащих горизонтов котуйканского разреза рифея (см. выше). Несколько более молодая датировка СФ 2–5 мкм обр. АН-33, равная 1236 ± 9 млн. лет, по-видимому, обусловлена примесью полевого шпата в этой СФ. Кажущаяся парадоксальность такого заключения (добавка обломочного полевого шпата, несомненно более древнего по сравнению с аутигенным глинистым материалом, приводит к занижению, а не к завышению кажущегося возраста СФ) связана с тем, что линия для указанной СФ на рис. 5, строго говоря, не является изохроной из-за неогенетичности представленных на ней компонентов. Действительно, остаток от выщелачивания здесь составлен смесью иллита первой генерации и значительного количества полевого шпата. Способность же Sr переходить в раствор под влиянием выщелачивающих агентов существенно выше у слоистых алюмосиликатов по сравнению с каркасными (см., например, Gorokhov et al., 1984; Горохов и др., 1995). В связи с этим изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ацетатной вытяжке из этой СФ, по-видимому, отвечает среде кристаллизации иллита первой генерации, но много выше значений 0.705–0.710 – наиболее вероятных первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для содержащих полевые шпаты пород источника сноса юсмастахских осадков. Таким образом, на рис. 5 для СФ 2–5 мкм мы имеем ситуацию, когда относительно молодой глинистый материал смешан с древним веществом, реально имеющим низкое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (и, вероятно, не слишком высокое отношение Rb/Sr). Для вычисления же возраста этой смеси используется не свойственное ей и полученное в результате некорректного применения изохронной модели высокое значение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7778$. Очевидно, что при этих обстоятельствах величина кажущегося возраста смеси не имеет геохронологического смысла и оказывается даже меньшей, чем реальный возраст глинистого материала.

Иллит второй генерации в наиболее обогащенном виде представлен на рис. 9 и 10 “молодыми” конечными членами смесей – СФ 0.2–0.3 мкм для обр. АН-33 и СФ 0.1–0.2 мкм для обр. АН-42. Таким образом, значения 1093–1131 млн. лет (рис. 5 и 6), отвечающие этим СФ, могут рассматриваться как максимальный возраст процесса, приведшего к образованию в юсмастахских аргиллитах иллита второй генерации. Наконец, для не входящего в систематику смешения более позднего иллита, представленного в наиболее тонкозернистых СФ, получены значения Rb-Sr возраста 1004 ± 6 млн. лет для нижней и 1048 ± 5 млн. лет для верхней подсвет (рис. 5 и 6).

При интерпретации геологического значения полученных результатов могут обсуждаться два

альтернативных варианта: 1) накопление осадков нижней и верхней подсвит юсмастахской свиты было разделено значительным возрастным интервалом, и диагенез погружения (захоронение) этих подсвит происходил соответственно 1270–1280 и 1090–1130 млн. лет назад, а древний (1284 ± 15 млн. лет) иллит в аргиллитах верхней подсвиты является детритовым; 2) осадки обеих подсвит накопились в течение геологически короткого интервала времени, и их диагенез погружения, приведший к образованию аутигенного иллита первой генерации, происходил 1270–1280 млн. лет назад, а иллит второй генерации, присутствующий в обеих подсвитах, образовался 1090–1130 млн. лет назад в ходе наложенного события (или событий). Что же касается датировок самого молодого иллита (третьей генерации), то они в обоих вариантах должны отражать время наиболее поздних стадий литогенеза юсмастахских аргиллитов.

Первый из указанных вариантов интерпретации является маловероятным по двум причинам. Во-первых, он не дает объяснения синхронности образования иллита второй генерации в верхней и нижней подсвитах. Во-вторых, он противоречит С-изотопным хеостратиграфическим данным, согласно которым возраст обеих подсвит юсмастахской свиты не меньше 1250 млн. лет (см. выше). Имеющиеся данные ясно свидетельствуют в пользу второго варианта. Поэтому мы можем предложить на его основе следующий сценарий, объясняющий наблюдаемые соотношения Rb-Sr возрастов различных глинистых СФ из обеих подсвит юсмастахской свиты. В основу этого сценария положены обоснованные выше выводы о том, что иллит в юсмастахских аргиллитах представлен тремя некогенетичными аутигенными генерациями, что эти генерации формировались в средах, различавшихся, по меньшей мере, по изотопному составу Sr, и что процессы формирования генераций были разорваны во времени.

Юсмастахские отложения накопились в самом начале среднего рифея в течение геологически очень короткого промежутка времени (не более 10 млн. лет) и около 1270–1280 млн. лет назад испытали диагенез погружения, приведший к формированию иллита первой генерации (СФ 0.6–2 мкм обр. АН-33 и 1–2 мкм обр. АН-42). Такой вывод опирается на комплекс взаимно согласующихся доводов. Палеонтологические и С-изотопные хеостратиграфические данные показывают, что время накопления юсмастахской свиты не выходило за рамки 1350–1250 млн. лет, а совпадающие между собой датировки иллита первой генерации из обеих подсвит (Rb-Sr метод, 1284 ± 8 и 1272 ± 8 млн. лет) и глобулярного глауконита из основания нижней подсвиты (К-Аг метод, 1270 млн. лет;

Геохронология докембрия..., 1968) уточняют возраст этого процесса. Вместе с тем, совпадение Rb-Sr датировок ниже- и верхнеюсмастахского иллита первой генерации, возникшего в ходе диагенеза погружения, подчеркивает универсальность этого события для всех юсмастахских пород. Прямых данных о его температурном режиме нет. Однако цветовой индекс органостенных микрофоссилий из усть-ильинских и нижнекотуйканских отложений, лежащих стратиграфически ниже юсмастахской свиты на 250–350 м, показывает, что эти отложения за всю свою геологическую историю не нагревались выше 60–70°C (если не считать узких контактных зон с гипабиссальными интрузиями; Горохов и др., 1991). Соответствующие значения для юсмастахской свиты могли быть только более низкими. Следовательно, прогрев отложений не мог приводить к уменьшению изотопного возраста юсмастахских иллитов и глауконитов.

Событие с возрастом 1090–1130 млн. лет, фиксируемое “молодыми” конечными членами двухкомпонентных систем смешения в обоих образцах (СФ 0.2–0.3 мкм обр. АН-33 и 0.1–0.2 мкм обр. АН-42), вероятно, соответствует началу процесса эксгумации рифея западного склона Анабарского массива. Эта эксгумация привела к изменению состава интерстициальных вод в юсмастахских отложениях, что вызвало образование второй генерации аутигенного иллита. Совпадение Rb-Sr датировок упомянутых СФ иллита с К-Аг датировками глауконита из верхней подсвиты (1070–1120 млн. лет; Геохронология докембрия..., 1968) служит доказательством реальности события такого возраста, хотя само по себе ничего не говорит о его природе.

Позднее юсмастахские отложения были выведены в зону интенсивной циркуляции метеорных вод, которые являются ведущим фактором регрессивного катагенеза. Результатом этого катагенетического события, завершившегося, вероятно, 1000–1060 млн. лет назад, являются молодые датировки тонкозернистых СФ (<0.1 мкм для обоих образцов и 0.1–0.2 мкм обр. АН-33), включающих богатые Al генерации 1Md иллита. Отклонение соответствующих точек от общих трендов на рис. 9 и 10 означает, что среда, в которой образовались иллиты этих СФ, отличалась по изотопному составу Sr от среды кристаллизации более ранних иллитов второй генерации, и эти эпизоды вполне могли быть отделены друг от друга во времени. В пользу того, что указанные “молодые” датировки являются следствием дальнейшего воздымания юсмастахских отложений, свидетельствует тот факт, что датировка самой тонкозернистой СФ (<0.1 мкм) верхней подсвиты 1048 ± 5 млн лет по величине

превосходит соответствующую датировку 1004 ± 6 млн. лет стратиграфически более древней нижней подсвиты. Такое кажущееся противоречие не только легко объясняется в рамках предлагаемого сценария, но и служит его подтверждением. Действительно, расположенные стратиграфически выше верхнеюсмастахские породы при воздымании рифейских отложений западного склона Анабарского массива достигли зоны смены флюидного режима ранее, чем расположенные ниже по разрезу нижнеюсмастахские. Более того, предлагаемый сценарий предусматривает, что верхняя подсвита находилась в обстановках, способствовавших перекристаллизации глинистого материала и образованию иллита молодых генераций в течение более длительного времени, чем нижняя. Это могло способствовать изотопному обмену подвижного Sr в относительно крупнозернистых СФ обр. АН-42 с флюидом, содержащим Sr с высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, и нарушению соответствующих изотопных систем в этом верхнеюсмастахском аргиллите. Возможно, что здесь сыграла свою роль и лучшая проницаемость пород горизонта, из которого взят обр. АН-42.

ВЫВОДЫ

Полученные данные позволяют сформулировать следующие выводы, значение части из которых выходит далеко за региональные рамки.

1. На примере юсмастахской свиты продемонстрирована эффективность комплексного (мультидисциплинарного) подхода к определению возраста докембрийских отложений. Имеющиеся палеонтологические и С-изотопные хемотратиграфические данные показали, что эта свита принадлежит нижней части среднего рифея, определили относительно широкие ее возрастные рамки (~1350–1250 млн. лет) и наложили ограничения на интерпретацию геологического значения как ранее известных (глобулярный глауконит, К-Аг метод), так и вновь полученных (субмикронные глинистые СФ, Rb-Sr метод) изотопных датировок рассматриваемой свиты.

2. В очередной раз показаны возможности Rb-Sr изотопного датирования верхнедокембрийских аргиллитов по набору дробных тонкозернистых глинистых субфракций с использованием их рентгеноструктурной диагностики. Установлено, что лабораторное выщелачивание действительно позволяет получить информацию о среде кристаллизации иллита. Это открывает возможность уверенного определения Rb-Sr возраста конечных членов иллитовых смесей с использованием “внутренних” изохрон, построенных по триплетам, которые включают необработанную тонко-

зернистую субфракцию, ацетатную вытяжку и остаток от выщелачивания. Такие изохроны для тех аутигенных субфракций, которые отвечают конечным членам смесей, датируют реальные, дискретные во времени события. Точность полученных значений изотопного возраста при этом зависит, конечно, от того, насколько правильно идентифицированы эти конечные члены (Рублев, 1998). Датировки же для “промежуточных” субфракций не имеют геохронологического смысла.

3. Доказано, что юсмастахские аргиллиты содержат смесь трех разновозрастных генераций аутигенного иллита: более древней в относительно крупнозернистых субфракциях и молодых в мелкозернистых. Эти генерации формировались в средах, которые отличались друг от друга по изотопному составу Sr.

4. Проведенное Rb-Sr изохронное датирование показало, что накопление юсмастахской свиты и диагенез погружения ее осадков произошли за геологически очень короткий (по-видимому, не более 10 млн. лет) промежуток времени около 1270–1280 млн. лет назад. В ходе последующего воздымания осадочных толщ и обновления состава поровых флюидов накопившиеся отложения испытали два этапа наложенных низкотемпературных воздействий 1130–1090 и 1060–1000 млн. лет назад, которые привели к образованию новых генераций аутигенного иллита.

5. Полученные данные вносят коррективы в сложившиеся представления о возрастном диапазоне распространения таких широко известных формальных родов строматолитов как *Gymnosolen* и *Voxonia*, и показывают, что первые эндемичные их виды (*Gymnosolen furcatus* Kom. и *Voxonia lissa* Kom.) появляются в среднем рифее, а не в более молодых отложениях, как это считалось ранее.

Авторы выражают глубокую признательность В.А. Дрицу и А.Г. Рублеву за конструктивные критические замечания, способствовавшие улучшению рукописи. Мы также благодарны Г.В. Котову, М.Д. Толкачеву и М.Р. Павлову за предоставленные результаты изучения тонкозернистых глинистых субфракций методами просвечивающей и сканирующей электронной микроскопии и А.Б. Кузнецову за помощь в подготовке иллюстративного материала. Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 99-05-64054 и 99-05-65338).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии рифея и венда Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 114–130.

- Бейс 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.
- Бейс А.Ф., Ларионов Н.Н., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии в стратиграфии рифейских отложений Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) и Приуралья (Камско-Бельский авлакоген) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 5. С. 3–28.
- Виноградов В.И. Геологическое значение Rb-Sr и K-Ag изотопных датировок синих глин Прибалтики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 5. С. 101–106.
- Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений запада Сибирской платформы // Литология и полезн. ископаемые. 1994. № 4. С. 49–76.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 332 с.
- Голованов Н.П. Строматолиты верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия // Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970. С. 60–88.
- Головенко В.К., Белова М.Ю. Докембрийские микрофоссилии в кремнях билляжской серии Анабарского поднятия // Палеонтол. журнал. 1984. № 4. С. 20–30.
- Горохов И.М. Rb-Sr изотопная диагностика полистадийной эволюции иллита в верхнепротерозойских глинистых породах // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 5. С. 647–651.
- Горохов И.М., Семихатов М.А. Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщение 2. Поведение Rb и Sr в ходе диагенеза, катагенеза и начального метаморфизма // Литология и полезн. ископаемые. 1984. № 2. С. 87–109.
- Горохов И.М., Мельников Н.Н. Два различных подхода к использованию изохронного метода при датировании осадочных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 7. № 6. С. 107–112.
- Горохов И.М., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л. и др. Поведение компонентов Rb-Sr систем тонких фракций при выщелачивании // 12 Всес. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. 17–19 апреля 1989 г. Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1989. С. 48–49.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбецкой Е.Р. и др. Rb-Sr и K-Ag возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 17–32.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33.
- Горохов И.М., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П. Rb-Sr систематика пелитовых фракций в нижнерифейских аргиллитах: усть-ильинская свита, Анабарский массив, Северная Сибирь // Литология и полезн. ископаемые. 1997. № 5. С. 530–539.
- Злобин М.Н., Голованов Н.П. Стратиграфический очерк верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970. С. 6–20.
- Комар Вл.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 114 с.
- Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245–1250.
- Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163–180.
- Рублев А.Г. Об изотопном датировании осадочных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 5. С. 107–112.
- Савицкий В.Е., Демюкидов К.К., Соболевская Р.Ф. и др. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. Л.: НИИГА, 1959. 212 с.
- Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 33–50.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея // М.: Наука, 1983. 223 с.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.
- Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 160 с.
- Степанюк Л.М. Уран-свинцовый возраст гранитов Анабарского щита // Раннедокембрийские образования центральной части Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. Л.: НИИГА, 1974. С. 76–83.
- Степанюк Л.М. Уран-свинцовый возраст микроклиновых гранитов Анабарского щита // Докл. АН УССР. 1991. № 10. С. 127–129.
- Шенфильд В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамишина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 225 с.
- Якшин М.С. Микробиота котуйканской свиты билляжской серии рифея Анабарского поднятия // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 84–98.

- Якушин М.С. Водорослевая микропроблематика нижнего рифея Анабарского поднятия. Новосибирск: Наука, 1991. 61 с.
- Awwiller D.N. Geochronology and mass transfer in Gulf Coast mudrocks (southcentral Texas, U. S. A.): Rb-Sr, Sm-Nd and REE systematics // Chem. Geol. 1994. V. 116. № 1/2. P. 61–84.
- Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J. et al. Global events across the Mesoproterozoic–Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Precambrian Res., in press.
- Bonhomme M.G. The use of Rb-Sr and K-Ar dating methods as a stratigraphic tool applied to sedimentary rocks and minerals // Precambrian Res. 1982. V. 18. № 1/2. P. 5–25.
- Bonhomme M.G. Type of sampling and comparison between K-Ar and Rb-Sr isotopic dating of fine fractions from sediments in attempt to date young diagenetic events // Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.). 1987. V. 65. № 3/4. P. 209–222.
- Clauer N. Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain // Sci. Géol. Mém. Strasbourg. 1976. № 45. 256 p.
- Clauer N. A new approach to Rb-Sr dating of sedimentary rocks / Jäger E. and Hunziker J.C. (eds). Lectures in Isotope Geology. Springer-Verlag. 1979. P. 30–51.
- Clauer N., Chaudhuri S. Clays in Crustal Environments. Isotopic Dating and Tracing. Springer-Verlag. Berlin. 1995. 360 p.
- Clauer N., Giblin P., Lucas J. Sr and Ar isotope studies of detrital smectites from the Atlantic Ocean (D. S. D. P., Legs 43, 48 and 50) // Chem. Geol. (Isot. Geosci.). 1984. V. 46. № 2. P. 141–151.
- Clauer N., O'Neil J.R., Bonnot–Courtois C., Holtzapffel T. Morphological, chemical and isotopic evidence for an early diagenetic evolution of detrital smectites in marine sediments // Clays Clay Miner. 1990. V. 38. № 1. P. 33–46.
- Clauer N., Chaudhuri S., Kralik M., Bonnot–Courtois C. Effects of experimental leaching on Rb-Sr and K-Ar isotopic systems and REE contents of diagenetic illite // Chem. Geol. 1993. V. 103. № 1/4. P. 1–16.
- Dong H., Hall C.M., Peacor D.R., Halliday A.N. Mechanisms of argon retention in clays revealed by laser ^{40}Ar – ^{39}Ar dating // Science. 1995. V. 267. № 5196. P. 355–359.
- Drits V., Srodon J., Eberl D.D. XRD measurement of mean crystallite thickness of illite and illite/smectite: Reappraisal of the Kubler index and the Scherrer equation // Clays Clay Miner. 1997. V. 45. № 3. P. 461–475.
- Eberl D.D., Srodon J., Kralik M. et al. Ostwald ripening of clays and metamorphic minerals // Science. 1990. V. 248. № 4954. P. 474–477.
- Esquevin J. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité // Bull. Centre Rech. Pau – SNPA. 1969. V. 3. № 1. P. 147–153.
- Gorokhov I.M., Clauer N., Turchenko T.L. et al. Rb-Sr systematics of Vendian–Cambrian claystones from the east European Platform: Implications for a multi-stage illite evolution // Chem. Geol. 1994. V. 112. № 1/2. P. 71–89.
- Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Melnikov N.N. Improved reference curve of Late Proterozoic seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ / Botrell S.H. et al. (eds). Short Papers. Proceedings of the 4th Internat. Symposium on the Geochemistry of the Earth's Surface. Leeds. 1996. P. 714–717.
- Kah L.C., Sherman A.C., Narbonne G.M. et al. $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlation // Canad. J. Earth Sci. 1999. V. 36. № 3. P. 313–332.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A. et al. Integrated chronostratigraphy of Proterozoic–Cambrian boundary beds of the Western Anabar region, northern Siberia // Geol. Mag. 1996. V. 133. № 5. P. 509–533.
- Kisch H.J. Illite crystallinity and coal rank associated with lowest grade metamorphism of the Taveyanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps // Eclogae geol. Helv. 1980. V. 73. № 7. P. 753–777.
- Kisch H.J. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks / Larsen G. and Chilingar G.V. (eds). Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks. 2. Elsevier, Amsterdam. 1983. P. 513–541.
- Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. The carbon-isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean succession from Northwestern Siberia (Anabar massif, Turukhansk uplift) // Amer. J. Sci. 1995. V. 295. № P. 823–850.
- Kralik M., Schramm J.M. Illit-Wachstum: Übergang Diagenese–Metamorphose in Karbonat- und Tongesteinen der Nördlichen Kalkalpen: Mineralogie und Isotopengeologie (Rb-Sr, K-Ar und C–O) // Jb. Geol. Bundesanst. 1994. V. 137. № 1. P. 105–137.
- Kubler B. La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme / Schaer J.-P., ed. Colloque sur les Étages Tectoniques, Univ. Neuchâtel. A la Baconnière, Neuchâtel. 1966. P. 105–122.
- Kubler B. "Cristallinité" de l'illite et mixed-layers: brève révision // Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 1990. V. 70. № 1. P. 89–93.
- Lander R.H., Bloch S., Mehta S., Atkinson C.D. Burial diagenesis of paleosols in the Giant Yacheng gas field, People's Republic of China: Bearing on illite reaction pathways // J. Sediment. Petrol. 1991. V. 61. № 2. P. 256–268.
- Lanson B., Besson G. Characterization of the end of smectite-to-illite transformation: Decomposition of X-ray patterns // Clays Clay Miner. 1992. V. 40. № 1. P. 40–52.
- McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A. The statistical assessment of Rb-Sr isochrons // J. Geophys. Res. 1966. V. 71. № 22. P. 5459–5468.
- Morton J.P. Rb-Sr dating of diagenesis and source age of clays in Upper Devonian black shales of Texas // Bull. Geol. Soc. Amer. 1985. V. 96. № 8. P. 1043–1049.
- Ohr M., Halliday A.N., Peacor D.R. Sr and Nd isotopic evidence for punctuated clay diagenesis, Texas Gulf Coast // Earth Planet. Sci. Letters. 1991. V. 105. № 1/3. P. 110–126.
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Grotzinger J.P. Paleobiology of the Mesoproterozoic Billiak Group, Anabar uplift, Northern Siberia // Paleontol. Soc. mem. 39. 1995. 37 p.

Srodon J., Eberl D.D. Illite // Bailey S.W. (ed.). *Reviews in Mineralogy*. V. 13. Chelsea, Michigan: Mineralogical Society of America, 1984. P. 495–544.

Veizer J., Compston W. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1976. V. 40. № 8. P. 905–914.

Veizer J., Plumb K.A., Clayton R.N. et al. Geochemistry of Precambrian carbonates. V. Late Paleoproterozoic seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. № 6. P. 2487–2501.

Wada S.-I., Furumura S. Solubility of CaCO_3 in 1 mol L^{-1} ammonium acetate for extracting exchangeable bases // *Soil Sci. Plant. Nutr.* 1994. V. 40. № 2. P. 361–364.

Walter M.R., Krylov I.N., Muir M.D. Stromatolites from Middle and Late Proterozoic sequences in the McArthur and Georgina basins and the Mount Isa Province, Australia // *Alcheringa*. 1988. V. 12. № 1. P. 79–106.

Warr L.N., Rice A.H.N. Interlaboratory standartization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data // *J. Metamorph. Geol.* 1994. V. 12. № 1. P. 141–152.

Williamson J.H. Least-squares fitting of a straight line // *Can. J. Phys.* 1968. V. 46. № 16. P. 1845–1847.

Рецензенты Е.В. Бибикова, А.Г. Рублев

УДК 56(11):551.733(571.5)

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ФАУНЫ И ФЛОРЫ СИЛУРА ТИПОВЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

© 2001 г. Ю. И. Тесаков*, Н. Н. Предтеченский**, В. Г. Хромых*, А. Я. Бергер**

* Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
630090 Новосибирск, Университетский просп., 3, Россия,** Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, 199026 Санкт-Петербург,
Средний просп., 74, Россия

В типовых для силура Восточной Сибири районах установлен 321 вид граптолитов, хитинозой, акритарх, цефалопод, трилобитов, брахиопод, сколекодонтов, конодонтов, мшанок, остракод, гастропод, криноидей, ругоз, табулят, гелиолитоидей, строматопороидей, тентакулитов. Все три типовых района (Мойеронский, Туруханский, Норильский) находились в полосе развития мелкошельфовых фаций, где преобладали бентосные виды, являющиеся промежуточными между глубоководной и отмельной биотами. Анализ этапов развития фауны и флоры дан по местным биоинтервалам, соответствующим планетарным (глобальным) биоинтервалам (биохронам). Выявлены виды широкого и узкого стратиграфического распространения и закономерности их появления и исчезновения. Основной закономерностью развития видов в типовых районах силура Восточной Сибири является их массовое появление в начале силурийского периода и их массовое исчезновение в его конце. Эта закономерность связывается с глобальной силурийской трансгрессией в начале периода и глобальной регрессией в его конце, охватившей большинство платформенных седиментационных бассейнов. Более мелкие этапы связываются также с колебаниями уровня мирового океана.

Ключевые слова. Силур, фауна, флора, Сибирь, типовые районы, биоинтервал.

К типовым районам силура Восточной Сибири относятся Мойеронский, Туруханский и Норильский стратиграфические районы (Тесаков и др., 1998; рисунок). В общем фауна и флора типовых районов многочисленна и разнообразна по систематическому составу, в который входят граптолиты, хитинозои, акритархи, цефалоподы, трилобиты, брахиоподы, сколекодонты, конодонты, мшанки, остракоды, гастроподы, криноидеи, ругозы, табуляты, гелиолитоидеи, строматопороидеи, тентакулиты и эвриптериды. Кроме того, широко развиты строматолитовые постройки и ходы илоедов разной конфигурации, которые позволяют датировать разные биономические зоны бассейна. В других районах Восточной Сибири также широко развиты глубоководные фации с граптолитами и мелководные фации с рыбами. Эти материалы выходят за рамки стратотипических районов и здесь не рассматриваются. Ранее фауна и флора типовых районов Восточной Сибири рассматривалась в отдельных стратиграфических и палеонтологических работах (Абушик, 1960; Елтышева, 1960; Нехорошев, 1961; Никифорова, Андреева, 1961; Востокова, 1962; Максимова, 1962; Ивановский, 1963; Мягкова и др., 1963, 1977; Соколов, Тесаков, 1963; Никифорова, 1965; Мягкова, 1967; Лопушинская, 1976; Тесаков и др., 1979, 1980, 1985, 1986, 1998а, 1998б, 1999, 2000; Соколов (ред.), 1982; Заславская, 1983; Тесаков (ред.), 1983; Шешегова, 1984) и многих дру-

гих отдельных статьях. Здесь приводится сводка распространения видов по всем группам фауны и флоры, распространенных в типовых для силура районах Восточной Сибири (рисунок).

Распространение видов зафиксировано по региональным хронозонам. Количество экземпляров вида обозначено цифрами: 1 – единичные, 2 – редкие, 3 – частые, 4 – многочисленные, 5 – обильные. Максимальный размер встречающихся экземпляров показан: крупные экземпляры – квадратами, средние – кружками и мелкие – восьмиугольниками. Общее стратиграфическое распространение видов в стратотипических районах дано заливкой. В таблицу распространения включены только те виды, местонахождения которых достоверно привязаны к той или иной местной и региональной хронозоне в ряду послонно скоррелированных обнажений. Всего в таблице зафиксирован 321 вид. Порядок расположения видов зафиксирован по их появлению в хронозонах, причем в каждой хронозоне справа показаны виды широкого стратиграфического распространения, слева – узкого стратиграфического распространения. В результате этого обособляются уровни появления видов. Вверху таблицы условными знаками показана группа фауны или флоры, к которой принадлежит вид. Ниже дается краткая характеристика местных биоинтервалов, соответствующих по стратиграфическому объему местным хронозонам типовых стратиграфических

Планетарные хроностратиграфические подразделения		Надъярус		Ярус		Подъярус		Планетарная хронозона		Планетарный биоинтервал		Надгоризонт		Горизонт		Подгоризонт		Региональная хронозона		Региональный биоинтервал		Региональные хроностратиграфические подразделения Восточной Сибири	Хроностратиграфическая схема силура стратотипических районов Восточной Сибири												
																							Стратиграфический район	Хроностратиграфические подразделения в стратотипических районах		Стандарт региональных хроностратиграфических подразделений силура Восточной Сибири		Хроностратиграфическая корреляция разрезов в стратотипических районах Восточной Сибири							
Надъярус		Ярус		Подъярус		Планетарная хронозона		Планетарный биоинтервал		Надгоризонт		Горизонт		Подгоризонт		Региональная хронозона		Региональный биоинтервал		Стратиграфический район	Хроностратиграфические подразделения в стратотипических районах			Стандарт региональных хроностратиграфических подразделений силура Восточной Сибири		Хроностратиграфическая корреляция разрезов в стратотипических районах Восточной Сибири									
D ₁		Локков		Ямпахт.		Ямпахтинская		141		230		141		183		164																			
Пржидоли		Пржидоли		В.		2		54																									54		
1		1		1		1		53																									53		
3		3		3		3		52																									52		
2		2		2		2		51																									51		
1		1		1		1		50																									50		
2		2		2		2		49																									49		
1		1		1		1		48																									48		
1		1		1		1		47																									47		
3		3		3		3		46																									46		
2		2		2		2		45																									45		
1		1		1		1		44																									44		
7		7		7		7		43																									43		
6		6		6		6		42																									42		
5		5		5		5		41																									41		
4		4		4		4		40																									40		
3		3		3		3		39																									39		
2		2		2		2		38																									38		
1		1		1		1		37																									37		
6		6		6		6		46																									46		
5		5		5		5		45																									45		
4		4		4		4		44																									44		
3		3		3		3		43																									43		
2		2		2		2		42																									42		
1		1		1		1		41																									41		
4		4		4		4		40																									40		
3		3		3		3		39																									39		
2		2		2		2		38																									38		
1		1		1		1		37																									37		
6		6		6		6		36																									36		
5		5		5		5		35																									35		
4		4		4		4		34																									34		
3		3		3		3		33																									33		
2		2		2		2		32																									32		
1		1		1		1		31																									31		
3		3		3		3		30																									30		
2		2		2		2		29																									29		
1		1		1		1		28																									28		
2		2		2		2		27																									27		
1		1		1		1		26																									26		
1		1		1		1		25																									25		
3		3		3		3		24																									24		
2		2		2		2		23																									23		
1		1		1		1		22																									22		
1		1		1		1		21																									21		
2		2		2		2		20																									20		
1		1		1		1		19																									19		
5		5		5		5		18																									18		
4		4		4		4		17																									17		
3		3		3		3		16																									16		
2		2		2		2		15																									15		
1		1		1		1		14																									14		
2		2		2		2		13																									13		
1		1		1		1		12																									12		
2		2		2		2		11																									11		
1		1		1		1		10																									10		
6		6		6		6		9																									9		
5		5		5		5		8																									8		
4		4		4		4		7																									7		
3		3		3		3		6																									6		
2		2		2		2		5																									5		
1		1		1		1		4																									4		
3		3		3		3		3																									3		
2		2		2		2		2																									2		
1		1		1		1		1																									1		
O ₃		Ашгиля		Кет		Бурский																											79		
																																	82		
																																	92		
																																	94		
																																	94		

Рисунок. Начало.



Рисунок. Продолжение.

		Корреляционный уровень	
56	(+)58A/2 - (-)66/12		<i>Eisenackitina lagenomorpha</i>
57	(+)58A/2 - (-)66/18		<i>Multiprion</i> sp. n.
58	(+)58A/2 - (-)11/15		<i>Multiprion trapezoides</i>
59	± 60/3		<i>Yavorskiina rzonnickii</i>
60	± 60/3		<i>Monotrypa pediculata</i>
61	(+)60/3 - (-)58/9		<i>Sactoceras richteri</i>
62	(+)60/3 - (-)58/16		<i>Trichonadella symmetrica</i>
63	(+)60/3 - (-)58/17		<i>Protophilophyllum cylindricum</i>
64	(+)60/3 - (-)66/8		<i>Ecclimadictyon fastigiatum</i>
65	(+)60/3 - (-)66/20		<i>Huddella johni</i>
66	(+)60/3 - (-)66/20		<i>Kockelella suglobovi</i>
67	(+)60/3 - (-)66/31		<i>Armenoceras bachtense</i>
68	(+)60/3 - (-)66/31		<i>Kymocystis notabilis</i>
69	(+)60/3 - (-)66/31		<i>Stelodictyon moierense</i>
70	(+)60/3 - (-)66/31		<i>Labechia condensa</i>
71	(+)60/4 - (-)10/36		<i>Hyattidina acutisummitatus</i>
72	(+)60/3 - (-)10/29		<i>Murchisonia cingulata</i>
73	(+)87/55 - (-)58A/4		<i>Favosphaeridium polybrachatum</i>
74	(+)87/55 - (-)66/18		<i>Yavorskiina membrosa</i>
75	(+)87/51 - (-)87/55		<i>Megalomus</i> sp.
76	(+)87/42 - (-)3/16		<i>Morinorhynchus proprius</i>
77	(+)87/35 - (-)87/40		<i>Syringoporus irregularis</i>
78	(+)87/36 - (-)87/40		<i>Stromatopora sibirica</i>
79	± 87/38		<i>Plectostroma tenuipalum</i>
80	(+)87/40 - (-)60/4		<i>Mesosaporipora porosa</i>
81	(+)87/35 - (-)58/16		<i>Mesosolenia festiva</i>
82	(+)87/36 - (-)66/31		<i>Stromatopora obrutshvi</i>
83	(+)87/35 - (-)66/31		<i>Stromatopora lenensis</i>
84	(+)87/36 - (-)1/10		<i>Parastriatopora tebenjkovi</i>
85	(+)87/37 - (-)1/11		<i>Conochitina elegans</i>
86	(+)87/35 - (-)1/12		<i>Favosites gothlandicus moyeroensis</i>
87	(+)86/24 - (-)86/26		<i>Eophacops ovatus</i>
88	(+)86/30 - (-)60/3		<i>Spathognathodus ozarkodini</i>
89	(+)86/31 - (-)58/16		<i>Egiasarowicrinus egiasarowi</i>
90	(+)86/31 - (-)66/25		<i>Protatrypa lepidota</i>
91	(+)86/26 - (-)66/31		<i>Yassia enormis</i>
92	(+)86/31 - (-)3/13		<i>Howellella elevataeformis</i>
93	(+)86/31 - (-)3/13		<i>Subalveolites subulosus</i>
94	(+)86/33 - (-)2/11		<i>Bystrowicrinus bilobatus</i>
95	(+)86/33 - (-)2/18		<i>Cymatiosphaera pavimenta</i>
96	(+)86/25 - (-)1/10		<i>Nucellosphaeridium deunffii</i>
97	± 84/12		<i>Mesofavosites planus</i>
98	(+)84/13 - (-)85/18		<i>Insignia insignis</i>
99	(+)85/21 - (-)86/31		<i>Norilskina cuspidata</i>
100	(+)85/16 - (-)86/27		<i>Leiocyamus complanatus</i>
101	(+)85/21 - (-)86/27		<i>Beyrichia quadricornuta</i>
102	(+)85/22 - (-)87/35		<i>Rosenella</i> sp.
103	(+)85/22 - (-)87/40		<i>Stegerhynchus tungussensis</i>
104	(+)84/13 - (-)87/50		<i>Daleiella ariadnae</i>
105	(+)84/8 - (-)87/46		<i>Herrmannina moierensis</i>
106	(+)84/11 - (-)87/52		<i>Alispira rotundata</i>
107	(+)84/11 - (-)87/55		<i>Cytherellina oviformis</i>
108	(+)84/11 - (-)60/3		<i>Pterospathodus amorphognathoides</i>
109	(+)84/12 - (-)66/5		<i>Plectatrypa wenlockiana</i>
110	(+)86/22 - (-)3/13		<i>Dalejina ribnayaensis</i>

Рисунок. Продолжение.

		Корреляционный уровень	
1	11		<i>Syringopora fascicularis</i>
2	12		<i>Herrmannina nana</i>
3	13		<i>Bazarcrinus parvulus</i>
4	14		Algae
5	15		<i>Daleiella decorata</i>
6	16		<i>Cuneapora lindströmi</i>
7	17		<i>Striatopora flexuosa</i>
8	18		<i>Thecipora ornata</i>
9	19		<i>Labechia bajagirica</i>
10	20		<i>Clavdictyon circumtextum</i>
11	21		<i>Parastriatopora tchernychevi</i>
12	22		<i>Strophodonta omnutakhensis</i>
13	23		<i>Placocoenites orientalis</i>
14	24		<i>Mamellolabechia tuberculata</i>
15	25		<i>Plumatalinia densa</i>
16	26		<i>Scalaricrinus scalariformis</i>
17	27		<i>Beyrichia mirabilis</i>
18	28		<i>Stegerhynchus mojeroensis</i>
19	29		<i>Anabaria rara</i>
20	30		<i>Hyattidina parva</i>
21	31		<i>Lenatoechia multicostrata</i>
22	32		<i>Vaenopora kaljoi</i>
23	33		<i>Taxopora xenia</i>
24	34		<i>Virgiana moyeroensis</i>
25	35		<i>Stictopora markhensis</i>
26	36		<i>Bumastus barriensis</i>
27	37		<i>Onychophyllum pringlei</i>
28	38		<i>Entelophyllum obrutschevi</i>
29	39		<i>Turuchanocrinus turuchanensis</i>
30	40		<i>Parastriatopora rhizoides</i>
31	41		<i>Megalocrinus latilobatus</i>
32	42		<i>Holmophyllum holmi</i>
33	43		<i>Tuvaelites hemisphaericus</i>
34	44		<i>Helopora limata</i>
35	45		<i>Aulacognathus bullatus</i>
36	46		<i>Plectochitina saharica</i>
37	47		<i>Polychaetaspis nellie</i>
38	48		<i>Bystrowicrinus torosus</i>
39	49		<i>Conochitina rossica</i>
40	50		<i>Leptostrophia andreevae</i>
41	51		<i>Subalveolitella repentina</i>
42	52		<i>Lenatoechia elegans</i>
43	53		<i>Crotalocrinites borealis</i>
44	54		<i>Dentilasma honorabilis</i>
45	55		<i>Trachysphaeridium universalum</i>
46	56		<i>Pentlandina subcostatula</i>
47	57		<i>Loxonema sinuosa</i>
48	58		<i>Hadrognathus staurognathoides</i>
49	59		<i>Apsidognathus tuberculatus</i>
50	60		<i>Leiosphaeridia laevigata</i>
51	61		<i>Lophosphaeridium citrinum</i>
52	62		<i>Evenkyites rarus</i>
53	63		<i>Crassilasma obesa</i>
54	64		<i>Rhabdocyclus fletcheri</i>
55	65		<i>Asthenophyllum orientalis</i>

Рисунок. Продолжение.

		Корреляционный уровень	
54	D	166/67	<i>Eophacops quadrilineatus</i>
53		167/68	<i>Pentamerus oblongus</i>
52		168/69	<i>Myelodactylus flexibilis</i>
51		169/70	<i>Dentiferocrinus tuberculatus</i>
50		170/71	<i>Helicelasma whittardi</i>
49		171/72	<i>Dinophyllum apertum</i>
48		172/73	<i>Eisenackitina conica</i>
47		173/74	<i>Costatulites corniformis</i>
46		174/75	<i>Leiosphaeridia voigi</i>
45		175/76	<i>Pseudophaulactis lykophylloides</i>
44		176/77	<i>Cyathactis euryoni</i>
43		177/78	<i>Diexallophasis caperoradiata</i>
42		178/79	<i>Pterospathodus pennatus</i>
41		179/80	<i>Stegerhynchus extendilatus</i>
40		180/81	<i>Cryptothyrella norilica</i>
39		181/82	<i>Comasphaeridium williereae</i>
38		182/83	<i>Cystihalsites mirabilis</i>
37		183/84	<i>Lophosphaeridium parverarum</i>
36		184/85	<i>Ligonodina salopia</i>
35		185/86	<i>Eohowellella yadrenkinae</i>
34		186/87	<i>Rhynidictya bifurcata</i>
33		187/88	<i>Sceptropora obscura</i>
32		188/89	<i>Kymocystis complanatum</i>
31		189/90	<i>Panderodus simplex</i>
30		190/91	<i>Dinophyllum involutum</i>
29		191/92	<i>Icriodella inconstans</i>
28		192/93	<i>Subalveolites volutus</i>
27		193/94	<i>Distomodus egregius</i>
26		194/95	<i>Monticulipora allectiformis</i>
25		195/96	<i>Amplexopora similis</i>
24		196/97	<i>Quadralites quadratus</i>
23		197/98	<i>Labechia venusta</i>
22		198/99	<i>Eobronteus norilskensis</i>
21		199/200	<i>Pachydictya dichotoma</i>
20		200/201	<i>Costaegera hastata</i>
19		201/202	<i>Tajmirocrinus tajmirensis</i>
18		202/203	<i>Rafinesquina inaequicostata</i>
17		203/204	<i>Pterospathodus siluricus</i>
16		204/205	<i>Ptyllodictya lanceolata</i>
15		205/206	<i>Dinophyllum brevisseptatum</i>
14		206/207	<i>Strophomena kulumbensis</i>
13		207/208	<i>Walliserodus curvatus</i>
12		208/209	<i>Crassilasma simplex</i>
11		209/210	<i>Lenatoechia ramosa</i>
10		210/211	<i>Holophragma mitrata</i>
9		211/212	<i>Pychophyllum sibiricum</i>
8		212/213	<i>Homotrypa hondelensis</i>
7		213/214	<i>Pilophyllum moyeroense</i>
6		214/215	<i>Entelophyllum articulatum</i>
5		215/216	<i>Stelliporella lamellata</i>
4		216/217	<i>Bystrowicrinus quinquelobatus</i>
3		217/218	<i>Straparollus alacer</i>
2		218/219	<i>Helopora spiralis</i>
1		219/220	<i>Chasmatorpora moyeroensis</i>
0		220/221	<i>Poleumita anabarica</i>

Рисунок. Продолжение.

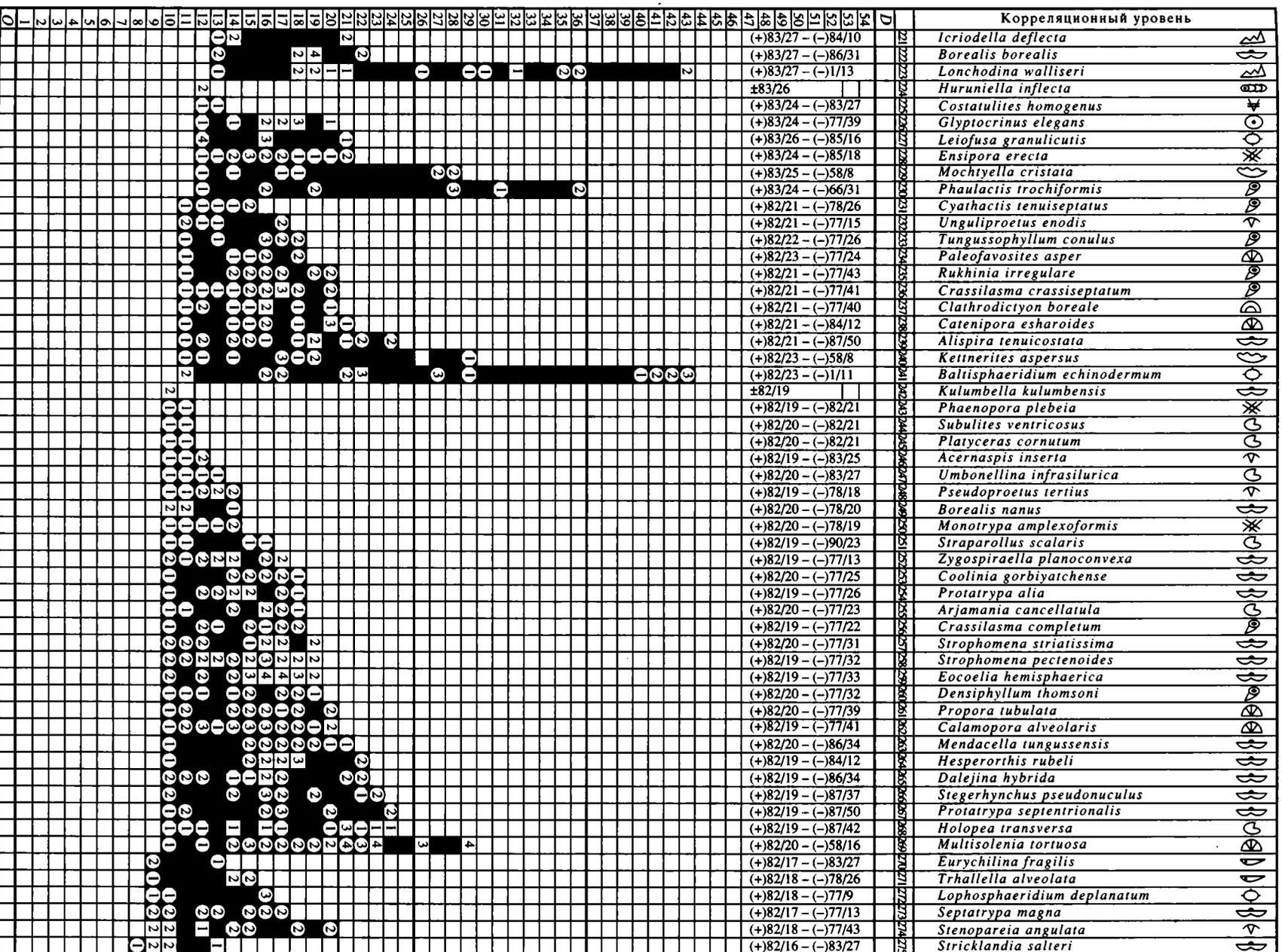


Рисунок. Продолжение.

Корреляционный уровень	
D	
70677/78279/80181	<i>Stricklandia lens</i>
	<i>Gyronema multangulata</i>
	<i>Kodonophyllum complanatum</i>
	<i>Dentiferocrinus dentiferus</i>
	<i>Armenoceras sauthamptonense</i>
	<i>Septiatrypa antiquata</i>
	<i>Cryptothyrella lacrima</i>
	<i>Prosoptychus globulus</i>
	<i>Moyerella stellata</i>
	<i>Favosites gothlandicus gothlandicus</i>
	<i>Conularia sp.</i>
	<i>Idiospira kuntikakhina</i>
	<i>Meifodia recta</i>
	<i>Clorinda undata</i>
	<i>Septiatrypa pentagonalis</i>
	<i>Sibiritta wiluensis</i>
	<i>Acernaspis superciliexcelsis</i>
	<i>Eotomaria kuondae</i>
	<i>Murchisonia insignis</i>
	<i>Coronograptus cyphus</i>
	<i>Costatulites undatus</i>
	<i>Pararaphistoma qualteriatum</i>
	<i>Hedrograptus scalaris</i>
	<i>Metabolograptus moyeroensis</i>
	<i>Ancyrochitina ancyrea</i>
	<i>Zigospiraella duboisi</i>
	<i>Stegerhynchus decemplicatus duplex</i>
	<i>Mesofavosites dualis</i>
	<i>Edenoceras hiliferum</i>
	<i>Hiregiroceras verum</i>
	<i>Kionoceras muyagirum</i>
	<i>Mongoceras angustum</i>
	<i>Oyogiroceras laminatum</i>
	<i>Ketronites conulus</i>
	<i>Geisonoceras kureikense</i>
	<i>Glyptograptus tamariscus</i>
	<i>Paraclimacograptus innotatus</i>
	<i>Hyalithida</i>
	<i>Pseudooneotodus beckmanni</i>
	<i>Exochognathus caudatus</i>
	<i>Panderodus unicostatus</i>
	<i>Distomodus kentuckyensis</i>
	<i>Eoplectodonta pumila</i>
	<i>Cyphoproetus externus</i>
	<i>Isorthis neocrassa</i>
	<i>Alispira gracilis</i>

- ▲ 1
 ▼ 2
 ▽ 3
 ▾ 4
 ▿ 5
 ◁ 6
 ▷ 7
 ◂ 8
 ▸ 9
 ◃ 10
 ◅ 11
 ◆ 12
 ◇ 13
 ◈ 14
 ◉ 15
 ◊ 16
 ○ 17
 ◌ 18
 ◍ 19
 ◎ 20
 ● 21
 ◐ 22
 ◑ 23
 ◒ 24
 ◓ 25
 ◔ 26
 ◕ 27
 ◖ 28
 ◗ 29
 ◘ 30
 ◙ 31

Рисунок. Окончание.

районов для силура Восточной Сибири. Каждый местный биоинтервал характеризуется конкретным набором видов совместного распространения в той или иной местной хронозоне. Названия или индексация биоинтервалов имеют следующую запись: седьмой местный биоинтервал – Clojinda undata (+) – (–) Stricklandia salteri. Вначале идет вид-индекс видов, появляющихся в местной хронозоне, что отмечается знаком (+). Затем дается знак “–” (тире), отмечающий интервал от появления до исчезновения видов. И, наконец, после знака (–) идет вид-индекс видов, исчезающих в этой местной хронозоне, вплоть до ее верхней границы. Проходящие виды при этой записи не учитываются. Нумерация местных биоинтервалов для удобства ведется в соответствии со сквозной нумерацией планетарных биоинтервалов. Если местный биоинтервал соответствует какому-либо планетарному биоинтервалу, то их номера совпадают, если – несколькими планетарным биоинтервалам (как это имеет место в конце силура), то его нумерация двойная, т.е. ставится номер нижнего планетарного биоинтервала и через тире – номер верхнего. Таким образом, номера местных и планетарных биоинтервалов всегда совпадают.

Ниже дается характеристика местных биоинтервалов Мойеронского, Курейского (Туруханского) и Норильского типовых стратиграфических районов.

Нижнемойероканская подсвита (нижний – средний руддан) включает восемь местных биоинтервалов (1–8).

1. *Первый местный биоинтервал* (первая местная хронозона – $mr_{1(1)}$) Alispira gracilis (+) – (+) Distomodus kentuckyensis. Характеризуется появлением трех видов брахиопод и одного вида трилобитов. Исчезающие виды отсутствуют. Нижняя граница связана со стратиграфическим перерывом, где в разрезе выпадают, в результате размыва, верхнеашгилльские отложения. Сопоставляется с нижней границей силура на уровне основания биозоны acuminatus. Верхняя граница определяется по появлению многочисленных видов второго местного биоинтервала.

2. *Второй местный биоинтервал* (вторая местная хронозона – $mr_{1(2)}$) Distomodus kentuckyensis (+) – (–) Kionoceras muayagium. Характеризуется появлением семи видов цефалопод, трех видов конодонтов, двух видов граптолитов и исчезнове-

нием пяти видов цефалопод, по одному виду брахиопод и трилобитов. Появление и исчезновение видов связано с резкими изменениями фациальной обстановки. Вначале – с образованием застойных ванн, где массово захоронялись цефалоподы, а затем – с формированием глубоководных аргиллитов с граптолитами. Большинство появившихся видов имеют широкое стратиграфическое распространение. Узко распространены виды цефалопод – местные и региональные.

3. *Третий местный биоинтервал* (третья местная хронозона – $mr_{1(3)}$) Hedrograptus scalaris (+) – (–) Ketronites conulus. Характеризуется появлением по два вида граптолитов и брахиопод, по одному виду табулят и хитинозой и исчезновением одного вида граптолитов и двух видов цефалопод. Появление и исчезновение видов связано с небольшими изменениями фациальных обстановок в сторону мелководья. Появление видов табулят и хитинозой, ведущих начало от ордовика, резко фациальное.

4. *Четвертый местный биоинтервал* (четвертая местная хронозона – $mr_{1(4)}$) Coronograptus cyphus (+) – (–) Glyptograptus tamariscus. Характеризуется появлением по одному виду граптолитов, тентакулитов и гастропод и исчезновением одного вида граптолитов. Виды, в основном, широкого стратиграфического распространения в пределах лландовери. Определяющим возраст является C. cyphus, появление которого сопоставляется с основанием планетарной зоны cyphus. Появление видов связано с очень небольшими изменениями фациальной обстановки в пределах верхней части глубокого шельфа.

5. *Пятый местный биоинтервал* (пятая местная хронозона – $mr_{1(5)}$) Murchisonia insignis (+) – (–) Coronograptus cyphus. Характеризуется появлением одного широко распространенного вида гастропод в монофациальных отложениях и исчезновением двух видов граптолитов и одного вида хитинозой.

6. *Шестой местный биоинтервал* (шестая местная хронозона – $mr_{1(6)}$) Acernaspis supercilliaexcelsis (+) – (–) Paraclimacograptus innotatus. Характеризуется появлением одного широко распространенного в лландовери вида трилобитов и одного местного вида гастропод и исчезновением одного вида граптолитов. Появление видов связано с из-

Хронозональное распространение видов и этапы развития фауны и флоры по биоинтервалам в типовых районах силура Восточной Сибири (Мойеронский, Курейский и Норильский стратиграфические районы).

1–19 – группы фауны и флоры: 1 – хиолиты, 2 – конулярии, 3 – граптолиты, 4 – хитинозои, 5 – акритархи, 6 – цефалоподы, 7 – трилобиты, 8 – брахиоподы, 9 – илоеды, 10 – сколекодонты, 11 – конодонты, 12 – мшанки, 13 – тентакулиты, 14 – остракоды, 15 – гастроподы, 16 – криноидеи, 17 – ругозы, 18 – табуляты, 19 – строматопороидеи; 20 – строматолиты; 21–22 – пределы распространения вида: 21 – нижний, 22 – верхний; 23 – первая цифра обозначает номер обнажения или скважины, вторая, после дроби, номер слоя; 24–26 – размеры экземпляров: 24 – крупные, 25 – средние, 26 – мелкие; 27–31 – количество экземпляров вида по пятибалльной системе: 27 – единичные, 28 – редкие, 29 – частые, 30 – многочисленные, 31 – обильные (породообразующие).

менением фациальной обстановки на границе глубокого и мелкого шельфа.

7. *Седьмой местный биоинтервал* (седьмая местная хронозона – $mr_{1(7)}$) *Clorinda undata* (+) – (+) *Stricklandia salteri*. Характеризуется появлением четырех видов брахиопод и одного вида остракод. Виды широкого стратиграфического распространения в пределах лландовери. Начиная с верхов руддана, все виды, кроме *C. undata*, имеющей широкое географическое распространение, региональные. Появление видов связано с небольшими изменениями фаций в пределах низов мелкого шельфа.

8. *Восьмой местный биоинтервал* (восьмая местная хронозона – $mr_{1(8)}$) *Stricklandia salteri* (+) – (+) *Septatrypa magna*. Характеризуется появлением четырех видов брахиопод, двух видов гастропод и по одному виду ругоз, криноидей, цефалопод, мшанок и табулят. Виды широкого стратиграфического распространения в пределах верхней половины лландовери с широким и локальным географическим ареалом. Появление видов связано с небольшими фациальными изменениями в пределах нижней части мелкого шельфа. Появление *Favosites gothlandicus gothlandicus* и *Stricklandia lens* близкое к филогенетическому.

Верхнемоероканская подсвета (верхний руддан – нижний аэрон) включает пять местных биоинтервалов (9–13).

9. *Девятый местный биоинтервал* (первая местная хронозона – $mr_{2(1)}$) *Septatrypa magna* (+) – (+) *Eocoelia hemisphaerica*. Характеризуется появлением двух видов остракод и по одному виду акритарх, брахиопод и трилобитов. Верхний рубеж биоинтервала определяется по появлению видов в десятой местной хронозоне. Все виды региональные со стратиграфическим распространением в верхней половине лландовери. Исчезновение и появление видов на нижней границе связано с незначительными изменениями фаций в пределах средней части мелкого шельфа. Для определения основания биоинтервала значительную роль играют *Trhallella alveolata*, *Eurychilina fragilis*.

10. *Десятый местный биоинтервал* (вторая местная хронозона – $mr_{2(2)}$) *Eocoelia hemisphaerica* (+) – (–) *Kulumbella kulumbensis*. Характеризуется появлением тринадцати видов брахиопод, шести видов гастропод, трех видов табулят, по два вида мшанок, трилобитов и ругоз и исчезновением одного вида брахиопод. Большинство видов с широким стратиграфическим и географическим распространением. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже связано только с тонкими фациальными изменениями в пределах средней части мелкого шельфа, хотя некоторые из появляющихся здесь видов известны и в ордовике. Определяющими нижний рубеж местного биоинтервала явля-

ются: *Kulumbella kulumbensis*, *Borealis nanus*, *Eocoelia hemisphaerica*, *Multisolenia tortuosa*.

11. *Одиннадцатый местный биоинтервал* (третья местная хронозона – $mr_{2(3)}$) *Alispira tenuicostata* (+) – (–) *Phaenopora plebeia*. Характеризуется появлением четырех видов ругоз, двух видов табулят и по одному виду трилобитов, строматопороидей, брахиопод, сколекодонтов, акритарх и исчезновением двух видов гастропод и одного вида мшанок. Большинство видов распространены в средней части лландовери, хотя имеется ряд видов более древнего и молодого возраста. Виды, в основном, региональные. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже биоинтервала связано с небольшими фациальными изменениями в средней части мелкого шельфа. Определяющим нижнюю границу биоинтервала является *Paleofavosites asper*.

12. *Двенадцатый местный биоинтервал* (четвертая местная хронозона – $mr_{2(4)}$) *Ensispora erecta* (+) – (–) *Acetaspis inserta*. Характеризуется появлением по одному виду цефалопод, тентакулитов, криноидей, акритарх, мшанок, сколекодонтов и ругоз и исчезновением по одному виду цефалопод и трилобитов. Виды, в основном, характерны для верхней половины лландовери и имеют, обычно, региональное распространение. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже биоинтервала связано с незначительными фациальными изменениями в средней части мелкого шельфа.

13. *Тринадцатый местный биоинтервал* (пятая местная хронозона – $mr_{2(5)}$) *Borealis borealis* (+) – (–) *Stricklandia salteri*. Характеризуется появлением по два вида гастропод и брахиопод и по одному виду тентакулитов, остракод и конодонтов. Большинство видов распространены только в верхней части лландовери. В равных пропорциях встречаются виды с узким и широким ареалами. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже биоинтервала связано с достаточно значительными фациальными изменениями на границе между средней и верхней частями мелкого шельфа. Определяющими нижний рубеж биоинтервала являются *Icriodella deflecta*, *Lonchodina walliseri*, *Borealis borealis*.

Нижнехаастырская подсвета (средний аэрон) включает четыре местных биоинтервала (14–17).

14. *Четырнадцатый местный биоинтервал* (первая местная хронозона – $hs_{1(1)}$) *Quadralites quadratus* (+) – (–) *Borealis nanus*. Характеризуется появлением шести видов ругоз, пяти видов мшанок, трех видов брахиопод, по два вида табулят и криноидей и по одному виду конодонтов, строматопороидей, трилобитов, остракод и гастропод. Виды, в основном, широкого стратиграфического распространения в верхней части лландовери, венлока и даже лудлова, с широким и узким ареалами. Появление и исчезновение видов на ни-

жнем рубеже биоинтервала связано со значительными фаціальными изменениями на границе средней и верхней частей мелкого шельфа. Определяющими нижний рубеж биоинтервала являются *Quadralites quadratus*, *Costaegera hastata*, *Vystrowicrinus quinquelobatus*.

15. *Пятнадцатый местный биоинтервал* (вторая местная хронозона – $hs_{1(2)}$) *Icriodella inconstans* (+) – (–) *Quadralites quadratus*. Характеризуется появлением по два вида мшанок, ругоз и конодонтов, одного вида табулят и исчезновением пяти видов мшанок, трех видов ругоз и по одному виду табулят, остракод, гастропод и брахиопод. Большинство видов не выходит за рамки аэрона и имеет достаточно узкие ареалы. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже связано с достаточно существенной фаціальной перестройкой в пределах верхней части мелкого шельфа. Определяющими нижний рубеж биоинтервала являются *Icriodella inconstans*, *Subalveolites volutus*.

16. *Шестнадцатый местный биоинтервал* (третья местная хронозона – $hs_{1(3)}$) *Cryptothyrella porilica* (+) – (–) *Crassilasma obesa*. Характеризуется появлением семи видов ругоз, по четыре вида брахиопод и акритарх, по два вида тентакулитов, криноидей и конодонтов, по одному виду трилобитов, хитинозой и табулят. Примерно половина видов имеет широкое стратиграфическое распространение в пределах верхов лландовери – лудлова и имеет широкие ареалы. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже биоинтервала связано с небольшими фаціальными изменениями в пределах средней части мелкого шельфа. Определяющими нижний рубеж биоинтервала являются *Pentamerus oblongus*, *Myelodactylus flexibilis*, *Cystihalysites mirabilis*.

17. *Семнадцатый местный биоинтервал* (четвертая местная хронозона – $hs_{1(4)}$) *Pentlandina subcostatula* (+) – (–) *Costaegera hastata*. Характеризуется появлением по три вида конодонтов, брахиопод и акритарх, по два вида хитинозой и криноидей и по одному виду мшанок, сколекодонтов, табулят, ругоз и гастропод и исчезновением трех видов брахиопод, по два вида мшанок, ругоз и трилобитов, по одному виду конодонтов, хитинозой, остракод, криноидей и гастропод. Виды с широким и узким стратиграфическим распространением в пределах верхов лландовери – лудлова, с узким и широким ареалами. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже биоинтервала связано с существенными фаціальными изменениями в пределах средней части мелкого шельфа.

Верхнехаастырская подсвита (верхи среднего – верхний аэрон) включает три местных биоинтервала (18–20).

18. *Восемнадцатый местный биоинтервал* (первая местная хронозона – $hs_{2(1)}$) *Tuvaelites hemisphaericus* (+) – (–) *Myelodactylus flexibilis*. Ха-

рактеризуется появлением трех видов ругоз, по два вида криноидей и табулят, по одному виду брахиопод, мшанок и трилобитов и исчезновением шести видов брахиопод, пяти видов ругоз, трех видов криноидей, по два вида мшанок и гастропод и по одному виду трилобитов, конодонтов и табулят. Виды широкого и узкого стратиграфического распространения в пределах лландовери – лудлова, с узким и широким ареалами. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже биоинтервала связано с незначительными фаціальными изменениями в средней части мелкого шельфа. Определяющим нижний рубеж биоинтервала является *Tuvaelites hemisphaericus*.

19. *Девятнадцатый местный биоинтервал* (вторая местная хронозона – $hs_{2(2)}$) *Vaenopora kaljoi* (+) – (–) *Septatrypa antiquata*. Характеризуется появлением двух видов табулят и исчезновением десяти видов брахиопод, трех видов ругоз, по два вида табулят, хитинозой и конодонтов и по одному виду трилобитов, тентакулитов и цефалопод. Виды с широким и узким стратиграфическим распространением и узкими и широкими ареалами. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже биоинтервала связано с резкими изменениями фаціальных условий на границе средней и нижней частей мелкого шельфа.

20. *Двадцатый местный биоинтервал* (третья местная хронозона – $hs_{2(3)}$) *Anabaria rara* (+) – (–) *Panderodus simplex*. Характеризуется появлением по четыре вида табулят, строматопороидей и брахиопод, двух видов остракод и по одному виду мшанок и криноидей и исчезновением шести видов ругоз, четырех видов табулят, двух видов строматопороидей, по одному виду остракод, мшанок, акритарх, конодонтов, гастропод, брахиопод, криноидей и трилобитов. Виды широкого и узкого стратиграфического распространения в пределах лландовери – лудлова, с широкими и узкими ареалами. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже биоинтервала связано с резким изменением фаціальных условий на границе средней и верхней частей мелкого шельфа. Определяющими нижний рубеж биоинтервала являются *Daleiella decorata*, *Clavidictyon circumtextum*, *Placocoenites orientalis*, *Anabaria rara*.

Нижнеагидийская подсвита (нижний телич – нижняя часть среднего телича) включает два местных биоинтервала (21–22).

21. *Двадцать первый местный биоинтервал* (первая местная хронозона – $ag_{1(1)}$) *Pterospathodus amorphognathoides* (+) – (–) *Icriodella inconstans*. Характеризуется появлением восьми видов остракод, трех видов брахиопод, двух видов табулят и по одному виду конодонтов и криноидей и исчезновением по три вида табулят и брахиопод и по два вида строматопороидей, криноидей, акритарх, конодонтов, мшанок и гастропод. Виды ши-

рокого и узкого стратиграфического распространения в пределах лландовери – лудлова, с узкими и широкими ареалами. Появление и исчезновение видов связано с резкими изменениями фаций от верхов мелкого шельфа к лагунным. Определяющими нижний рубеж биоинтервала являются *Cytherellina oviformis*, *Pterospathodus amorphognathoides*, *Hertmannina nana*.

22. *Двадцать второй местный биоинтервал* (вторая местная хронозона – $ag_{1(2)}$) *Spathognathodus ozarkodini* (+) – (–) *Distomodus kentuckyensis*. Характеризуется появлением по два вида криноидей, брахиопод и акритарх и по одному виду трилобитов, конодонтов и ругоз и исчезновением пяти видов брахиопод, по три вида остракод, табулят и конодонтов и по одному виду трилобитов, гастропод. Виды, в основном, широкого стратиграфического распространения с широким и региональным ареалом. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже биоинтервала связано с резкими изменениями фациальных обстановок на рубеже верхней – средней частей мелкого шельфа. Определяющими нижний рубеж биоинтервала являются *Spathognathodus ozarkodini*, *Subalveolites subulosus*.

Верхнеагидийская подсвита (верхняя часть среднего – верхний телич) включает три местных биоинтервала (23–25).

23. *Двадцать третий местный биоинтервал* (первая местная хронозона – $ag_{2(1)}$) *Mesosapporipora porosa* (+) – (–) *Lenatoechia ramosa*. Характеризуется появлением пяти видов табулят, четырех видов строматопороидей, одного вида хитинозой и исчезновением четырех видов брахиопод, по три вида табулят и строматопороидей и по одному виду криноидей и ругоз. Виды, в основном, широкого стратиграфического распространения в пределах лландовери – лудлова, с узким и широким ареалами. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже биоинтервала связано с резкими изменениями фациальных условий на границе средней и верхней частей мелкого шельфа. Определяющими нижнюю границу биоинтервала являются *Mesosolenia festiva*, *Mesosapporipora porosa*.

24. *Двадцать четвертый местный биоинтервал* (вторая местная хронозона – $ag_{2(2)}$) *Morinorhynchus proprius* (+) – (–) *Alispira tenuicostata*. Характеризуется появлением одного вида брахиопод и исчезновением по три вида остракод и брахиопод, одного вида гастропод. Виды, в основном, широкого стратиграфического распространения в пределах верхней части лландовери и венлока, с региональным ареалом. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже биоинтервала связано с незначительными изменениями фациальной обстановки в пределах верхней части мелкого шельфа.

25. *Двадцать пятый местный биоинтервал* (третья местная хронозона – $ag_{2(3)}$) *Yavorskiina membrosa* (+) – (–) *Cytherellina oviformis*. Характеризуется появлением по одному виду акритарх и строматопороидей и исчезновением одного вида остракод. Региональные виды имеют стратиграфическое распространение в верхней части лландовери и в венлоке. Нижний рубеж биоинтервала связан с незначительными изменениями фациальной обстановки в верхней части мелкого шельфа.

Нижнеакомская подсвита (шейнвуд) включает пять местных биоинтервалов (26–30).

26. *Двадцать шестой местный биоинтервал* (первая местная хронозона – $hk_{1(1)}$) *Huddlella johni* (+) – (–) *Pterospathodus amorphognathoides*. Характеризуется появлением четырех видов строматопороидей, трех видов конодонтов, по два вида наутилоидей и ругоз, по одному виду мшанок, брахиопод и гастропод и исчезновением по одному виду строматопороидей, мшанок, конодонтов и ругоз. Большинство видов имеют широкое стратиграфическое распространение в венлоке, с широким и узким ареалами. Нижний рубеж биоинтервала связан с резкими фациальными изменениями на рубеже верхнего мелкого шельфа и отмельной (баровой) зоны. Определяющими нижний рубеж биоинтервала являются *Ecclimadictyon fastigiatum*, *Labechia condensa*, *Huddlella johni*.

27. *Двадцать седьмой местный биоинтервал* (вторая местная хронозона – $hk_{1(2)}$) *Multiprion trapzeoideus* (+) – (–) *Trachysphaeridium universalum*. Характеризуется появлением двух видов сколекодонтов, по одному виду акритарх и хитинозой и исчезновением трех видов акритарх. Все виды региональные, с достаточно узким стратиграфическим распространением. Нижний рубеж биоинтервала связан с достаточно резкими изменениями фациальных условий в пределах отмельной зоны.

28. *Двадцать восьмой местный биоинтервал* (третья местная хронозона – $hk_{1(3)}$) *Kockelella variabilis* (+) – (–) *Sactoceras richteri*. Характеризуется появлением трех видов ругоз, двух видов строматопороидей, по одному виду табулят, хитинозой и гастропод и исчезновением двух видов строматопороидей, по одному виду табулят, цефалопод, криноидей и сколекодонтов. Виды, в основном, достаточно широкого стратиграфического распространения в пределах верхов лландовери – лудлова и с узким ареалом. Нижний рубеж биоинтервала связан с незначительными изменениями фациальных условий в пределах отмельной зоны.

29. *Двадцать девятый местный биоинтервал* (четвертая местная хронозона – $hk_{1(4)}$) *Neocystiphyllum holtedahli* (+) – (–) *Trichonodella symmetrica*. Характеризуется появлением двух видов ругоз, по одному виду хитинозой, криноидей, строматопороидей, брахиопод и конодонтов и исчезновением

ем трех видов криноидей, по два вида ругоз и табулят, по одному виду хитинозой, акритарх, конодонтов, брахиопод и сколекодонтов. Виды широкого и узкого стратиграфического распространения в пределах верхов лландовери – лудлова, с узким и широким ареалами. Нижний рубеж биоинтервала связан с незначительными изменениями фациальных условий в отмельной зоне.

30. *Тридцатый местный биоинтервал* (пятая местная хронозона – $hk_{1(5)}$) *Neoprioniodus excavatus* (+) – (–) *Neobeatricea nikiforovae*. Характеризуется появлением по одному виду сколекодонтов, конодонтов и криноидей и исчезновением двух видов строматопороидей и одного вида остракод. Виды, в основном, узкого местного стратиграфического распространения с узким ареалом. Нижний рубеж биоинтервала связан с достаточно резкими изменениями фациальных условий в пределах отмельной зоны.

Верхнехакомская подсвита (гомер) включает шесть местных биоинтервалов (31–36).

31. *Тридцать первый местный биоинтервал* (первая местная хронозона – $hk_{2(1)}$) *Ozarkodina excavata* (+) – (–) *Plectatrypa wenlockiana*. Характеризуется появлением двух видов строматопороидей, по одному виду табулят и конодонтов, и исчезновением по одному виду строматопороидей и брахиопод. Все виды неширокого стратиграфического распространения в пределах венлока с местным и региональным ареалом. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже биоинтервала связано с достаточно резкими изменениями фациальных условий в пределах отмельной зоны. Определяющими нижнюю границу биоинтервала являются *Ozarkodina excavata*, а также *Sarropiroga favositoides*, распространенная в Сибири и Японии.

32. *Тридцать второй местный биоинтервал* (вторая местная хронозона – $hk_{2(2)}$) *Cystiphyllum cylindricum* (+) – (–) *Ecclimadictyon fastigiatum*. Характеризуется появлением по одному виду цефалопод и ругоз и исчезновением по одному виду цефалопод, ругоз и строматопороидей. Виды с узким и широким стратиграфическим распространением в пределах венлока – лудлова, с узкими ареалами. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже биоинтервала связано с небольшими фациальными изменениями в пределах отмельной зоны.

33. *Тридцать третий местный биоинтервал* (третья местная хронозона – $hk_{2(3)}$) *Beurichia kureikiana* (+) – (–) *Eisenackitina lagenomorpha*. Характеризуется появлением одного вида остракод и исчезновением одного вида хитинозой. Виды узкого стратиграфического распространения в пределах венлока – местные. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже биоинтервала связано с небольшими изменениями фаций в пределах отмельной зоны.

34. *Тридцать четвертый местный биоинтервал* (четвертая местная хронозона – $hk_{2(4)}$) *Eisenackitina lagenomorpha* (–) – (–) *Alispira rotundata*. Определяется от исчезновения одного вида хитинозой до исчезновения двух видов сколекодонтов, по одному виду брахиопод, строматопороидей и гастропод. Виды, в основном, узкого стратиграфического и географического распространения.

35. *Тридцать пятый местный биоинтервал* (пятая местная хронозона – $hk_{2(5)}$) *Leperditia lumaeta* (+) – (–) *Huddlella johni*. Характеризуется появлением одного вида остракод и исчезновением трех видов конодонтов, двух видов брахиопод, по одному виду строматопороидей, гастропод и мшанок. Виды достаточно узкого стратиграфического распространения в пределах венлока и лудлова, в основном, региональные. Нижний рубеж биоинтервала связан с небольшими фациальными изменениями в пределах отмельной зоны.

36. *Тридцать шестой местный биоинтервал* (шестая местная хронозона – $hk_{2(6)}$) *Plexodictyon savaliense* (+) – (–) *Cystihalysites mirabilis*. Характеризуется появлением трех видов строматопороидей и исчезновением шести видов ругоз, пяти видов строматопороидей, двух видов табулят, одного вида цефалопод. Виды распространены в венлоке – лудлове, с узким и достаточно широким ареалами. Нижний рубеж биоинтервала связан с небольшими фациальными изменениями в пределах отмельной зоны.

Нижнетукальская подсвита (нижняя часть нижнего горсти) включает четыре местных биоинтервала (37–40).

37. *Тридцать седьмой местный биоинтервал* (первая местная хронозона – $tk_{1(1)}$) *Tryplasma flexuosum* (+) – (–) *Parallelostroma malinovzyensis*. Характеризуется появлением по одному виду ругоз и остракод и исчезновением двух видов строматопороидей, одного вида табулят. Виды распространены в венлоке и лудлове, в основном, региональные. Нижний рубеж биоинтервала связан с очень резкими фациальными изменениями на границе отмельной и заотмельной зон.

38. *Тридцать восьмой местный биоинтервал* (вторая местная хронозона – $tk_{1(2)}$) *Parastriatoroga tebenjkovi* (–) – (–) *Multiprion trapezoideus*. Отмечается видами, исчезнувшими в тридцать седьмом местном биоинтервале, и исчезновением одного вида сколекодонтов. Нижний рубеж биоинтервала связан с незначительными фациальными изменениями в пределах заотмельной зоны.

39. *Тридцать девятый местный биоинтервал* (третья местная хронозона – $tk_{1(3)}$) *Nipropophyllum aseptatum* (+) – (–) *Anabaria gara*. Характеризуется появлением двух видов ругоз, одного вида мшанок и исчезновением шести видов ругоз,

трех видов брахиопод, двух видов табулят. Виды узкого и широкого стратиграфического распространения в пределах венлока и лудлова, в основном, местные и региональные. Нижний рубеж биоинтервала связан со значительными изменениями фациальных условий на границе закрытого и открытого шельфа.

40. *Сороковой местный биоинтервал* (четвертая местная хронозона – tk₁₍₄₎) *Spathognathodus primus* (+) – (–) *Morinoghynchus proprius*. Характеризуется появлением трех видов конодонтов и исчезновением двух видов конодонтов и одного вида брахиопод. Виды распространены в верхах венлока – лудлове с достаточно узким ареалом. Нижний рубеж биоинтервала связан с резкими изменениями фациальной обстановки на границе открытого и закрытого шельфа.

Верхнетукальская подсвита (верхи нижнего – верхний горсти) включает шесть местных биоинтервалов (41–46).

41. *Сорок первый местный биоинтервал* (первая местная хронозона – tk₂₍₁₎) *Angochitina echinata* (+) – (–) *Huattidina parva*. Характеризуется появлением двух видов хитинозой, одного вида акритарх и исчезновением по одному виду хитинозой, криноидей и брахиопод. Виды широкого стратиграфического распространения в пределах венлока – лудлова, в основном, региональные. Нижний рубеж биоинтервала связан с достаточно резкими изменениями фаций на рубеже открытого и закрытого шельфа.

42. *Сорок второй местный биоинтервал* (вторая местная хронозона – tk₂₍₂₎) *Mesotrypa alashensis* (+) – (–) *Sumatiosphaera pavimenta*. Характеризуется появлением четырех видов строматопороидей, двух видов мшанок, по одному виду конодонтов и остракод и исчезновением четырех видов конодонтов, трех видов строматопороидей, по одному виду мшанок, ругоз и акритарх. Виды, в основном, неширокого стратиграфического распространения в пределах лудлова и с достаточно узкими ареалами. Нижний рубеж биоинтервала связан с резкими фациальными изменениями на границе открытого и закрытого мелкого шельфа.

43. *Сорок третий местный биоинтервал* (третья местная хронозона – tk₂₍₃₎) *Lioclema crustulum* (+) – (–) *Hadrognathus staurognathoides*. Характеризуется появлением по одному виду мшанок и остракод и исчезновением четырех видов конодонтов, трех видов акритарх, по два вида хитинозой и табулят, одного вида остракод. Большинство видов широкого стратиграфического распространения в пределах венлока – пржидоли, с широким ареалом. Нижний рубеж биоинтервала связан с резким изменением фаций на границе закрытого и открытого шельфа.

44. *Сорок четвертый местный биоинтервал* (четвертая местная хронозона – tk₂₍₄₎) *Schrenkia multa* (+) – (–) *Leiosphaeridia laevigata*. Характеризуется появлением по одному виду остракод и конодонтов и исчезновением двух видов остракод, по одному виду строматопороидей, мшанок, акритарх и криноидей. Виды распространены, в основном, в венлоке и лудлове, большинство из них региональные. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже биоинтервала связано с достаточно резкими изменениями фаций на границе закрытого и открытого шельфа. Определяющей нижнюю границу биоинтервала является *Schrenkia multa*.

45. *Сорок пятый местный биоинтервал* (пятая местная хронозона – tk₂₍₅₎) *Parastriatoroga kureikiana* (+) – (–) *Spathognathodus primus*. Характеризуется массовым появлением одного ветвистого вида табулят и исчезновением по одному виду конодонтов и гастропод. Виды, в основном, узкого стратиграфического распространения в лудлове, с узким и широким ареалами. Нижний рубеж биоинтервала связан с резкими изменениями фациальных условий в пределах полузакрытого шельфа.

46. *Сорок шестой местный биоинтервал* (шестая местная хронозона – tk₂₍₆₎) *Clathrodictyon mohanum* (+) – (–) *Parastriatoroga kureikiana*. Характеризуется появлением по одному виду строматопороидей и мшанок и исчезновением по четыре вида остракод и брахиопод, по два вида мшанок, табулят, конодонтов, акритарх, криноидей и гастропод, по одному виду строматопороидей и хитинозой. Виды широкого и узкого стратиграфического распространения в пределах лудлова – пржидоли, с узким и достаточно широким ареалами. Появление и исчезновение видов на нижнем рубеже биоинтервала связано с резкими изменениями фаций в пределах закрытого и полузакрытого шельфа. Верхний рубеж биоинтервала, характеризующийся исчезновением двадцати двух видов различных групп фауны и флоры, связан со сменой фаций по всей Сибирской платформе с лагуно-морских на галогенные закрытого шельфа.

Стратотипической для постничного горизонта является постничная свита (лудфорд–пржидоли), которая включает единичные органические остатки плохой сохранности, определенные только до родовой группы. В связи с чем для этой части разреза, как парастратотипические для постничного горизонта Восточной Сибири, рассматриваются местные биоинтервалы, установленные в шаринской свите Таймыра, стратотип (обн. 218) которой находится на р. Нижняя Таймыра в районе пещер Миддендорфа (Тесаков и др., 1995).

Нижнешаринская подсвита (лудфорд) включает два местных биоинтервала (47, 48–49).

47. *Сорок седьмой местный биоинтервал* (первая местная хронозона – sh₁₍₁₎) Bohemograptus bohemicus (–) – (–) Monograptus priodon. Определяется исчезновением на нижнем рубеже по два вида граптолитов и брахиопод и исчезновением на верхнем рубеже двух видов граптолитов. Виды достаточно широкого стратиграфического распространения в пределах лудлова – пржидоли и, в основном, с широким ареалом. Нижний рубеж биоинтервала связан со значительными изменениями фациальных условий на границе глубокого и мелкого шельфа.

48–49. *Сорок восьмой – сорок девятый местный биоинтервал* (вторая и третья местные хронозоны – sh₁₍₂₋₃₎) Monograptus priodon (–) – (+) Monograptus ragus. Определяется по исчезновению двух видов граптолитов и появлению также двух видов граптолитов. Виды достаточно узкого стратиграфического распространения в пределах лудфорда – пржидоли. Нижний рубеж биоинтервала связан с небольшими фациальными изменениями внутри верхней части глубокого шельфа.

Средне- и верхнешаринская подсветы (пржидоли) включают три местных биоинтервала (50, 51, 52–54).

50. *Пятидесятый местный биоинтервал* (первая местная хронозона среднешаринской подсветы – sh₂₍₁₎) Monograptus ragus (+) – (–) Hemicosmorthoceras semiannulatum. Характеризуется появлением двух видов граптолитов и исчезновением двух видов цефалопод. Виды пока неясного стратиграфического распространения с достаточно узкими ареалами. Нижний рубеж биоинтервала связан с резкими фациальными изменениями на границе нижней части мелкого шельфа и глубоким шельфом.

51. *Пятьдесят первый местный биоинтервал* (вторая местная хронозона среднешаринской подсветы – sh₂₍₂₎) Hemicosmorthoceras semiannulatum (–) – (–) Monograptus ragus. Виды неясного и узкого стратиграфического распространения, с достаточно узкими ареалами. Нижний рубеж биоинтервала связан с небольшими изменениями в пределах глубокого шельфа.

52–54. *Пятьдесят второй – пятьдесят четвертый местный биоинтервал* (третья местная хронозона среднешаринской подсветы – верхнешаринская подсвета – sh₂₍₃₎ – sh₃₍₁₋₂₎) Monograptus ragus (–) – (+) Favosites kozlowskii. Представляет собой интерзону отсутствия ископаемых остатков. Верхний его рубеж совпадает с границей силура и девона в Восточной Сибири, которая определяется по табулятам: в Игарском районе – по появлению Favosites kozlowskii, Tiverina vermiculata, Parastriatopora fallaxis, Scalites prostratus (Соколов, ред., 1982; статьи – Тесаков и др., с. 24; Тесаков, с. 114); в Ледянском районе – по появлению Tiverina vermiculata; на Таймыре – по появлению

Favosites kozlowskii, Favosites socialis, Scalites prostratus (Тесаков и др., 1995).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 98-05-65237 и грантов ведущих научных школ, № 00-15-98538, 00-15-98610.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абушик А.Ф. Силурийские остракоды Сибирской платформы // Биостратиграфия палеозоя Сибирской платформы. Ордовик и силур. Вып. 6. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 39. М.: Гостеолтехиздат, 1969. 132 с.
- Востокова В.А. Ордовикские и силурийские гастроподы Сибирской платформы. М.: Гостеолтехиздат, 1962. 46 с.
- Елтышева Р.С. Ордовикские и силурийские криноидеи Сибирской платформы. Л.: Недра, 1960. 40 с.
- Заславская Н.М. Силур Сибирской платформы. Хитинозои. М.: Наука, 1983. 98 с.
- Ивановский А.Б. Ругозы ордовика и силура Сибирской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 159 с.
- Лопушинская Т.В. Брахиоподы и стратиграфия силурийских отложений севера Сибирской платформы. Новосибирск: Зап.-Сиб. книжное изд-во, 1976. 112 с.
- Максимова З.А. Трилобиты ордовика и силура Сибирской платформы. М.: Гостеолтехиздат, 1962. 215 с.
- Мягкова Е.И. Силурийские наутилоидеи Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 46 с.
- Мягкова Е.И., Нестор Х.Э., Эйнасто Р.Э. Разрез ордовика и силура реки Мойеро (Сибирская платформа). Новосибирск: Наука, 1977. 174 с.
- Мягкова Е.И., Никифорова О.И., Высоцкий А.А., Ивановский А.Б. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений долины р. Мойеро. Сибирская платформа. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 64 с.
- Нехорошев В.П. Ордовикские и силурийские мшанки Сибирской платформы. М.: Гостеолтехиздат, 1961. 245 с.
- Никифорова О.И. Сибирская платформа // Стратиграфия СССР, силурийская система. М.: Наука, 1965. С. 340–362.
- Никифорова О.И., Андреева О.Н. Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 412 с.
- Соколов Б.С. (ред.). Силур Сибирской платформы. Разрезы, фауна и флора северо-западной части Тунгусской синеклизы. М.: Наука, 1982. 188 с.
- Соколов Б.С., Тесаков Ю.И. Табуляты палеозоя Сибири. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 188 с.
- Тесаков Ю.И. (ред.). Силур Сибирской платформы. Граптолиты и хитинозои. М.: Наука, 1980. 94 с.
- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Базарова Л.С. и др. Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения. Новосибирск: Наука, 1979. 93 с.
- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Базарова Л.С. и др. Силур Сибирской платформы. Опорные разрезы северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1980. 184 с.

- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Бергер А.Я. и др.* Опорный разрез реки Мойеро силура Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1985. 175 с.
- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Бергер А.Я. и др.* Стратиграфия силура Горного Таймыра // Недрa Таймыра. Вып. 1. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 199 с.
- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г. и др.* Фауна и флора силура Заполярья Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.
- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Бергер А.Я.* Стратиграфическая шкала силура Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. № 4. С. 32–51.
- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Бергер А.Я.* Стандартный разрез силура Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. № 6. С. 17–34.
- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Бергер А.Я.* Фауна и флора послынного стандарта силура Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. № 4. С. 14–28.
- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Бергер А.Я.* Стратиграфия силура типовых районов Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. № 2. С. 19–37.
- Шешегова Л.И.* Акритархи силура севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1984. 198 с.

Рецензент Б.С. Соколов

УДК 551.735/736(571.56)

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕЙ И ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ ВЕРХОЯНЬЯ И ЕГО КОРРЕЛЯЦИЯ

© 2001 г. А. Г. Клец*, И. В. Будников**, Р. В. Кутыгин***, В. С. Гриненко****

* Институт геологии нефти и газа СО РАН, 630090 Новосибирск, просп. акад. Коптюга, 3, Россия

** Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, 630104 Новосибирск, Красный просп., 67, Россия

*** Институт геологических наук ЯФ СО РАН 677891 Якутск, просп. Ленина, 39, Россия

**** Государственное унитарное предприятие Якутская поисково-съёмочная экспедиция, 677891 Якутск, ул. Кальвица, 24, Россия

Поступила в редакцию 29.06.98 г., получена после доработки 08.11.99 г.

В ниже-верхнепермских отложениях бассейна реки Барайы (Западное Верхоянье) установлена биостратиграфическая последовательность: 1) брахиоподовая зона *Megousia kuliki* с гониатитами *Neouddenites-Tumaroceras yakutorum*; 2) брахиоподовая зона *Kolymaella ogoneperensis* с комплексом амmonoидей *Baraioceras-Tumaroceras kashirzevi*; 3) брахиоподовая зона *Mongolusia russiensis* с сопутствующим комплексом амmonoидей *Daubichites-Sverdrupites harkeri*; брахиоподовые зоны; 4) *Olgerdia zavodovskiy* и 5) *Cancrinelloides obrutshevi*. Граница кунгурского яруса нижней перми и уфимского яруса верхней перми проводится внутри тумаринского горизонта в основании зоны *Kolymaella ogoneperensis*. Наиболее четкий биостратиграфический рубеж проходит в основании зоны *Mongolusia russiensis*, с которым сопоставляется нижняя граница роадского яруса. Анализ соответствия био- и абиотических событий в перми Западного Верхоянья позволил связать фазы существования зональных комплексов *Mongolusia russiensis* и *Cancrinelloides obrutshevi* с фазами максимального стояния уровня морского бассейна, что отразилось на масштабах их распространения. Разрез реки Барайы предлагается в качестве опорного для всего Верхоянья и как вспомогательный при сопоставлении ярусов Уральской и Северо-Американской шкал.

Ключевые слова. Пермь, тумаринский горизонт, деленжинский горизонт, кунгурский ярус, уфимский ярус, гониатиты, брахиоподы, зона, Верхоянье.

Интерес к пермским отложениям, развитым в бассейне р. Барайы в Верхоянье, объясняется многими обстоятельствами. Во-первых, это непрерывный, стратиграфически полный, практически полностью обнаженный, несложно геологически построенный разрез. Во-вторых, разрезы Бараинской структурно-формационной зоны, куда относится и р. Барайы с притоками, представлены преимущественно морскими фациями с остатками гониатитов, брахиопод и двустворчатых моллюсков. В-третьих, здесь расположены стратотипы и парастратотипы ряда местных, региональных стратиграфических подразделений, а корреляция с разрезами рек Деленжа и Дулгалах (Восточно-Курахахская структурно-формационная зона), стратотипической местности горизонтов корреляционной стратиграфической схемы пермских отложений Верхоянья (Решения..., 1982), большинством исследователей воспринимается однозначно. И в-четвертых, что в настоящее время можно подчеркнуть особо: этот разрез посещался почти всеми биостратиграфами, занимающимися верхним палеозоем Верхоянья и Северо-Востока России, что нашло отражение в соответствующих публикациях (Андрианов, 1966,

1975, 1985; Абрамов и др., 1973; Абрамов, 1974; Абрамов, Григорьева; 1988, Соломина, 1988, 1997; Гриненко, Будников, Клец, 1997).

Все многообразие точек зрения на стратиграфическое положение выделенных подразделений можно свести к двум. Тумаринскую свиту Западного Верхоянья, на основании которой выделен тумаринский горизонт, Б.С. Абрамов сопоставляет с омонским горизонтом Северо-Востока России и относит к верхней перми, тогда как остальные сопоставляют с джигдалинским горизонтом и относят к нижней перми. Именно это обстоятельство заставило нас взяться за перо, поскольку менее распространенная точка зрения на возраст пограничных ниже-верхнепермских отложений Верхоянья (Абрамов, Григорьева, 1988) никем в течение 10 лет не была поставлена под сомнение, и среди геологов-практиков сложилось искаженное представление о соответствии био-, литостратиграфических подразделений и подразделений общей шкалы, а это важно при составлении и издании различных видов геологических карт и легенд.

В связи с последними решениями Международной подкомиссии по пермской системе и Вто-

рого Гваделупского симпозиума (Yugan Jin, 1996; Левен и др., 1997) относительно выделения гваделупского отдела пермской системы, возникла настоятельная необходимость в поиске дополнительных критериев для корреляции Уральских стратотипических разрезов и Северо-Американских стандартов. Западное Верхоянье в этом плане является благоприятным регионом, обладающим всеми необходимыми признаками в качестве промежуточного региона со смешанным типом фауны (Budnikov et al., 1995; 1996; Будников и др., 1994). Кроме того, в последние годы, как в Верхоянье (Гриненко и др., 1997), так и в Северо-Уральской провинции (Богословская, 1997), а также в смежных регионах (Котляр и др., 1997), получены новые данные, позволяющие более обоснованно подходить к вопросам корреляции, постепенно меняется мнение об эндемичности тумаринского гониатитового комплекса Верхоянья, появляются сведения о находках в Северо-Уральской провинции видов-индексов брахиоподовых зон, широко используемых при биостратиграфических построениях в Верхояно-Колымской области (Ганелин, 1997).

ИСТОРИЯ ВОПРОСА. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Кратко изложим суть проблемы. Для удобства предлагается ее рассмотреть в трех аспектах в соответствии с классическим подразделением стратиграфической задачи на три составляющие. Это комплекс проблем, ошибок и различий в точках зрения, которые имеют место при: 1) расчленении геологического разреза; 2) корреляции геологических разрезов (в нашем случае внутри Верхояно-Охотской провинции); 3) определении геологического возраста отложений, или что то же самое, корреляции со стратотипами подразделений общей шкалы. Как известно, верхоянский терригенный комплекс – это не лучший объект для нахождения органических остатков, поэтому естественно, что решение стратиграфических задач осложнено неудовлетворительной охарактеризованностью фоссилиями слоистых толщ. Исходя из этого, основными задачами настоящей статьи являлись: 1) уточнение строения геологического разреза и биостратиграфической последовательности пограничных нижне-верхнепермских отложений наиболее “мористой” из структурно-формационных зон Верхоянья – Барайнской, где можно было ожидать наиболее полный стратиграфический объем перми; 2) на базе усовершенствованной биостратиграфической схемы пермских отложений р. Барайы предложить более обоснованный вариант корреляции с типовыми разрезами Колымо-Омолонского массива и последовательностью типовых зон для Биармийской палеогеографической области; 3) на основе ранжирования глав-

нейших биотических и абиотических событий уточнить соответствие региональных стратиграфических подразделений и подразделений общей стратиграфической шкалы.

В разные годы в Западном Верхоянье работал целый ряд исследователей, и на настоящий момент существует несколько биостратиграфических схем, разработанных на основе изучения амmonoидей, брахиопод и двустворчатых моллюсков (Андрианов, 1975; Абрамов, Григорьева, 1988; Соломина, 1997; Курушин и др., 1996, и другие). Каждый из авторов предлагает свои, достаточно близкие варианты корреляции разрезов Западного Верхоянья с другими разрезами внутри Верхояно-Охотской провинции. Решение 3-й задачи стратиграфии (определение возраста) трансформируется в необходимость сопоставления последовательности биостратиграфических подразделений со стратонами общей или международной стратиграфической шкалы. В этом случае определяющая роль принадлежит ортостратиграфическим группам, каковой в Верхоянье являются лишь гониатиты. После работ В.Е. Ружнецова (1961), В.Н. Андрианова (1966) и Ю.Н. Попова (1970) пермские амmonoидеи стали рассматриваться в качестве основной группы фауны для определения возраста вмещающих их отложений и корреляции с морскими разрезами перми земного шара. Это получило убедительное обоснование в завершающем исследовании В.Н. Андрианова (1985). Однако использование амmonoидей в стратиграфии перми Верхоянья осложнено их спорадичностью в разрезе, в связи с чем не меньшую роль приобретают бентосные группы: брахиоподы, фораминиферы и двустворчатые моллюски.

Как отмечалось выше, существенные различия при анализе биостратиграфических данных возникают как при внутрирегиональных корреляциях, так и с наиболее изученным смежным регионом, каковым является Колымо-Омолонский массив. Это, наряду с выявлением истинной биостратиграфической последовательности, и является главной задачей настоящей работы. Если ограничиться рассмотрением только проблемы границы отделов перми, то ранее (Решения..., 1982) тумаринский горизонт Верхоянья сопоставлялся с джигдалинским горизонтом Колымо-Омолонского массива, а деленжинский с омолонским, и между ними проводилась граница нижнего и верхнего отделов перми. И с этой точкой зрения было согласено большинство исследователей (Ганелин, 1984; Андрианов, 1975, 1985; Клец, 1995; Котляр, 1996; Соломина, 1997). Б.С. Абрамов и Г.Е. Черняк придерживались иного мнения, но оно не касалось внутрирегиональной корреляции. Б.С. Абрамов предлагал проводить границу нижней и верхней перми в основании дасакнинского горизонта (Абрамов, 1974), а Г.Е. Черняк (1975) – в основании джигдалинского горизонта, другими сло-

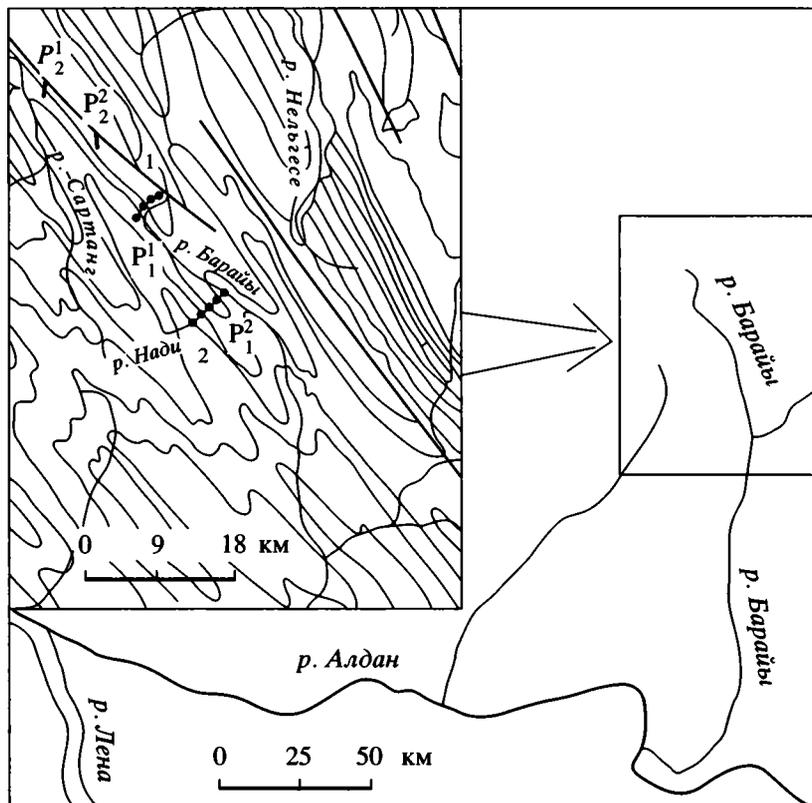


Рис. 1. Местоположение разрезов рек Барайы (1) и Нади (2).

вами, они предлагали начинать верхнюю пермь с кунгура. Эта точка зрения имеет меньше сторонников, но она затрагивала проблемы межрегиональной корреляции, где, на наш взгляд, и позиции более распространенной точки зрения не столь незыблемы и однозначны.

Вопрос корреляции пермских отложений Восточно-Курахахской подзоны (бассейн рр. Эндыбал, Тумара) и Бараинский подзоны (бассейн р. Барайы) Западного Верхоянья имеет чрезвычайно важное значение для геологии не только Верхоянья, но и всего Северо-Востока России, так как здесь расположены стратотипы и парастратотипы региональных стратиграфических подразделений, и выяснение этого – одна из задач настоящей статьи. В 1988 году Б.С. Абрамов (Абрамов, Григорьева, 1988), изменив своим более ранним представлениям (Абрамов и др., 1973, Абрамов, 1974), предложил обновленную стратиграфическую схему пермских отложений Верхоянья, где еще более удревил (относительно) мугочанскую и нюнегинскую свиты. Главные отличия от принятой Региональным стратиграфическим совещанием стратиграфической схемы перми (Решения..., 1982) сводятся к следующему (Абрамов, Григорьева, 1988, с. 87). 1). Деленжинская свита р. Тумара помещена на уровень гижигинского горизонта и сопоставлена с молской свитой р. Ба-

райы. 2). Тумаринская свита р. Тумара сопоставлена с мугочанской и нюнегинской, тогда как в статье 1973 года (Абрамов и др., с. 115) утверждалось, что “мугочанская свита соответствует нижней подсвите дележинской свиты”, а “нюнегинская свита соответствует верхней подсвите дележинской свиты”. В работе 1974 года (Абрамов, 1974) представлен промежуточный вариант.

Р.В. Соломина, будучи соавтором Б.С. Абрамова в статье 1973 года, предлагая новую биостратиграфическую схему перми Верхоянья (Соломина, 1997), выделяет мугочанский и нюнегинский горизонты, беря за основу стратотипы соответствующих свит в бассейне р. Барайы, оставляя при этом вариант корреляции 1973 г. с дележинской и тумаринской свитами рек Деленжа и Тумара без изменений.

Материалом для настоящей статьи послужили результаты комплексных крупномасштабных геологосъемочных и одновременно проводимых с ними литолого-биостратиграфических исследований в течение четырех полевых сезонов в 1982, 1992–94 годах в бассейне р. Барайы. Нами переизучены разрезы р. Барайы и ее крупного правого притока (р. Нади, рис. 1, 2), где располагаются стратотипы или парастратотипы вышеперечисленных стратиграфических подразделений. Были получены новые стратиграфические

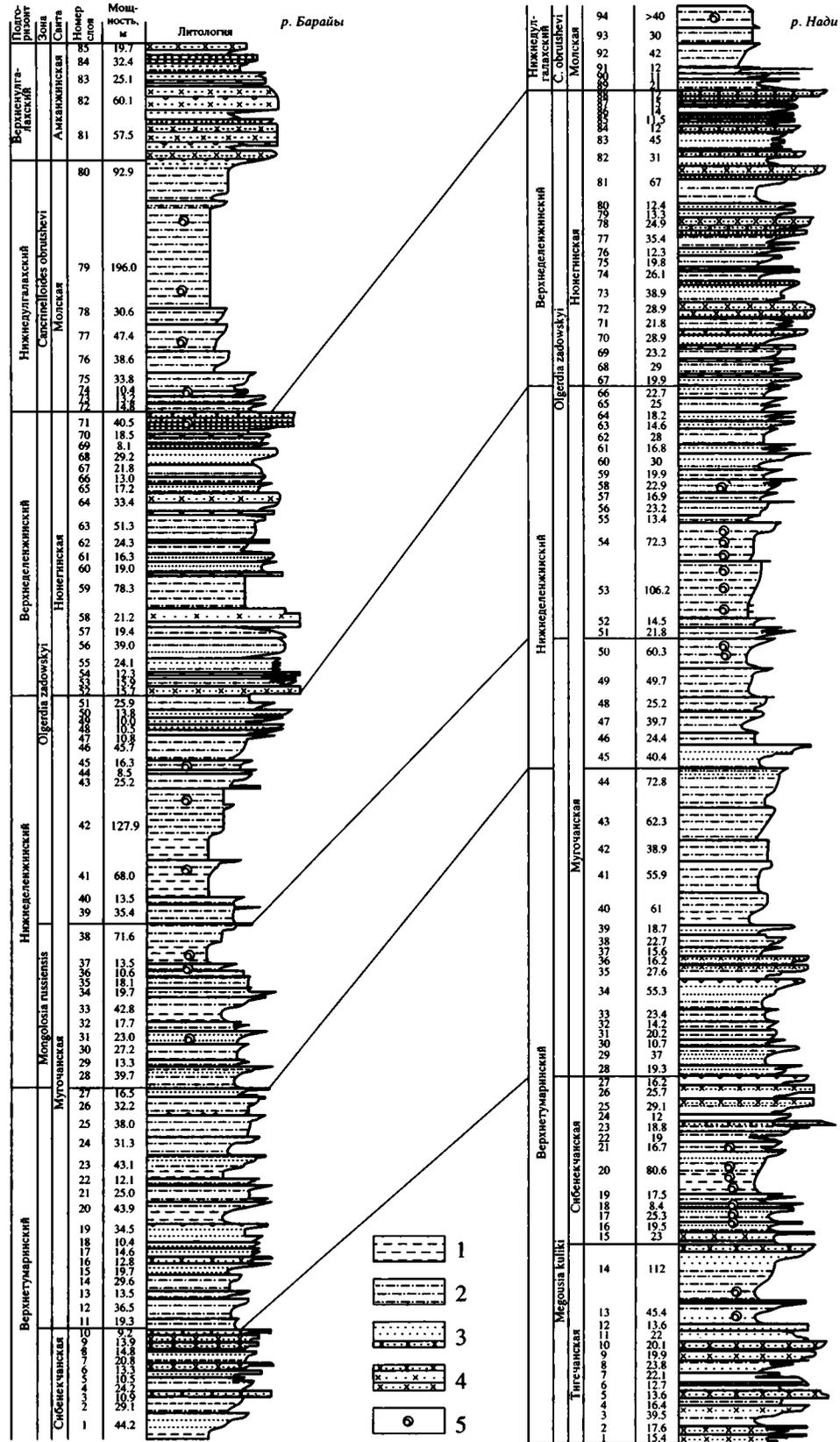


Рис. 2. Корреляция разрезов рек Барайы и Нади.

1 – аргиллит; 2 – алевролит мелко-, крупнозернистый; 3 – песчаник мелко-, среднезернистый; 4 – песчаник крупно-, грубозернистый; 5 – находки фауны, сделанные авторами.

Таблица 1. Соотношение местных и региональных стратиграфических подразделений

Приуралье, ярус	Верхоянье, подгоризонт	Бассейн, р. Эндыбал, Деленжа, Тумара, подсвиты	Бассейн р. Барайы, свиты
Казанский	Верхнеделенжинский	Верхнедележинская	Нюнегинская
Уфимский	Нижнеделенжинский	Нижнедележинская	Мугочанская
	Верхнетумаринский	Верхнетумаринская	
Кунгурский	Нижнетумаринский	Нижнетумаринская	Себинецкая
			Тигечанская
			Талчанская

материалы, собраны богатые палеонтологические коллекции. Вслед за В.Н. Андриановым (1985), Р.В. Соломиной (1997) мы выбираем Западное Верхоянье и разрезы р. Барайы в качестве опорных для сопоставлений Северного, Западного, Южного и Юго-Восточного Верхоянья и для более отдаленных корреляций. По своему построению предлагаемая нами усовершенствованная схема наиболее близка к варианту Р.В. Соломиной (1997), отличаясь от нее в региональной части и большим фактическим наполнением в корреляционной части. Погоризонтная последовательность принята по В.Н. Андрианову (1975), а биостратиграфическое расчленение основано, главным образом, на распределении в разрезе брахиопод и аммоноидей. В отличие от Р.В. Соломиной (1997), мы считаем целесообразным сохранить старые, прочно вошедшие в геологическую практику названия региональных стратиграфических подразделений (Андрианов, 1975, Решения..., 1982). Большинство биостратиграфических зон было впервые выделено В.Г. Ганелиным (1984, 1990), а зона *Olgerdia zavodovskiy* – Р.В. Соломиной (1989, 1997). Представления о соотношении уральских, региональных и местных стратиграфических подразделений приведены в таблице 1.

Определения органических остатков, кроме особо отмеченных, выполнили: брахиопод – А.Г. Клец, аммоноидей – Р.В. Кутыгин, фораминифер – Г.П. Сосипатрова (1983 г.), двустворок – А.Н. Бойправ, растений – С.Г. Горелова. В нашем распоряжении находилась коллекция аммоноидей В.Н. Андрианова, некоторые из определений уточнены Р.В. Кутыгиным.

БИОСТРАТИГРАФИЯ

В разрезе р. Барайы выделяются тигечанская, себинецкая (нижняя пермь), мугочанская, нюнегинская, молская, амканджинская (верхняя пермь) свиты. На рисунке 2 скоррелированы два отдельных разреза, составленных по левому бор-

ту каньона р. Барайы и ее правому притоку (в 15 км ниже) – р. Нади. На рисунке 3 представлен сводный разрез р. Барайы, где литология и фауна его нижней части (тигечанская и себинецкая) приведены по линии разреза р. Нади, а верхняя часть (мугочанская, нюнегинская, молская и амканджинская свиты) – только по р. Барайы. В тексте при обосновании соответствующих биостратиграфических подразделений мы дополнительно привлекаем данные определений других исследователей.

Тумаринский горизонт. Верхнетумаринский подгоризонт

*Зона Megousia kuliki*¹. Охватывает интервал разреза с 1-го по 14-й слой включительно (тигечанская свита) и интервал разреза с 15-го по 27-й слой (себинецкая свита). В нижней части тигечанская свита существенно более грубозернистая и представлена мощными (5–15 до 20 и более метров) пачками средне-мелкозернистых “глибовых” песчаников самых верхних частей дельтовых “клиньев”. Верхняя ее часть – цикличное чередование алевролитовых и песчаных прослоев. Эту часть разреза В.Н. Андрианов рассматривает как “флиш” в стратотипе тумаринской ритм-свиты, а в бассейне р. Барайы как такамкытскую свиту (Андрианов и др., 1975). Здесь же в сидеритовых конкрециях в прослоях наиболее тонкозернистых пород найдена фауна брахиопод и двустворчатых моллюсков, породы интенсивно биотурбированы. Мощность свиты около 375 м. Из брахиопод, помимо *Alispiriferella gydanensis* (Zav.), здесь определен “*Neospirifer subfasciger* Lich.”, который считается характерной формой для тумаринского горизонта (Соломина, 1997; Клец, 1995). *Alispiriferella gydanensis* (Zav.) в Юго-Восточном

¹ Нижние границы зон авторами статьи совмещены не с уровнем первого появления зонального комплекса, а с подошвами седиментационных ритмов, что нельзя признать удачным (прим. рецензента А.С. Алексева).

Верхоянье встречается совместно с последними якутопродуктумами (Клец, 1995), а на Колымо-Омолонском массиве в зоне *Mongolusia russiensis* омолонского горизонта (Ганелин, 1990). Объяснить эти очевидные расхождения не представляется пока возможным.

В.Н. Андрианов указывает из нижней пачки верхней подсвиты тумаринской ритмосвиты (Андрианов, 1966) и такамкытской свиты (Андрианов и др., 1975) *Anidanthus kolymaensis* (Lich.) (=M. kuliki (Fred.)), *Saccamina arctica* Gerke, *Tumaroceras yakutorum* Ruzh (Андрианов, 1966, с. 45), свидетельствующих об их принадлежности к зоне M. kuliki.

Себинецкая свита представлена чередованием песчаных и алевроитовых пачек. Верхняя и нижняя части свиты существенно более песчанистые и представлены мелкозернистыми хорошо отсортированными карбонатизированными крепкими (сливными) прибрежно-морскими и средне-мелкозернистыми дельтовыми песчаниками, образующими пачки мощностью 3–15 метров. Они чередуются с алевролитами примерно той же мощности, в которых нередко отмечаются текстуры оползания. Породы интенсивно биотурбированы. В средней части свиты выделена довольно мощная пачка (более 80 м) существенно алевроитовых пород, в которых отмечаются прослой сидеритовых конкреций с фауной. Брахиоподы представлены видами *Canocrinella janischewskiana* Step., *Megousia kuliki* (Fred.), *Rhynchopora* aff. *variabilis* Stuck., *Tumarinia barajensis* Sol., двустворчатые моллюски – *Nuculana* cf. *undosa* Mur., *Aviculopecten mutabilis* Masl., *Streblopteria pusilla* (Schloth.), *Liebea squamosa* (Sowerby), *Praeundulomya petschorica* Mur., *Atomodesma andrianovi* Mur., *Aviculopecten orientalis* Fred., *Nuculana lunulata* (Demb.), *Vnigripecten* aff. *phosphaticus* (Girty), *Parallelodon striatus* (Schlotheim).

Брахиоподы *Megousia kuliki* (Fred.), *Tumarinia barajensis* Sol. и некоторые двустворки (*Atomodesma andrianovi* Mur.) однозначно свидетельствуют о принадлежности отложений к тумаринскому горизонту. Названные виды брахиопод являются видами-индексами одноименных зон по схемам В.Г. Ганелина (1984, 1990) и Р.В. Соломиной (1997, зона *Megousia kolymaensis*), включаемых в состав джигдалинского или одновозрастного ему тумаринского горизонтов. Мы, вслед за В.Г. Ганелиным (1990), считаем вид M. kolymaensis (Lich.) младшим синонимом вида M. kuliki (Fred.). Одной из возможных причин расхождения в представлениях между Р.В. Соломиной и Б.С. Абрамовым на возраст как характеризуемой себинецкой (по Абрамову, 1974, это верхняя часть синигичанской свиты), так и вышележащей мугочанской свиты, служит указание (Абрамов, 1974; Абрамов, Григорьева, 1988) вида T. barajensis Sol., считавшегося ранее видом-индексом одноименной зоны тумаринского горизонта (Соломина, 1988), из разреза мугочанской и нюнегинской свит. Возможно, это послужило ему обоснованием сопоставления мугочанской свиты с тумаринской свитой р. Тумары (стратотипической местностью тумаринского горизонта), что естественно нашло отражение и при межрегиональных корреляциях.

Из верхней пачки верхней подсвиты тумаринской ритмосвиты из бассейна р. Барайы (Андрианов, 1966, с. 46) приводятся: *Anidanthus kolymaensis* (Lich.) (=M. kuliki (Fred.)), *Tumaroceras yakutorum* Ruzh., *Canocrinella koninkiana* (Keys.) и др. Последний вид хорошо известен из кунгурских отложений Северного Урала и из отложений зоны M. kuliki Колымо-Омолонского массива.

Зона Kolymaella ogonerensis. На нее приходится слой 28–44 мугочанской свиты. С точки зрения седиментологии эти два ритма логичнее включать уже в состав следующего седиментационного этапа развития бассейна. В.Н. Андрианов в своей монографии, посвященной верхнепалеозойским отложениям Западного Верхоянья (Андрианов, 1966), эти две пачки относил к тумаринской свите, нарушая логику своих же построений. Эти пачки (субмезоциклиты) отвечают начальной фазе мощной трансгрессии. В данной фациальной зоне они органично слагают глинисто-алевроитовую мугочанскую свиту. В разрезах, расположенных западнее (рр. Дулгалах, Деленжа, Нуора), мощность этих субмезоциклитов (пачек) уменьшается. Они становятся более песчанистыми, и уже более логично нижние из них включать в состав верхнетумаринской подсвиты, что, как правило, и делается. Это закономерный процесс, закономерная геометрия строения дельтовых клиньев, выдвигавшихся со стороны Сибирской платформы. Недоучет этого факта ведет к ошибкам в стратиграфических построениях. К сожалению фауны в этих пачках мы не нашли, несмотря на тщательные поиски. Алевролиты, слагающие их, все интенсивно биотурбированы.

Как следует из материалов геологической съемки и из материалов В.Н. Андрианова, на неохарактеризованный у нас фауной интервал разреза (слой 28–44, рис. 3) по всей вероятности приходятся находки гониатитов *Tumaroceras* aff. *yakutorum* Ruzh. (=T. kashirzevi Andr.), *Tumaroceras* (?) sp. (бассейн р. Барайы, р. Нади, Андрианов, 1985, с. 58). Возможно на этот же уровень приходятся находки, сделанные В.Н. Андриановым и Г.И. Штех в аллювии ручья Имтанья в поле развития тумаринской свиты (Андрианов, 1985, с. 58) остатков *Varioceras stepanovi* Andr., который близок кунгурскому *Paragastrioceras kungurensis* (Mirskaya). Р.В. Соломиной (1997) из этой части разреза на р. Барайы приводятся находки брахиопод зонального вида *ogonerensis*, на основании чего ею выделяется одноименная зона.

Деленжинский горизонт

Горизонт подразделяется на два подгоризонта, нижнеделенжинский рассматривается в объеме двух зон: *Mongoliosia russiensis* и *Olgerdia zavodowskyi*. Охватывает разрез мугочанской свиты (слои 45–68, рис. 3). Это существенно алевритовая циклично построенная толща, отражающая этап мощной раннеделенжинской трансгрессии. Свита подразделяется на ряд пачек. Нижние их части сложены более тонкозернистыми алев-

ролитами, а верхние несколько более крупнозернистыми с прослоями песчаников, особенно в нижней части свиты. Это те же субмезоциклиты, которые довольно отчетливо прослеживаются в пределах всего Западного Верхоянья.

Зона *Mongoliosia russiensis* охватывает интервал разреза с 45-го по 55-й слои включительно (рис. 3). Отсюда определены аммоноидеи – *Sverdrupites baraiensis* Kut., *Sv. harkeri* (Ruzh.), *Sv. aff. harkeri* (Ruzh.), *Pseudosverdrupites budnikovi* Kut.,

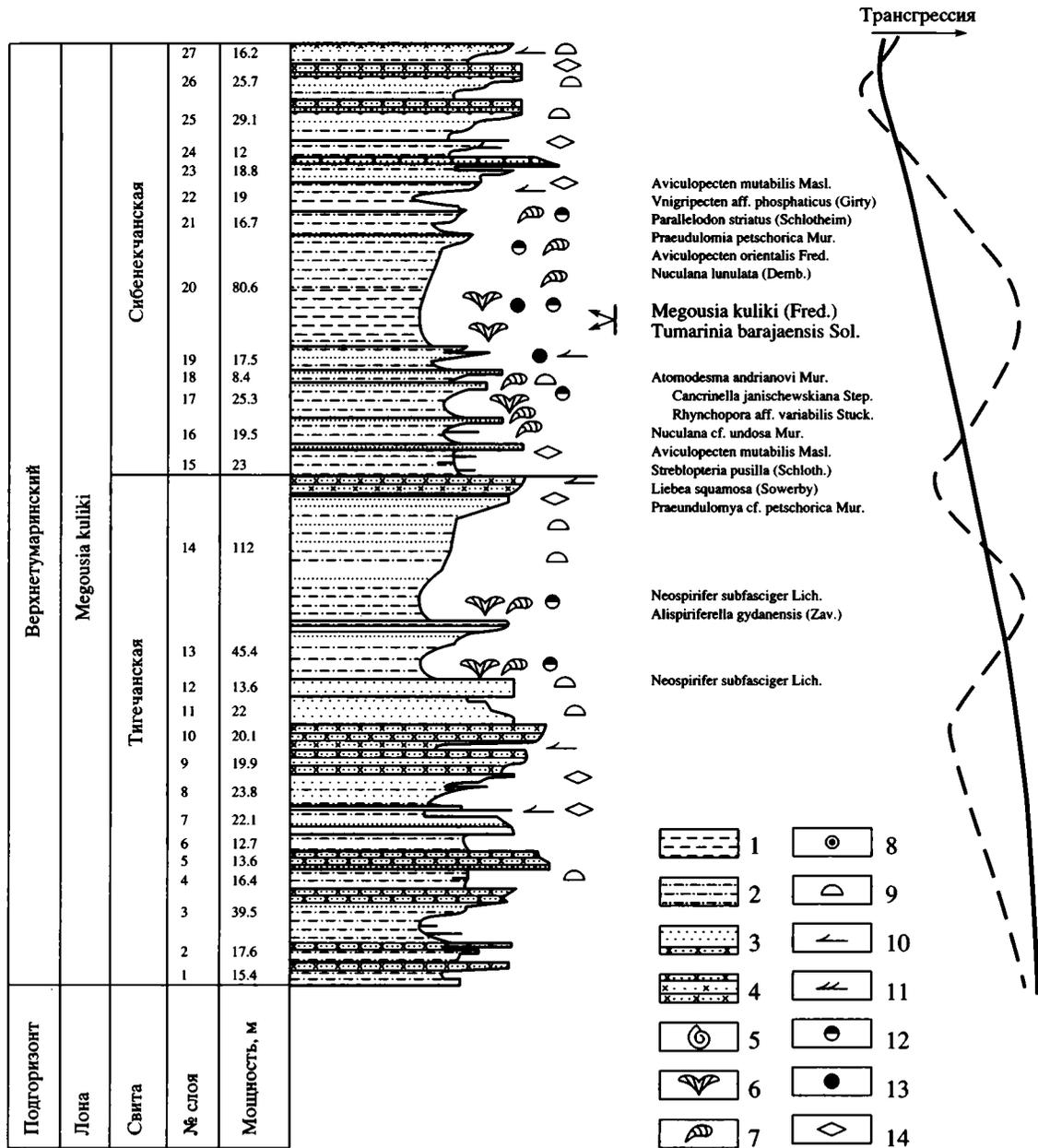


Рис. 3. Сводный геологический разрез ниже-верхнепермских отложений р. Барайы.

1 – аргиллит; 2 – алевролит мелко-, крупнозернистый; 3 – песчаник мелко-, среднезернистый; 4 – песчаник крупно-, грубозернистый; 5 – аммоноидеи; 6 – брахиоподы; 7 – двусторчатые моллюски; 8 – фораминиферы; 9 – илоеды; 10 – растительный детрит; 11 – флора; 12 – сидеритизация; 13 – пиритизация; 14 – волновая рябь.

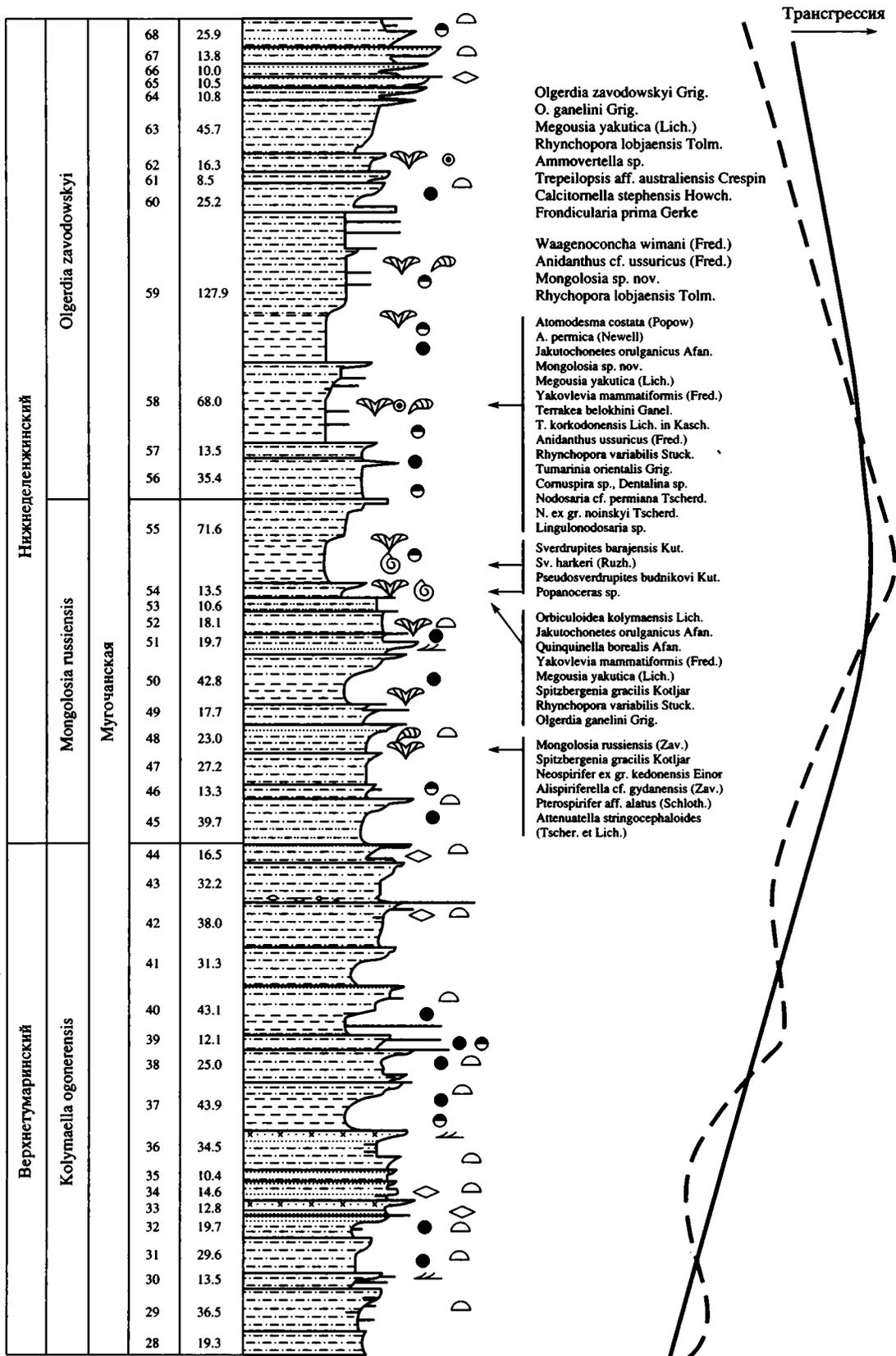


Рис. 3. Продолжение.

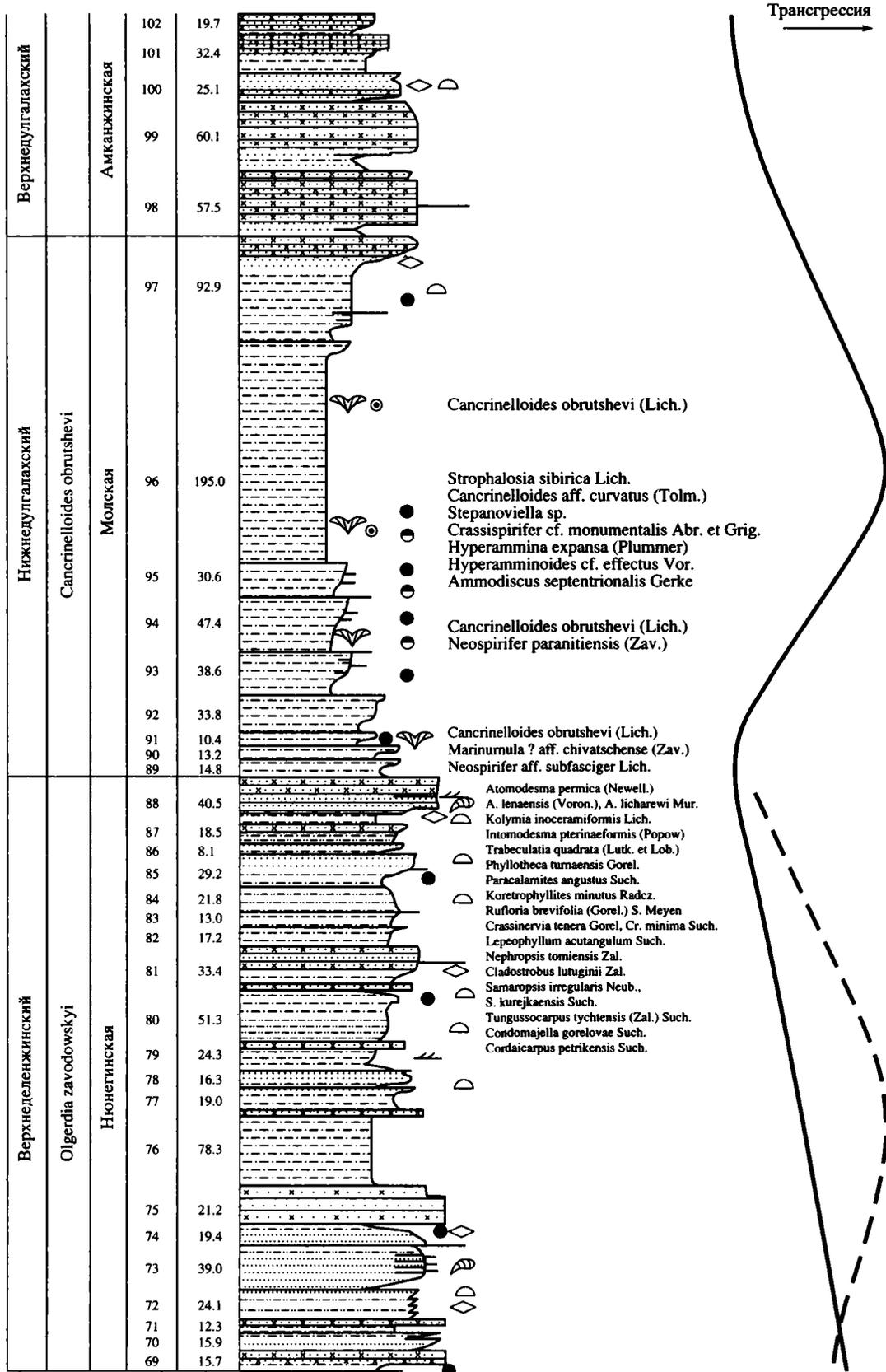


Рис. 3. Окончание.

Popanoceras sp. indet. и брахиоподы – *Orbiculoidea kolymaensis* Lich., *Jakutochonetes orulganicus* Afan., *Quinquinella borealis* Afan., *Mongolusia russiensis* (Zav.), *Yakovlevia mammatiformis* (Fred.), *Megousia yakutica* (Lich.), *Spitzbergenia gracilis* Kotljar, *Rhynchopora variabilis* Stuck., *Olgerdia ganelini* Grig., *Neospirifer* ex gr. *kedonensis* Einor, *Alispiriferella* cf. *gydanensis* (Zav.), *Pterospirifer* aff. *alatus* (Schloth.), *Attenuatella stringocephaloides* (Tschern. et Lich.). Кроме указанных аммоноидей, в нижнеделенжинской подсвите по р. Барайы В.Н. Андриановым были собраны *Popanoceras subtumarensis* Andr. и *Daubichites* aff. *goochi* (Teichert).

Аммоноидеи однозначно свидетельствуют о роадском возрасте отложений (Андрианов, 1985; Кутыгин, 1996, 1997). Брахиоподы в целом являются характерными для низов верхней перми многих районов Северо-Востока России (мугочанский горизонт по Р.В. Соломиной, 1997 – *Jakutochonetes orulganicus* Afan., *Megousia yakutica* (Lich.), *Mongolusia russiensis* (Zav.), оломонский горизонт (Ганелин, 1990) – *Megousia yakutica* (Lich.), *Spitzbergenia gracilis* Kotljar, *Mongolusia russiensis* (Zav.), *Attenuatella stringocephaloides* (Tschern. et Lich.) и др. Вид *Yakovlevia mammatiformis* (Fred.), с одной стороны, указывается как характерная форма для зоны *Anidanthus aagardi* Колымо-Оломонского массива (джигдалинский горизонт, Ганелин, 1990) и талатинской свиты Пай-Хоя (кунгур, Калашников, 1993), а с другой стороны, как зональная форма владивостокского горизонта Приморья (Котляр, 1997). В целом брахиоподовый комплекс большинством исследователей определен рассматривается как уфимский.

Зона *Olgerdia zavodowskyi* впервые выделена и описана Р. В. Соломиной в 1986 г. (1988, 1997). Она охватывает интервал разреза с 56 по 68-й слои мугочанской и с 69-го по 88-й слои нюнегинской свит. Комплекс брахиопод включает следующие виды: *Jakutochonetes orulganicus* Afan., *Mongolusia* sp. nov., *Yakovlevia mammatiformis* (Fred.), *Megousia yakutica* (Lich.), *Waagenoconcha wimani* (Fred.), *Anidanthus* cf. *ussuricus* (Fred.), *Terrakea belochini* Gan., *T. korkodonensis* (Lich.), *Rhynchopora variabilis* Stuck., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Tumarinia orientalis* Grig., *Olgerdia zavodowskyi* Grig., *O. ganelini* Grig., фораминиферы – *Cornuspira* sp., *Nodosaria* cf. *permiana* Tscherd., *N. ex gr. noinskyi* Tscherd., *Dentalina* sp., *Lingulonodosaria* sp., *Amnovertella* sp., *Trepeilopsis* aff. *australiensis* Cresspin, *Calcitornella stephensis* Howch., *Frondicularia prima* Gerke, *Glomospira* ex gr. *gordialis* Par. et Jan.

Виды брахиопод *Terrakea belochini* Gan., *T. korkodonensis* (Lich.), *Megousia yakutica* (Lich.), *Tumarinia orientalis* Grig. являются характерными формами для зоны *Terrakea korkodonensis* Колымо-Оломонского массива (Ганелин, 1990). Виды *Olgerdia zavodowskyi* Grig., *O. ganelini* Grig. явля-

ются характерными формами для верхов оломонского горизонта Колымо-Оломонского массива (Ганелин, 1990; Абрамов, Григорьева, 1988), нюнегинского горизонта (Соломина, 1997). *Waagenoconcha wimani* (Fred.) указывается из отложений зоны *Megousia kuliki* (аналоги кунгура) Колымо-Оломонского массива (Ганелин, 1990). Этот же вид, как и *Anidanthus ussuricus* (Fred.), приводятся в списках фауны слоев с *Timorites* мидийского яруса (Котляр и др., 1997), что в бореальной шкале соответствует слоям с *Canocrinelloides curvatus*. Тем не менее, в целом комплекс не противоречит отнесению его к аналогам уфимского яруса (нижнеделенжинский подгоризонт).

Нижняя граница нюнегинской свиты проводится по подошве первого мощного прослоя песчаников. Сложена преимущественно прибрежно-морскими песчаниками со знаками ряби мощностью 3–20 м. Песчаники переслаиваются с прослоями алевролитов примерно той же мощности, образуя регрессивно построенные элементарные циклиты. Породы свиты интенсивно биотурбированы. Много оползневых текстур. Мощность свиты 532 м.

Комплекс двустворчатых моллюсков представлен следующими видами: *Atomodesma permica* (Newell.), *A. lenaensis* (Voron.), *A. licharewi* Mur., *Kolymia inoceramiformis* Lich., *Trabeculata* cf. *quadrata* (Lutk. et Lob.), *Intomodesma* cf. *pterinaeformis* (Popow). Перечисленные виды двустворчатых моллюсков характеризуют джигдалино-оломонский этап в своем развитии, а такие виды как *T. quadrata* (Lutk. et Lob.), *I. pterinaeformis* (Popow) – его вторую половину (Астафьева, 1998).

В верхней части свиты в одном из глинистых прослоев авандельты найдена флора: *Phyllothesa turnaensis* Gorel., *Paracalamites angustus* Such., *Koretrophyllites minutus* Radcz., *Rufloria brevifolia* (Gorel.) S. Meyen, *Crassinervia tenera* Gorel., *Cr. minima* Such., *Lepeophyllum acutangulum* Such., *Nephropsis tomiensis* Zal., *Cladostrobilus lutuginii* Zal., *Samaropsis irregularis* Neub., *S. kurejkaensis* Such., по определению С.Г. Гореловой, наиболее характерная в Кузбассе для кузнецкого этапа.

Брахиоподы в составе свиты нами не обнаружены. По данным Р.В. Соломиной (Абрамов и др., 1973), непосредственно в стратотипе приблизительно в 100 м от кровли обнаружены *Canocrinelloides obrutshewi* (Lich.), вероятно в последствии (Соломина, 1997) переопределенные как *Canocrinelloides juregensis* Sol. В парастратотипе нюнегинской свиты (Абрамов и др., 1973) в 100 м от основания указывается на *Rhynchopora lobjaensis* Tolm. и многочисленные *Licharewia* cf. *stuckenbergi* (Netsch.), в стратиграфической схеме (Соломина, 1997) фигурирующие, по всей видимости, как *Olgerdia zavodowskyi* (Gan.). А вместо *Strophalosia sibirica* Lich. в списке фауны нюнегинской свиты

Таблица 2. Схема биостратиграфического расчленения ниже-верхнепермских отложений Западного и Северного Верхоянья

Уральская СШ		Региональная СШ Верхоянья			Корреляция разрезов			Смежный регион	
Ярус	Горизонт	Горизонт	Подгоризонт	Зона	Западное Верхоянье		Северное Верхоянье	Колымо-Омолонский массив (Ганелин, 1984, 1990)	
					Бараинская зона	Восточно-Куранахская зона			
					р. Барайы	рр. Деленжа, Тумара			
Тагарский	Уржумский	Дулгалахский	Нижнедулгалахский	<i>Cancrinelloides obrutshevi</i>	Молская свита	Нижнедулгалахская подсвита	Верхнечабардакинская подсвита	<i>Cancrinelloides obrutshevi</i>	
Казанский		Дележинский	Верхнеделенжинский	<i>Olgerdia zavodovskyi</i>	Нюнегинская свита	Верхнеделенжинская подсвита	Нижнечабардакинская подсвита	Magadania bajkurica	
								Богучанская свита	Ter. korkodonensis-Omolonia snjatkovi
Уфимский	Шешминский	Тумаринский	Нижнеделенжинский	<i>Mongolusia russiensis</i> <i>Daubichites Sverdrupites harkeri</i>	Мугочанская свита	Нижнеделенжинская подсвита	Махчарская свита	Mongolusia russiensis	
	Соликамский							Верхне-тумаринский	<i>Kolymaella ogonerensis</i> <i>Tumaroceras kashirzevi</i>
Кунгурский	Иренский	<i>Megousia kuliki</i> <i>Neouddenites-Tumaroceras yakutorum</i>	Тигечанская свита				<i>Megousia kuliki</i>		
	Филипповский								

приводится *Strophalosia tolli* (Fred.). Б.С. Абрамов (Абрамов, Григорьева, 1988) из самых низов свиты в списках фауны приводит *Rhynchopora lobjaensis* Tolm. и *Tumaria barajensis* Sol., последний вид им указывается и из средней части подстилающей мугочанской свиты. Мы намеренно привели все данные по находкам брахиопод в стратотипе и парастратотипе мугочанской и нюнегинской свит, указанные в работах Р.В. Соломиной (1997) и Б.С. Абрамова (Абрамов, Григорьева, 1988), которые каждому послужили для существенно различающихся выводов, при том, что и Р.В. Соломина и Б.С. Абрамов мугочанскую и нюнегинскую свиты сопоставляют с омолономским горизонтом Колымо-Омолонского массива, тогда как корреляция со стратотипической местностью региогоризонтов у каждого иная, о чем уже было отмечено выше.

*Дулгалахский горизонт.
Нижнедулгалахский подгоризонт*

Зона *Cancinelloides obrutschevi* соответствует разрезу молской свиты (слои 89–97), которая представлена разномасштабными алевролитами, слагающими элементарные циклиты (ритмы) регрессивной направленности (рис. 3). Ее нижняя граница проводится по кровле мощного прослоя глыбовых песчаников. Наиболее тонкие породы – мелкозернистые алевролиты (до аргиллитов) отмечаются в верхней ее части. Здесь же фиксируются неокатанные обломки глинистого известняка, так называемые “рябчики” (Гриненко и др., 1997). Из органических остатков обнаружены брахиоподы *Cancinelloides obrutschevi* (Lich.), *C. aff. curvatus* (Tolm.), *Stepanoviella* sp., *Strophalosia sibirica* Lich., *Marinurnula* ? aff. *chivatschense* (Zav.), *Crassispirifer* cf. *monumentalis* Abr. et Grig., *Neospirifer paranitiensis* (Zav.), *N. aff. subfasciger* Lich. и фораминиферы – *Hyperammia expansa* (Plummer), *Hyperammionoides* cf. *effectus* Vor., *Ammodiscus septentrionalis* Gerke, свидетельствующие об одновозрастности отложений с нижней половиной гижинского горизонта (зона *C. obrutschevi*: Ганелин, 1984, 1990). Соответственно зона в том же объеме соотносится с одноименной зоной в схеме Р.В. Соломиной (1997). Отложения этого уровня широко распространены на Северо-Востоке России, их генезис неоднократно дискутировался. Для нас кажется наиболее предпочтительной точка зрения, связанная с процессами лавинной седиментации (Гриненко и др., 1997), оригинальным представляется мнение относительно роли волн-цунами (Колясников, 1997). Возраст нами, как и большинством исследователей, принимается раннетатарским (табл. 2).

СОБЫТИЯ

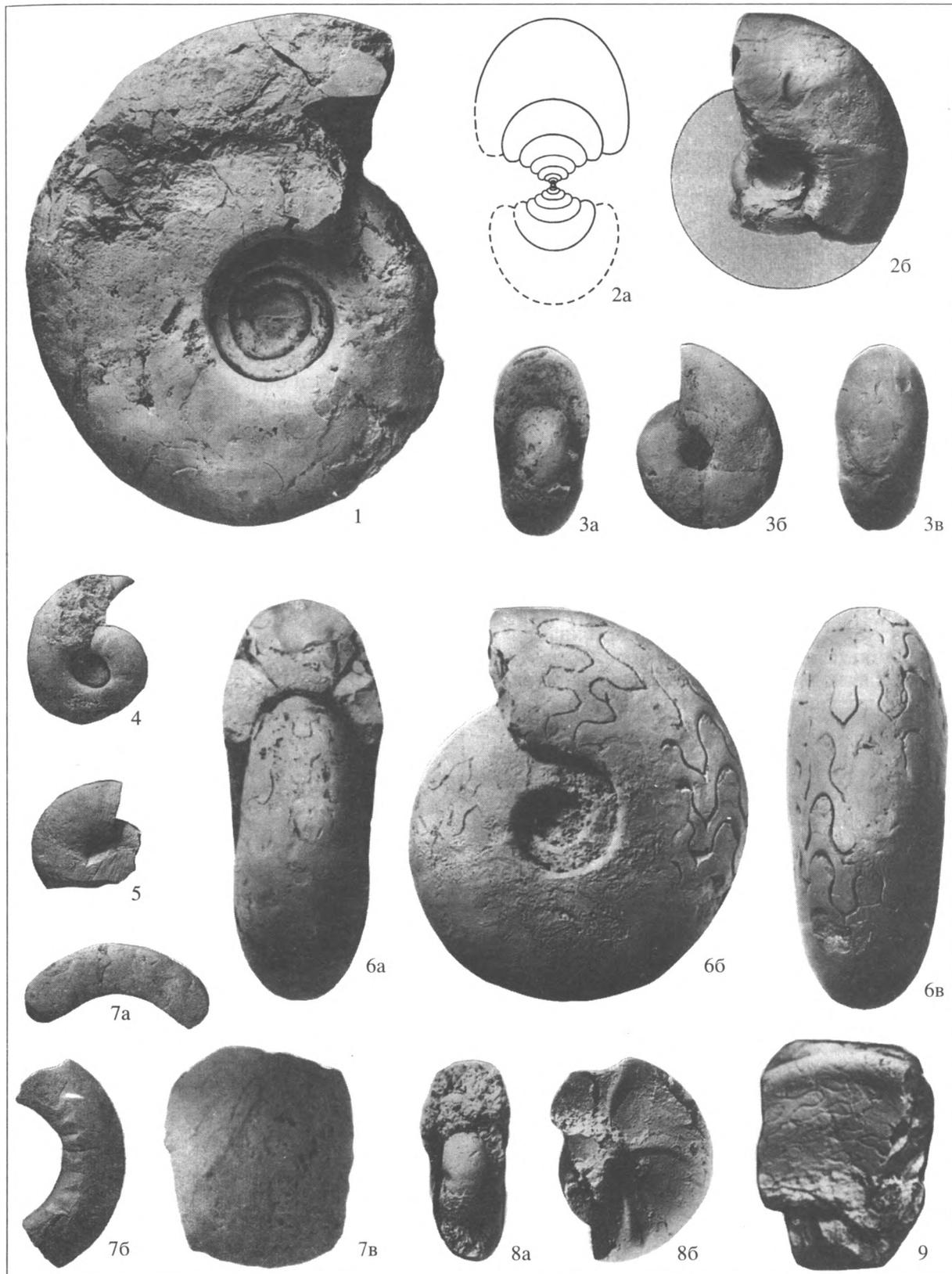
Анализ цикличности седиментогенеза, изменений состава фаунистических ассоциаций, приуроченных к началу седиментационных циклов различных рангов, позволяет для конца ранней и начала поздней перми в Верхоянье выделить ряд биотических и абиотических событий, имеющих различное корреляционное значение. Биостратиграфические зоны занимают различное положение на кривой трансгрессивно-регрессивных циклов. По длительности события подразделяются на кратковременные и продолжительные. К первым относятся такие, как смена одного фаунистического комплекса другим, смена режима осадконакопления, начало трансгрессивно-регрессивных циклов. К продолжительным мы относим фазы, соответствующие времени существования зональных комплексов, периоды максимального стояния уровня бассейна. Конкретно мы различаем следующие события от более древних к более молодым.

1). Фаза *Megousia kuliki*, совпадающая с трансгрессивно-регрессивным циклом низкого порядка на фоне регрессирующего позднетумаринского моря. Имеет большую продолжительность, неотчетливое начало и завершение.

2). Начало мугочанской трансгрессии имеет резко выраженный интенсивный характер, ши-

Таблица I. Аммоноидеи.

1 – *Daubichites goochi* (Teichert); экз. № 55/261 (×0.4); верховье р. Барайны (левый склон, 1.5–1.8 км выше устья руч. Имтанья); нижняя часть нижнеделенжинской подсвиты; сборы В.Н. Андрианова, обр. 11-1966 г. 2, 4 – *Pseudoverdrupites budnikovi* Kutugin; 2 – голотип № 16/173; 4 – экз. № 13/173 (×1.2); верховье р. Барайны, руч. Аммонитовый, 420 м выше устья (правый борт); мугочанская свита (здесь слой 54 на рис. 3); сборы И.В. Будникова и др., обр. 1 и 82(92)-61-1992 г. 3, 6 – *Sverdrupites harkeri* (Ruzhencev); 3 – экз. 5/173; верховье р. Барайны, руч. Аммонитовый, 420 м выше устья (правый борт); мугочанская свита (здесь слой 54 на рис. 3); сборы И.В. Будникова и др., обр. 1 и 82(92)-61-1992 г.; 6 – экз. № 55/262 (×0.5); верховье р. Барайны (левый склон, 1.5–1.8 км выше устья руч. Имтанья); нижняя часть нижнеделенжинской подсвиты; сборы В.Н. Андрианова, обр. 11-1966 г. 5 – *Sverdrupites baraiensis* Kutugin; голотип № 23/173; верховье р. Барайны, руч. Аммонитовый, около 1 км выше устья (левый борт); мугочанская свита (здесь слой 55 на рис. 3); сборы Р.В. Кутыгина, обр. 5/1-1992 г. 7 – *Baraioceras stepanovi* Andrianov; голотип № 55/29 (×0.55); верховье р. Барайны, р. Имтанья (нижнее течение); аллювий в поле развития тумаринской свиты, верхней подсвиты; сборы В.Н. Андрианова, Г.И. Штеха, обр. 506/11а-1963 г. 8 – *Poranoceras subtumarensis* Andrianov; голотип № 55/574 (×2.3); верховье р. Барайны (в устье Безымянного ручья) нижняя часть нижнеделенжинской подсвиты; сборы В.Н. Андрианова, Л.Г. Тютюникова и др., обр. 506-1972 г. 9 – *Neouddenites andrianovi* Ruzhencev; экз. № 55/25; верховье р. Барайны, левый приток, впадающий выше пос. Коммунар; эчийская свита; сборы В.Н. Андрианова и др., обр. 504/1-1963 г. Возраст – ранняя пермь, артинский–кунгурский века.



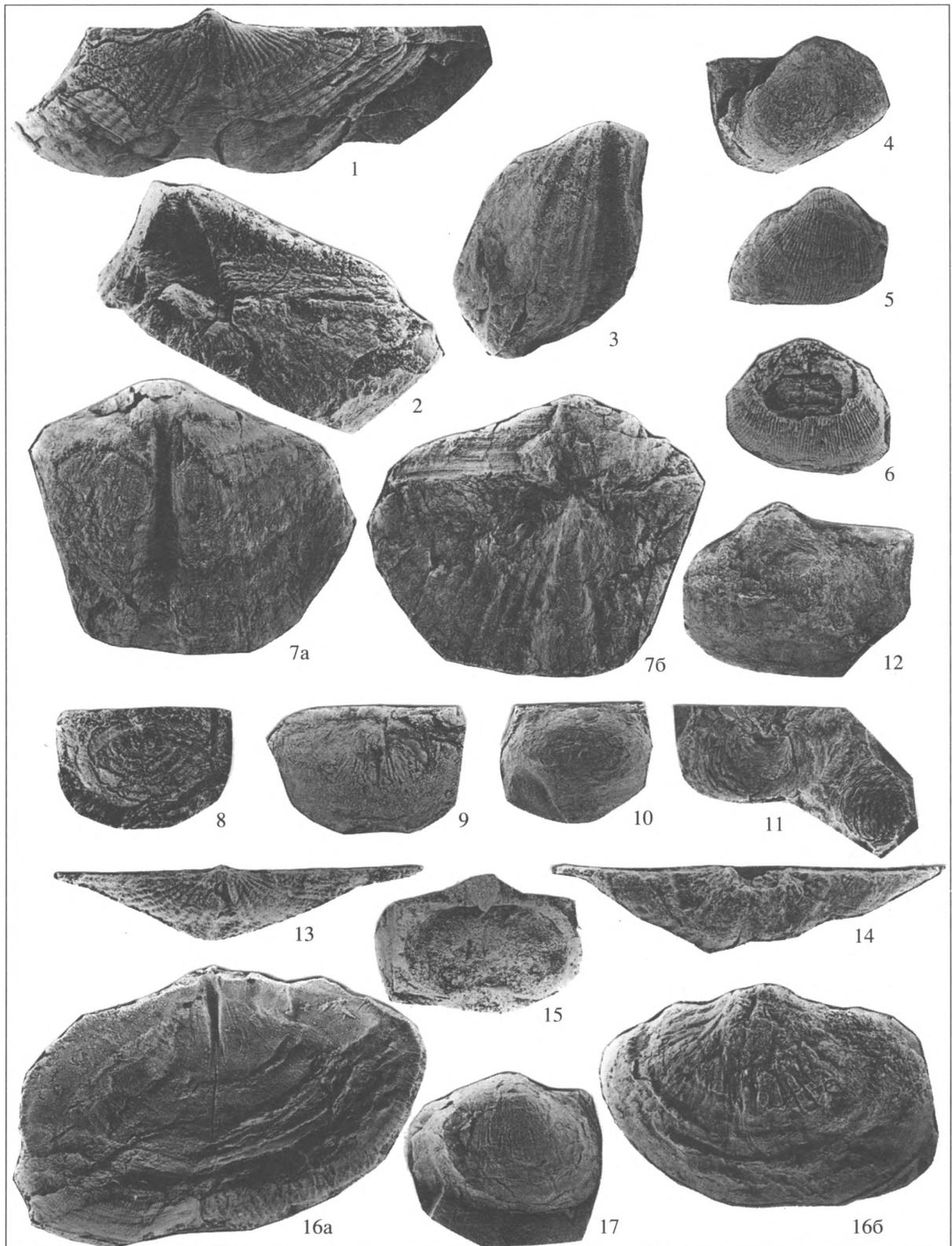


Таблица 3. Корреляция стратиграфических подразделений Западного Верхоянья с принятыми в России и предлагаемыми международной подкомиссией

Ярус	Подгоризонт	Зоны	Отдел
Уфимский	Нижнеделенжинский	<i>Mongolusia russiensis</i>	Гваделупский
	Верхнетумаринский	<i>Spitsbergenia ogonerensis</i>	Предуральский
<i>Megousia kuliki</i>			
Кунгурский			

роко проявлено, но из-за местных особенностей не повсеместно узнается. Отсюда и проблема переходных слоев между тумаринской и деленжинской свитами, о которой написано выше.

3). Фаза *Kolymaella ogonerensis*, которая характеризуется как начало или старт трансгрессии (исходя из трехчленного деления: старт, фаза максимального стояния и регрессивная фаза). Содержит фаунистический комплекс, тесно связанный с предыдущим этапом, хотя по развитию бассейна знаменует уже начало нового мощного трансгрессивно-регрессивного цикла.

4). Появление фаунистического комплекса брахиоподовой зоны *Mongolusia russiensis* и роадского комплекса аммоноидей.

5). Фаза *Mongolusia russiensis*, совпадающая по времени с фазой стояния максимально высокого уровня бассейна, отсюда высокая степень охарактеризованности осадков этого времени типично морскими органическими остатками и наивысший корреляционный потенциал (роадский комплекс аммоноидей) (Кутыгин, 1996; Котляр, 1997; Nassichuk, 1995).

6). Фаза *Canocrinelloides obrutschewi*. Аналогично пятому событию также приурочена к максимально высокому уровню стояния Мирового океана, но уже для следующего трансгрессивно-регрессивного цикла высшего порядка.

ВЫВОДЫ

Анализ как абиотических, так и биотических событий, кратковременных и продолжительных, и их материальных выражений в геологическом разрезе позволяет сделать определенные выводы. Наиболее значимое кратковременное событие обозначено под номером 4 (появление брахиопод зоны *M. russiensis* и соответствующего комплекса аммоноидей). Как следует из вышеизложенного, оно коррелируется с началом роадского века Северо-Американской шкалы или границей соликамского и шешминского веков Уральской шкалы.

Исходя из Решений МСК и Межведомственного регионального стратиграфического совещания (Решения..., 1982) граница нижнего и верхнего отделов пермской системы в России проводится в основании соликамского горизонта или внутри тумаринского горизонта (событие 2) по исчезновению зонального комплекса *Megousia kuliki* или в основании зоны *Kolymaella ogonerensis* с соответствующим комплексом аммоноидей *Tumaroceras kashirzevi* Andr.

Таким образом, в разрезе реки Барайы в пограничных отложениях ниже-верхнепермских отложений имеется следующая фаунистическая последовательность: *Megousia kuliki*–*Kolymaella ogonerensis*–*Mongolusia russiensis* (табл. 3). С первым видом ассоциируют гониатиты *Tumaroceras yakutorum* и брахиоподы группы *Canocrinella coninkiana*, со вторым видом *Tumaroceras kashirzevi* Andr. и

Таблица II. Брахиоподы.

1, 2 – *Tumarinia barajaensis* Sol.: 1 – брюшная створка (×1), р. Нади; сибенекчанская свита, слой 20 на рис. 3 (обр. 2и/92-39, 1612 м); 2 – брюшная створка со стороны ареи (×1), р. Нади; сибенекчанская свита, слой 20 на рис. 3 (обр. 2и/92-39, 1660 м); здесь и далее: сборы И.В. Будникова и др., 1992–1993 гг. 3 – *Alispiriferella gydanensis* (Zav.); брюшная створка (×1.2), р. Нади; тигечанская свита, слой 14 на рис. 3 (обр. 2и/92-39, 1312 м). 4 – *Megousia yakutica* (Lich.); ядро брюшной створки (×1), р. Барайы; мугочанская свита, слой 58 на рис. 3 (обр. 1и/92-56, 2352 м). 5, 6 – *Megousia kuliki* (Fred.): 5 – брюшная створка (×1.25), р. Нади; сибенекчанская свита, слой 20 на рис. 3 (обр. 2и/92-39, 1612 м); 6 – брюшная створка (×1), р. Нади; сибенекчанская свита, слой 20 на рис. 3 (обр. 2и/92/39, 1612 м). 7 – *Olgerdia zavodowskyi* Grig.; ядро раковины, 7а (×1 – со стороны брюшной створки), 7б (×1 – со стороны спинной створки); р. Барайы; мугочанская свита, слой 62 на рис. 3 (обр. 1и/92-51, 2104 м). 8 – *Mongolusia russiensis* (Zav.); внутреннее строение спинной створки (×1); р. Барайы; мугочанская свита, слой 48 на рис. 3 (обр. 1и/92-70, 2661 м). 9 – *Yakovlevia mammatiformis* (Fred.); ядро брюшной створки (×1); р. Барайы; мугочанская свита, слой 58 на рис. 3 (обр. 1и/92-56, 2352 м). 10, 11 – *Terrakea korkodonensis* (Lich. in Kasch.): 10 – отпечаток спинной створки (×1); 11 – отпечаток брюшной створки (×1); р. Барайы; мугочанская свита, слой 58 на рис. 3 (обр. 1и/92-56, 2352 м). 12 *Terrakea cf. belokhini* Gan.; ядро брюшной створки (×1); р. Барайы; мугочанская свита, слой 58 на рис. 3 (обр. 1и/92-56, 2352 м). 13, 14 – *Pterospirifer aff. alatus* (Schloth.); ядра брюшных створок (×1); р. Барайы; мугочанская свита, слой 48 на рис. 3 (обр. 1и/92-70, 2661 м). 15 – *Spitzbergenia gracilis* Kotljar; раковина (×1); р. Барайы; мугочанская свита, слой 48 на рис. 3 (обр. 1и/92-70, 2661 м). 16, 17 – *Canocrinelloides obrutschewi* (Lich.): 16а – (×1.4), ядро раковины со стороны спинной створки; 16б – (×1), ядро раковины со стороны брюшной створки; р. Барайы; молская свита, слой 91 на рис. 3 (обр. 1и/92-15, 1060 м); 17 – брюшная створка (×1); р. Барайы, молская свита, слой 96 на рис. 3 (обр. 1и/92-10, 540 м).

возможно *Varaioceras stepanovi* и, наконец, третий уровень – это комплекс роадских аммоноидей *Sverdrupites harkeri* и *Daubichites*. Как следует из последних находок родов *Tumaroceras* и *Erijuresanites*, ранее считавшихся эндемичными, в кунгурских отложениях Урала, Пай-Хоя и других регионов (Чувашов, 1997; Богословская, 1997; Котляр, 1997), границу нижней и верхней перми следует проводить в верхней части тумаринского горизонта по смене фаунистических комплексов брахиоподовых зон *Megousia kuliki* и *Kolymaella ogonegensis*, хотя при этом следует признать, что наиболее значимое биотическое событие в Западном Верхоянье приурочено к основанию брахиоподовой зоны *Mongolosisa russiensis* с соответствующим комплексом гониатитов, что отвечает границе предуральского и гваделупского отделов или кунгурского (с соликамским горизонтом) и роадского ярусов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 97-05-65209 и № 97-05-64847.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов Б.С. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1974. 96 с.

Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы перми Верхоянья. М.: Наука, 1988. 204 с.

Абрамов Б.С., Соломина Р.В., Масюлис В.В., Кузнецов В.В. Новые свиты верхней перми в Западном Верхоянье // Сов. геология. 1973. № 11. С. 115–121.

Андрианов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М.: Наука, 1966. 133 с.

Андрианов В.Н. Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянского хребта // Пролемы стратиграфии девонских, пермских и триасовых отложений Верхоянья. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 24–87.

Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 180 с.

Андрианов В.Н., Петров Ю.Н., Андрианова В.А. и др. Обоснование детальной стратиграфической шкалы пермских отложений Западного Верхоянья // Стратиграфия, палеонтология и литология осадочных формаций Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 50–94.

Астафьева М.М. История развития пермских морских *Bivalvia* Бореальной области // Палеонтол. журн. 1998. № 3. С. 27–34.

Богословская М.Ф. Аммоноидеи из пермских отложений Пай-Хоя и острова Вайгач // Палеонтол. журн. 1997. № 6. С. 23–28.

Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г. Верхоянский складчатый пояс – ключевой регион для решения проблем стратиграфии верхнего палеозоя Сибири // Отечественная геология. 1994. № 8. С. 42–46.

Бяков А.С. Стратиграфия и двустворчатые моллюски пермских отложений бассейна р. Колымы. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ПИН РАН, 1991. 25 с.

Ганелин В.Г. Биостратиграфия пермских отложений Омолонского массива // Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. С. 102–117.

Ганелин В.Г. Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 111–123.

Ганелин В.Г. Бореальная бентосная биота в структуре позднепалеозойского Мирового океана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 29–42.

Геологическая карта Якутской АССР. Масштаб 1 : 1500000. Гл. ред. Красный Л.И. М.: Главн. упр. геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1979.

Гриненко В.С., Будников И.В., Клец А.Г. Олиостромы в пермском разрезе центральной части Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. 1997. № 2. С. 36–43.

Калашиников Н.В. Брахиоподы перми Европейского Севера России. СПб.: Наука, 1993. 151 с.

Клец А.Г. Зоны по брахиоподам, их значение при расчленении и корреляции отложений верхнего палеозоя Южного Верхоянья // Пределы точности биостратиграфической корреляции. Палеонтол. общество РАН. М.: ПИН РАН, 1995. С. 37–47.

Колясников Ю.А. Происхождение пермских “рябчиков” Северо-Востока России // Природа. 1997. № 7. С. 23–25.

Котляр Г.В. Опорные корреляционные уровни пермской системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 35–50.

Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Попеко Л.И. и др. Слои с *Timorites* на Востоке Азии // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 3. С. 41–50.

Курушин Н.И., Соловьева Н.А., Некрасов А.И. и др. Новые данные по биостратиграфии и литологии пермских отложений Западного Верхоянья // ДАН. 1996. Т. 348. № 2. С. 223–227.

Кутыгин Р.В. Спиролегоцератиды (*Ammonoidea*) Северо-Востока России // Палеонтол. журн. 1996. № 4. С. 16–23.

Кутыгин Р.В. Хронология пермских аммоноидей Северо-Восточных морей // Геологическое строение и полезные ископаемые республики Саха (Якутия). Материалы конференции. Т. I: Региональная геология. Якутск: Ин-т геол. наук СО РАН, 1997. С. 57–60.

Кутыгин Р.В., Будников И.В., Клец А.Г., Гриненко В.С. О границе нижней и верхней перми в Верхоянно-Охотской провинции // Геологическое строение и полезные ископаемые республики Саха (Якутия). Материалы конференции. Т. I: Региональная геология. Якутск: Ин-т геол. наук СО РАН, 1997. С. 54–57.

Левен Э.Я., Леонова Т.Б., Котляр Г.В. Второй Гваделупский симпозиум по стратиграфии перми и его итоги // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 8–13.

Попов Ю.Н. Аммоноидеи // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Л.: Недра, 1970. С. 113–140.

Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Часть II (средний и верхний палеозой), 1979. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. 129 с.

Руженцев В.Е. Первые аммоноидеи из пермских отложений Верхоянья // Палеонтол. журнал. 1961. № 2. С. 50–63.

Соломина Р.В. Брахиоподы пермских отложений Верхоянья и их стратиграфическое значение // Современное состояние и основные направления изучения брахиопод. Доклад на 3-й Всесоюзной школе, 1986 г. Т. 1. М.: ПИН АН СССР, 1988. Деп. в ВИНТИ 29.05.89. С. 70–82.

Соломина Р.В. Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянья // Отечественная геология. 1997. № 3. С. 37–43.

Черняк Г.Е. Проект унифицированной схемы стратиграфии верхнего палеозоя Северо-Востока СССР // Верхний палеозой Северо-Востока СССР. 1975. Л.: НИИГА, С. 5–26.

Чувашов Б.И. Кунгурский ярус пермской системы (проблемы выделения и корреляции) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 10–28.

Budnikov I.V., Klets A.G., Grinenko V.S. West Verkhoyanye is the key region to solve the main stratigraphic problems of Upper Paleozoic of Siberia // Abstracts of XIII International Congress on Carboniferous–Permian. Warszawa. 1995. P. 16.

Budnikov I.V., Klets A.G., Grinenko V.S., Kutigin R.V. Permian of East Yakutiya // Permophiles. A news-letter of SCPS. № 28. June. 1996. P. 27–29.

Nassichuk W.W. Permian Ammonoids in the Arctic Regions of the World // Permian of Northern Pangea. V. 1. Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy. 1995. P. 210–235.

Yugan Jin. A Global Chronostratigraphic Scheme for the Permian System // Permophiles. A news-letter of SCPS. № 28. June. 1996. P. 4–10.

*Рецензенты В.Г. Ганелин,
Г.Н. Садовников, А.С. Алексеев*

УДК 56:581(470.1)

РАНЕКАЗАНСКАЯ ФЛОРА РЕКИ СОЯНЫ И ЕЕ ПОЛОЖЕНИЕ В РЯДУ ОДНОВОЗРАСТНЫХ ФЛОР И РАСТИТЕЛЬНЫХ ЗОН АНГАРИДЫ

© 2001 г. И. А. Игнатьев, С. В. Наугольных

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

Поступила в редакцию 13.05.99 г.

В состав раннеказанской флоры реки Сояны входят руфлориевые *Rufloria sylovaensis* (Neub.) comb. nov., войновские *Cordaites* sp., *Crassinervia* sp., *Lepeophyllum* sp., *Sylvestra* sp., *Jordania* sp., *Samaropsis* spp., *Cordaicarpus* sp., хвойные *Cupressidium* sp., дикранофилловые *Entsovia* cf. *raissulcata* S. Meyen, мелколистные замииоптерисы *Zamipteris* ex gr. *elongata* (Zal.) Neub, кардиолепидиевые *Phylladoderma* sp., птеридоспермы *Cardioneura* ex gr. *vorcutense* Zal., лепидофиты *Viatscheslaviophyllum* cf. *kamiense* Esaul, папоротники *Pecopteris* ex gr. *leptophylla* Bunb., *Lobatopteris* sp. и членистостебельные *Annularia* aff. *carinata* Gutb. Дается обзор региональных флор и реконструкция растительной зональности Ангариды в казанское время. На крайнем севере ангарского материка могла располагаться узкая полоса тундровой зоны с холодным климатом. Большую часть Ангариды охватывала бореальная зона с холодно-умеренным, преимущественно гумидным климатом, покрытая массивами кордаитовых лесов (“кордаитовой тайгой”). Юго-западные районы Ангариды (Предуралье и север Русской платформы) охватывала суббореальная зона с тепло-умеренным климатом, в пределах которой существовали несколько типов господствующих растительных формаций, в том числе широколиственные листопадные леса кордаитов и кардиолепидиевых на территории современных Печорского бассейна и Приуралья. К западу от Ангариды суббореальная зона прослеживается на территории современной Арктической Северной Америки. Раннеказанская флора реки Сояны принадлежала к суббореальной зоне и, вероятно, являлась островной. Охарактеризованы папоротники и членистостебельные флоры реки Сояны.

Ключевые слова. Казанский ярус, палеофитогеография, растительная зональность, Русская платформа, флора, птеридофиты.

ВВЕДЕНИЕ

Позднепермская флора реки Сояны была открыта более полувека назад М.Д. Залесским (Zallessky, 1937), но до сих пор оставалась практически неизученной. Растительные остатки происходят из единственного местонахождения близ деревни Ива-Гора в Архангельской области, приуроченного к ивагорским слоям, иногда называемым “ивагорской фацией” (рис. 1, 1).

Ивагорские слои были выделены в бассейне реки Сояны Я.Д. Зеккелем (1939). Они согласно залегают на красноцветных отложениях шешминского горизонта уфимского яруса и представлены в основном тонкослоистыми сероцветными мергелями и песчаниками. Мергели содержат многочисленные остатки растений и насекомых. К востоку песчаники и песчаные мергели замещаются более мористыми фациями с прослоями известняков, в которых обнаружена фауна беспозвоночных раннеказанского облика – *Nodosaria hexagona* Tcherd., *Lingulonodosaria kamensis* K.M.-Maklay, *Spandolina longissima* K.M.-Maklay, *Tristix permiana* Gerke, *Lingula orientalis* Gol., *Rhynchopora geinitziana* Vern., *Astartella permocarbonica* Tcherd., *Atula kutor-*

gana Vern. (Лихарев, Миклухо-Маклай, 1977), а также остатки амmonoидей *Pseudogastrioceras* (?) sp. (Куликов и др., 1973). На этом основании возраст ивагорской толщи определяется как нижнеказанский (Лихарев, Миклухо-Маклай, 1977).

Изучена коллекция нижеказанской флоры р. Сояны, собранная в 1972 г. палеознтологом А.Г. Шаровым (Палеонтологический институт, Москва). Ископаемый материал представлен слабо метаморфизованными углистыми фитолеймами, пригодными для мацерации по стандартной методике в смеси Шульце. Растительные остатки изучались под бинокулярным микроскопом МБС-9. Микроструктура фитолейм была исследована под электронным сканирующим микроскопом Stereoscan 600. Рисунки сделаны по фотографиям и с помощью окуляра с сеткой. Материал хранится в Геологическом институте РАН (коллекция № 4547).

При характеристике казанских флор и описании растительных остатков авторы следовали системе высших растений, принятой в руководстве С.В. Мейена (1987). Исключение составлял удержанный из традиционной палеоботанической систематики термин “птеридоспермы”, используе-

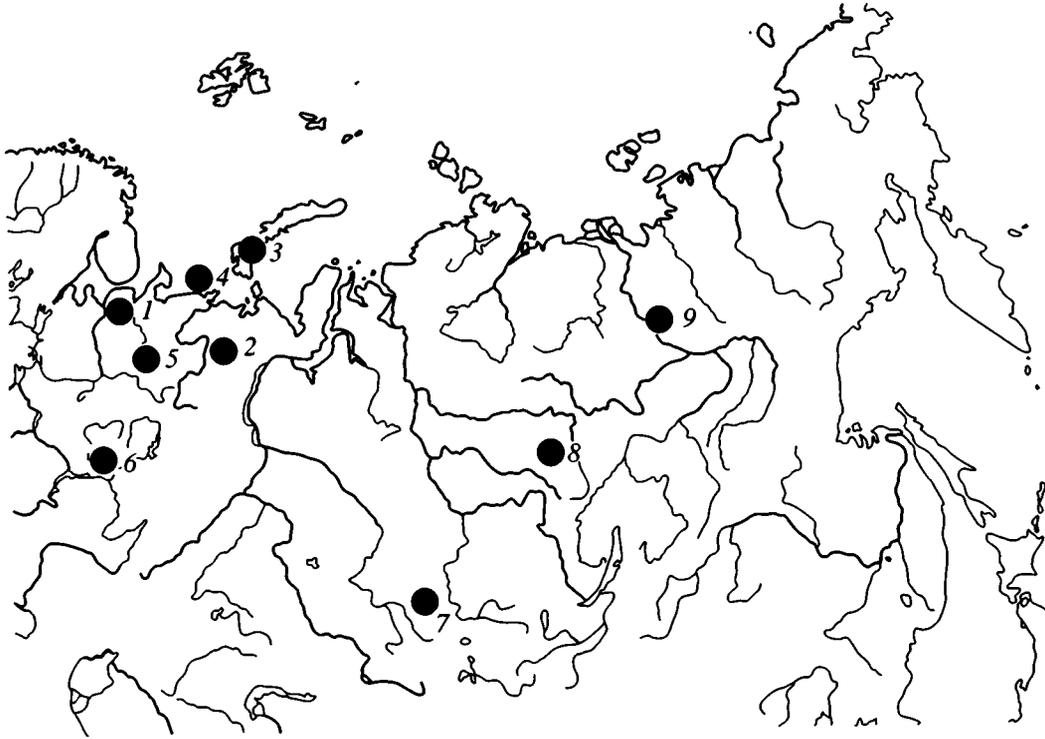


Рис. 1. Основные районы местонахождений казанских флор Ангариды: 1 – р. Сояна (местонахождение Ива-Гора), 2 – Печорский бассейн и Печорское Приуралье, 3 – о-ва Новая Земля, 4 – о. Колгуев, 5 – Западное Притиманье, 6 – Волго-Уральская область, 7 – Кузнецкий бассейн, 8 – Тунгусский бассейн, 9 – Западное Верхоянье.

мый в настоящей статье для обозначения неформальной группировки, объединяющий принятые в цитированном руководстве С.В. Мейена порядки голосеменных растений, Callistophytales (каллистофитовые), Gigantonomiales (гигантономиевые), Peltaspermales (пельтаспермовые), Caytoniales (кейтониивые), Lagenostomales (лагеностомовые) и Trigonosagorales (тригонокарповые).

КАЗАНСКИЕ ФЛОРЫ АНГАРИДЫ И МЕСТО СРЕДИ НИХ ФЛОРЫ РЕКИ СОЯНЫ

Казанские флоры Ангариды изучены относительно слабо. Это касается не только таксономической изученности и основанной на ней надежности определений, но и непреодоленного по сей день и обычно даже неосознаваемого палеоботаниками “таксономического регионализма”, когда морфологически не отличимые формы в разных регионах определяются по-разному, в зависимости от сложившейся таксономической традиции. Например, практически не отличимые кордаитовые листья определяются палеоботаниками, работающими в Печорском бассейне и Приуралье, как *Cordaite brevis* (Neub.) S. Meyen, а их коллегами, изучающими одновозрастную флору центральных районов Ангариды – как *Cordaite gracilentus* (Gorel.) S. Meyen. То же можно сказать о

широко распространенных в верхней перми Печорского бассейна и Приуралья дисперсных семенах *Bardocarpus superus* Neub. и семенах *Tungusocarpus tychtensis* (Zal.) Such. из одновозрастных отложений Центральной Ангариды.

При сравнении таксономического состава одновозрастных флор в фитогеографических целях “таксономический регионализм”, с одной стороны, искажает проявление таких основополагающих фитогеографических закономерностей, как обусловленное макроклиматом физиономическое сходство листов господствующих лесных формаций в пределах древних физико-географических и ландшафтных зон, а с другой – искусственно создает впечатление более высокого, чем на самом деле, эндемизма региональных флор.

Встречается и обратная тенденция, выражающаяся в отнесении растительных остатков к таксонам, установленным для сходных по внешней морфологии растительных остатков, происходящих из географически удаленных друг от друга регионов, лежавших в пределах различных древних физико-географических и ландшафтных зон. В результате панорама одновозрастных древних региональных флор искажается искусственно возникшими “сходствами”.

На представления о степени эндемизма региональных флор влияет также количество фор-

мальных родов и видов, различаемых в данном регионе, которое нередко значительно превышает действительное видовое и родовое разнообразие указанных флор. В качестве эвристического приема при оценке реального таксономического разнообразия древних региональных флор может служить известное "распределение Уиллиса", согласно которому большинство видов относится к небольшому числу крупных родов, тогда как основная масса родов включает по одному–два вида. Аналогично роды распределяются по семействам, семейства – по порядкам и т.д. (Willis, 1922).

Значительные трудности связаны с корреляцией континентальных флороносных отложений разных районов Ангариды с типовыми разрезами казанского яруса в Прикамье. В настоящее время большинство таких сопоставлений осуществляется с большей или меньшей долей условности.

Несмотря на сказанное, к настоящему времени накоплен значительный материал, позволяющий составить целостное представление о географическом разнообразии казанских флор Ангариды и, в частности, оценить и интерпретировать своеобразие описываемой флоры. Основные районы с местонахождениями казанской флоры Ангариды показаны на рис. 1.

Печорский бассейн, Печорское Приуралье и Тиман

В Печорском бассейне и Приуралье (рис. 1, 2) к казанскому ярусу относят отложения верхней части сейдинской и нижней части тальбейской свит печорской серии и их аналоги (Угленосная формация..., 1990).

В Печорском бассейне из этого интервала разреза известен богатый флористический комплекс, в котором доминируют руфлориевые (сем. *Ruforiaceae* Ledran) – *Ruforia obovata* (Neub.) S. Meyen, *R. synensis* (Zal.) S. Meyen, *R. sylovaensis* (Neub.) Ignatiev comb. nov. (базионим: *Noeggeratiopsis sylovaensis* Neuburg, 1965; Нейбург, 1965, с. 37–38, табл. XVIII, табл. XIX, табл. XXXVIII, фиг. 4, 4a), *R. sp.* с тонкими дорзальными желобками, *Suchoviella synensis* Ign. et S. Meyen, *Pechorostrobis bogovii* S. Meyen, *Bardocarpus synensis* Domb. и *B. superus* Neub., войновские (сем. *Vojnovskyaceae* S. Meyen) – *Cordaites candalepensis* (Zal.) S. Meyen, *C. clericii* Zal., *C. brevis*. *Vojnovskya* spp., *Leprophyllum* spp., *Crassinervia* spp., *Samaropsis eunakovensis* Radcz., *S. irregularis* Neub., *Sylvella* sp. и кардиолепидиевые (сем. *Cardiolepidaceae* S. Meyen) – *Phylladoderma arberii* Zal., *P. spp.*, *Permotheca* spp., *Cardiolepis piniformis* Neub. emend. S. Meyen, *Nucicarpus piniformis* Neub.

В некоторых захоронениях преобладают каллиптериды *Rhachiphyllum* (al. *Callipteris*) *adzvensis* (Zal.) Naug., *Compsopteris adzvensis* Zal., *C. tchirko-*

vae Zal., *Comia dobrolubovae* Tschal., *C. latifolia* Tschal., *C. pereborensis* Zal., *Lopadiangium* spp., *Nucicarpus* spp., а также листья птеридоспермов неясного систематического положения *Zamiopteris elongata* (Zal.) Neub. и *Z. rossica* (Zal.) Neub. Реже встречаются гинкгофиты *Rhipidopsis* sp., птеридоспермы *Pursongia* spp. и *Glottophyllum* sp., а также *Wattia Mamay* (*W. erjagensis* Pukh. и *W. rara* Pukh.). В отдельных местонахождениях многочисленны мхи. Разнообразные папоротники представлены *Asterotheca* spp., *Orthotheca petschorica* Fef., *Pecopteris helenaeana* Zal., *P. compta* Radcz., *P. micropinnata* Fef., *P. obtusa* Radcz., *P. synica* Zal., *P. varsanofievae* Zal., *P. venusta* Radcz., *Prynadaeopteris karpovii* Radcz. и др. Среди водных и полуводных растений доминируют членистостебельные *Paracalamites frigidus* Zal., *P. decoratus* (Eichw.) Zal., *P. spp.*, *Tchernovia* sp. и *Sciadisca petschorensis* Zal.

Тот же флористический комплекс характерен для казанских отложений Печорского Приуралья и Тимана, но здесь количество кардиолепидиевых уменьшается и появляются гинкгофиты *Rhipidopsis ginkgoides* Schm., *R. laxa* Zal., *Sporophyllites petschorensis* (Schm) Fef. emend. S. Meyen, птеридоспермы *Acophyllum woeltzii* Zal., *Pereborites rarinervis* Zal., *Rossovites petschorensis* Zal., *R. linguae-folius* Zal., *Glottophyllum synense* Zal., а также дикранофилловые (пор. *Dicranophyllales*) *Slivkovia* sp. Встречаются листья *Ginkgophyllum* sp. и семена типа *Jordania Fiedler*.

Физиономический облик казанской растительности Печорского бассейна и Приуралья определяли два типа лесных формаций – "кордаитовый", в котором господствующий ярус и подлесок состоял, в основном, из представителей руфлориевых и войновские, а травяной покров – из различных папоротников, не образовывавших сплошной дерновины (растительные ассоциации *Cordaito brevis* – *Ruflorietum sylovaensis* Ign. и *Cordaito candalepensis* – *Ruflorietum synensis* Ign.), и "филладодермовый" (растительная ассоциация *Phylladodermetum arberi* Ign.) (Игнатъев, 1991, 1992, 1993). Последний тип представлял собой, по-видимому, чистые или почти чистые заросли кардиолепидиевых, которые занимали десятки квадратных километров заболоченных низин и речных пойм и являлись материнской растительностью для большинства продуктивных угольных пластов верхней части сейдинской и всей тальбейской свиты печорской серии и их аналогов.

Острова Новая Земля и Колгуев

Казанский флористический комплекс, сходный с одновозрастными комплексами Печорского бассейна и Приуралья, известен из отложений верхней части нижней подсвиты гусиноземельской свиты и вышележащей шадровской свиты островов Новая Земля (рис. 1, 3; Калашников и

др., 1981). Доминируют войновские Cordaites cf. iljinskiensis (Radcz.) S. Meyen, C. cf. concinnus (Radcz.) S. Meyen, C. singularis (Neub.) S. Meyen, Leporephyllum trigonum Meub., Nephropsis spp., Sylvella spp., Cordaicarpus spp., руфлориевые Ruffloria sypensis и кардиолепидиевые Phylladoderma arberii, P. spp., Cardiolipsis piniformis, Nucicarpus piniformis. Хвойные не обнаружены. Дикранофилловые представлены Entsovia cf. rarisulcata, каллиптериды – Rhachiphyllum (al. Callipteris) sp. Из гинкгофитов найдены Rhipidopsis ginkgoides, Ginkgophyllum vsevolodii, G. sp. Характерны также «мезозойского облика» птеридоспермы Rhipidopteris praecursoria.

В состав птеридофитов входят плауновидные Signacularia sp., Viatscheslaviophyllum vorcutense Neub., папоротники Pecopteris cf. anthriscifolia (Goepf.) Zal., Prynadaeopteris karpovii, Orthotheca sp. и членистостебельные Paracalamites frigidus и P. decoratus.

Казанская флора печорского облика обнаружена также в кернах буровых скважин на острове Колгуев (рис. 1, 4). С.В. Мейен определял отсюда, в частности, войновские Cordaites candalepensis и Samaropsis cf. irregularis, а также каллиптерид Rhachiphyllum (al. Callipteris) sp.

Арктическая Северная Америка (Канада и Аляска)

Флористический комплекс, сходный с казанским комплексом Печорского Приуралья, обнаружен в северо-восточной Гренландии. Первоначально отсюда были описаны и изображены ангарского облика папоротники Pecopteris venusta Radcz. и P. cf. helenaeana Zal., листья Rhipidopsis с относительно узкими, удлинёнными сегментами листовой пластинки (R. aff. palmata), а также кордаитовые листья, первоначально определённые как Cordaites cf. sylovaensis (Wagner et al., 1982). Последние, на наш взгляд, правильнее определять как C. candalepensis. В цитированной работе были указаны также членистостебельные Spenophyllum cf. biarmicum Zal. и хвойные Bardella sp., но отсутствие соответствующих описаний и изображений не позволяет убедиться в правильности определения этих гренландских ископаемых.

Новейшие исследования этой флоры позволили установить в её составе лепидофиты типа Signacularia Zal., а также принадлежавшие им дисперсные филлоиды Viatscheslaviophyllum Zal. Кроме того, были обнаружены листья птеридоспермов Pursongia sp. и войновские Cordaites candalepensis и Leporephyllum adzvense Neub. (Lausberg, 1997, Wagner et al., 1999).

В западном полушарии позднепермская флора с элементами ангарского или субангарского облика известна также на севере северо-американ-

ского материка. С. Мэмей и В. Рид (Mamay, Read, 1984) описали из терригенных отложений формации Маунт Долл центральной Аляски своеобразный флористический комплекс, предположительно пермского возраста, включающий ангарского облика формы, определённые ими как Zamiopteris.

Позднепермские палинофлоры, включающие ангарские таксоны, обнаружены в арктической Канаде (Utting, Piasecki, 1995). Некоторые типично ангарские растения указывались из флористического комплекса формации Сабина Бей пермского возраста Канадского арктического архипелага (LePage, Pfefferkorn, 1996).

Западное Притиманье

Разнообразная флора казанского возраста известна из отложений чевьюсской и веслянской свит Западного Притиманья (рис. 1, 5), сопоставляемых, соответственно, с ниже- и верхнеказанским подъярусами (Плотников, Молин, 1969; Молин, Колода, 1972; Муравьев и др., 1975; Варюхина и др., 1981; Мейен, 1997).

С.В. Мейен, основываясь на многолетних сборах разных авторов из обнажений по Выми, Коину и другим рекам региона, определял из чевьюсской свиты остатки войновских – Cordaites candalepensis, мелколистные Cordaites sp. и Crassinervia sp. руфлориевых – Ruffloria sypensis (Zal.) S. Meyen, R. sp. с узкими тонкими дорзальными желобками, дисперсными семях кордаитантовых (пор. Cordaitanthales) – Samaropsis sp. и Sylvella sp., хвойных – Timanostrobus muravievii S. Meyen и Concholepis harrisii S. Meyen, дикранофилловых – Mostochkia gomankovii Smoller et S. Meyen, Entsovia lorata S. Meyen, E. rarisulcata S. Meyen и E. sp., кардиолепидиевых Phylladoderma sp. (каллиптериды Rhachiphyllum (al. Callipteris) adzvense, Compsopteris adzvensis, пельтаспермовых птеридоспермов – Peltaspermopsis sp., Permotheca sp., Nucicarpus sp. “мезозойского облика” птеридоспермов “Odonopteris” rossica Zal., (=Rhachiphyllum wangenheimii (Fischer) Naug.), O. sp., Psigmophyllum nesterenkoi (Zal.) Burago, P. sp., Rhipidopteris praecursoria S. Meyen, R. sp., Taeniopteris sp., Stenopteris spp., папоротников Pecopteris helenaeana Zal. и P. sp., плауновидных Signacularia sp., членистостебельных Equisetites sp., Paracalamites kutorgae (Gein.) Zal., P. similis Zal., P. sp., Paracalamitina sp., а также листьев предположительно птеридоспермов Pursongia sp. и Wattia sp.

Сходный комплекс известен из отложений веслянской свиты. С.В. Мейен и А.В. Гоманьков определяли отсюда войновские Cordaites cf. candalepensis и C. cf. gracilentus, дикранофилловых Entsovia rarisulcata, каллиптерид Rhachiphyllum (al. Callipteris) sp. морфологического облика, харак-

терного для печорской серии Печорского бассейна, а также папоротники *Pecopteris synica* и *P. varsanofievae*, характерные для печорской серии. Присутствуют птеридоспермы *Psygmorellum* cf. *expansum* (Brongn.) Zal. и *P. sp.*, пельтаспермовые птеридоспермы (сем. *Peltaspermataceae*) *Peltaspermopsis* sp., членистостебельные *Paracalamites decoratus*, *P. sp.*, *Phyllothesa* sp., плауновидные *Signacularia* (?) sp. и *Viatcheslaviophyllum* sp., а также мхи.

На современном уровне изученности провести четкое разграничение между флористическими комплексами чевьюсской и веслянской свит не представляется возможным.

Казанская флора Западного Притиманья наиболее сходна с одновозрастной флорой Печорского Приуралья. Общими являются многие таксоны руфлориевых, войновские, каллиптерид и папоротников. Отличие флоры Западного Притиманья состоит в большем количестве “мезозойского облика” птеридоспермов при отсутствии ряда печорских элементов (*Acophyllum*, *Glottophyllum*, *Pereborites*, *Rhipidopsis*, *Sporophyllites*), присутствии хвойных, в большем обилии дикранофилловых и *Wattia*, а также в подчиненном значении кардиолепидиевых, которые обладали выраженным ксерофитным обликом и, по-видимому, не образовывали самостоятельных растительных формаций – их филлокладии (*Phylladoderma*) – мелкие, узкие, спорадически встречаются изолированно или небольшими скоплениями в фитоориктоценозах с доминированием руфлориевых, войновские и других голосеменных.

Волго-Уральская область

Для типовой флоры казанского яруса Волго-Уральской области (рис. 1, б) характерны плауновидные *Signacularia noinskii* Zal., *Viatcheslaviophyllum kamiense* Esaul., членистостебельные *Paracalamites similis* Zal., *P. spp.*, *Tchernovia striata* Neub., и *Sphenophyllum stouckenbergii* Schmalh., папоротники *Orthothesa* sp., *Prynadaeopteris* sp., *Pecopteris helenaeanae*, *P. varsanofievae*, *P. anthriscifolia*, птеридоспермы *Rhachiphyllum wangenheimii* (Fischer) Naug. (= «O.» *rossica* Zal.), *Psygmorellum nesterenkoi* (Zal.) Burago, *P. spp.*, *Rhipidopsis* aff. *ginkgoides* Schm., *Pursongia* sp., кардиолепидиевые *Phylladoderma volgensis* Esaul., *P. meridionalis* S. Meyen, *P. sentjakensis* Esaul., *Cardiolepis sentjakensis* Esaul., *Permothesa sardykensis* Zal., *P. vesicatosporoides* Esaul., *Nucicarpus tarlovskiensis* Esaul., *N. sentjakensis* Esaul., *N. minutus* Esaul., пельтаспермовые птеридоспермы *Peltaspermum* sp., войновские *Cordaites candalepensis* (Zal.) Radcz., *Sylvela heteromorpha* Esaul., дикранофилловые *Meristophyllum* cf. *sojanaeanum* Zal. (= *Entsovia rarisulcata* S. Meyey), *Slivkovia* sp., хвойные *Pseudovoltzia comuta* S. Meyen, *Concholepis* cf. *harrisii* S. Meyen, а также *Zamipteris* sp. и корни *Radicites sentjakensis* Esaul.

В казанских отложениях Прикамья остатки войновские встречаются лишь в нижней части разреза, тогда как в Южном Приуралье они распространены по всему указанному интервалу (Мейен, 1982).

Выделяются три основных типа фитоориктоценозов, вероятно, отражающих состав материнских растительных сообществ: (1) с преобладанием членистостебельных *Sphenophyllum stouckenbergii*, *Paracalamites frigidus*, *P. similis*, *P. decoratus*, *Phyllothesa* sp., (2) с доминированием кардиолепидиевых *Phylladoderma meridionalis* и *P. volgensis*, а также (3) смешанные (Владимирович, 1984; Есаулова, 1986, 1996).

Судя по фациальной приуроченности и составу остатков, первый тип фитоориктоценозов принадлежит водным и полуводным сообществам гидро- и гидрофитов, а второй – ксерофитным наземным растительным сообществам с преобладанием кардиолепидиевых. В последнем типе фитоориктоценозов встречаются остатки хвойных *Pseudovoltzia comuta*, которые в некоторых захоронениях преобладают. Смешанные фитоориктоценозы содержат остатки растений указанных водных и наземных сообществ.

По сравнению с расширенными, уплощенными листовыми органами видов, образовывавших филлодермовые лесные формации на территории Печорского бассейна и Приуралья, листовые органы прикамских кардиолепидиевых имеют ярко выраженный ксероморфный облик. Они узкие, иногда почти шиловидные или веткообразные с небольшой терминальной пластинкой. На фрагментах облиственных побегов прикамских филлодерм можно видеть полный переход между осевыми структурами и перечисленными морфотипами листовых органов. Это подтверждает предположение, что *Phylladoderma* являлись не настоящими листьями, а филлокладиями, т.е. листообразно преобразованными побегами. Образование филлокладиев характерно для многих суккулентов, адаптированных к засушливым условиям и жизни в “физиологически сухих” местобитаниях. Побеги прикамских кардиолепидиевых, несущие филлокладии, были описаны В.П. Владимирович (Атлас характерных комплексов..., 1986, с. 36, табл. 153, фиг. 2–3) как *Quasistrobus ramiflorus* Vlad.

Кузнецкий и Тунгусский бассейны

Облик казанской растительности центральной части Ангариды, отделенной от одновозрастных флор побережья Тетиса и Казанского моря горными хребтами, определяли кордаитовые лесные формации, получившие название “кордаитовой тайги”. Классическим представителем последней

является кордаитовая флора Кузнецкого и Тунгусского бассейнов.

В Кузнецком бассейне (рис. 1, 7) с казанским ярусом сопоставляются казанково-маркинский (с нижнеказанским подъярусом) и ускатский (с верхнеказанским подъярусом) горизонты, соответствующие нижней и верхней части ильинской подсерии (Решения..., 1982).

В казанково-маркинском флористическом комплексе доминируют кордаитантовые, среди которых преобладают мелколистны войновские и руфлориевые *Ruffloria brevifolia* (Gorel.) S. Meyen, *R. mitinensis* (Gorel.) S. Meyen, *Ruffloria minuta* (Radcz.) S. Meyen, *R. sp.*, *Cordaites gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *C. gorelovae* S. Meyen, *Crassinervia elliptica* Radcz., *C. peltiformis* Gorel., *C. minima* Such., *Lepeophyllum actaeonelloides* (Gein.) Radcz., *Cladostrobos lutuginii* Zal. emend. S. Meyen, а также дисперсные семена кордаитантовых *Tungussocarpus tychtensis* (Zal.) Such., *T. elongatus* (Such.) Such., *Samaropsis erunakovensis* Racz., *S. irregularis* Neub., *Sylvella dubia* Such., *Condomajella gorelovae* Such. и *Cordaicarpus petrikensis* Such. По данным С.Г. Гореловой (Бетехтина и др., 1988), характерно присутствие птеридоспермов *Glottophyllum elongatum* Radcz., *G. karpovii* Radcz., а также *Tychopteris pimitiva* Gorel. и мхов *Polyssaievia spinulifolia* (Zal.) Neub. Присутствуют также папоротники *Pecopteris pseudomartia* Radcz. и членистостебельные *Annulina iljinskiensis* (Radcz.) Gorel. и *Paracalamites iljinskiensis* Gorel.

Во флористическом комплексе ускатского горизонта, в целом сходном с казанково-маркинским, на фоне сохраняющегося доминирования мелколистных руфлориевых и войновских появляется большее число папоротников – *Rynadaopteris nataliana* Gorel., а также каллиптериды – *Rhachiphyllum* (al. *Callipteris*) *adzvense* и *R.* (al. *C.*) *zeillerii* (Zal.) Naug. Появляются и первые сульцивные кордаиты, широко распространенные в более высоких горизонтах перми. Возможно, это увеличение таксономического разнообразия связано с эпизодом потепления климата.

Среди других характерных видов флористического комплекса ускатского горизонта – руфлориевые *Ruffloria olzerassica* (Gorel.) S. Meyen, войновские *Cordaites kuznetskianus* (Gorel.) S. Meyen, *Nephropsis schmalhauseni* Radcz., членистостебельные *Schizoneura sibirica* Neub., *Koretrophyllites grandis* Gorel. и дисперсные семена *Samaropsis grjasevii* Such. (С.Г. Горелова в кн.: Бетехтина и др., 1988).

В Тунгусской синеклизе (рис. 1, 8) с казанским ярусом сопоставляется верхнепеляткинский подгоризонт (Решения..., 1982). Известный отсюда флористический комплекс очень близок к охарактеризованному выше комплексу Кузнецкого бассейна. Распространены войновские *Cordaites gorelovae*, *C. gracilentus*, *C. mediocris* (Gorel.)

S. Meyen, руфлориевые *Ruffloria brevifolia*, *R. minuta*, *Crassinervia elliptica*, *C. pentagona* Gorel., дисперсные семена кордаитантовых *Cordaicarpus petrikensis*, *C. pelatkaensis* Such., *Tungussocarpus tychtensis*, каллиптериды *Rhachiphyllum* (al. *Callipteris*) *altaicum* (Zal.) Naug, птеридоспермы *Pursongia tunguscana* Neub., папоротники *Pecopteris anthriscifolia*, членистостебельные *Koretrophyllites polcaschensis* (Chachl.) Radcz., *Phyllothea turnaensis* Gorel., *Schizoneura sibirica*, *Paracalamites grandis* Gorel., а также мхи *Polyssaievia spinulifolia* Neub. (С.Г. Горелова в кн.: Бетехтина и др., 1988).

Западное Верхоянье

В Западном Верхоянье (рис. 1, 9) казанский возраст принимается для нижней подсвиты дулгалахской свиты и ее аналогов (Толстых, 1974). А.Н. Толстых (там же, с. 15) указывает из этого интервала обедненный комплекс с *Annularia* aff. *erunakovensis* Neub., *A.* (?) cf. *lanceolata* Radcz. “*Noeggerathiopsis*” *aequalis* (Goepf.) Zal. (одно из собирательных названий для листьев ангарских войновских – Авт.) и семена *Tungussocarpus tychtensis*.

Вероятно, казанский возраст имеет и часть вышележащей верхней подсвиты дулгалахской свиты и ее аналогов. С.В. Мейен определял отсюда войновские *Cordaites candalepensis*, *C. cf. angustifolius* (Neub.) S. Meyen, *C. chachlovii* (Gorel.) S. Meyen, *C. gorelovae* S. Meyen, *C. gracilentus*, *Crassinervia* sp., *Lepeophyllum gemmatum* Radcz., *L. rotundatum* Radcz., *L. sp.*, руфлориевых *Ruffloria* cf. *minuta* (Radcz.), *S. Meyen*, *Tungussocarpus tychtensis*, *Samaropsis* sp., папоротников *Caulopteris* sp. и членистостебельных *Phyllothea* ex gr. *turnaensis*, *Phyllothea* sp. и *Schizoneura czecanowskii* Rassk. По мнению С.В. Мейена, этот комплекс сопоставляется, скорее всего, с комплексами ильинского и ленинского горизонтов Кузнецкого и Тунгусского бассейнов и указывает на позднеказанский возраст вмещающих отложений.

Из разновозрастных осадков низовьев р. Лены С.В. Мейен определял войновские *Cordaites candalepensis*, *C. cf. angustifolius*, *C. clericii*, *C. gorelovae*, *C. gracilentus*, *C. cf. oblongifolius*, *Lepeophyllum gemmatum*, *L. rotundatum*, *L. spp.*, *Crassinervia* sp., *Niazonaria stellata* Radcz., *Samaropsis irregularis*, *S. sp.*, *Sylvella* sp., мелколистных руфлориевых *Ruffloria* sp., *Tungussocarpus tychtensis*, папоротники *Pecopteris* sp. и членистостебельные *Annularia erunakovensis*, *Paracalamites* sp., *Phyllothea* ex gr. *turnaensis* и *Schizoneura* sp. Казанский возраст указанных флороносных отложений подтверждается также находками аммоидей (Андрианов, 1985).

По сравнению с районами центральной Ангариды, в казанской флоре Западного Верхоянья меньше папоротников, отсутствуют каллиптериды.

ды и “мезозойского облика” птеридоспермы (Meуen, 1982). растительные остатки встречаются реже. Не характерны их массовые скопления в виде слоенок и тонких прослоев, что указывает на снижение фитомассы, продуцируемой господствующими растительными формациями. Понижение биологической продуктивности сообществ во многом обусловило неразвитость процессов торфообразования.

Таким образом, в северных районах Ангариды, при общем сохранении характерной для Кузнецкого и Тунгусского бассейнов кордаитовой растительности, таксономическое разнообразие последней и продуцируемая ею фитомасса постепенно снижались. Вероятно, эта постепенность объясняется более благоприятными условиями местообитания в долинах рек, компенсировавшими похолодание макроклимата, что позволяло массивам “кордаитовой тайги”, пусть и в обедненном виде, проникать далеко на север. Соответствующая общая фитогеографическая закономерность получила название “правила предварения”. Согласно этому правилу, “плакорный вид или плакорный фитоценоз предваряется на юге или на севере в соответствующих условиях местообитания” (Алехин, 1989, с. 38).

Река Сояна

Раннеказанская флора р. Сояны (табл. I–II; рис. 2–4) наиболее сходна и, вероятно, генетически связана с соседними одновозрастными флорами Печорского бассейна, Печорского Приуралья и Западного Притиманья. В ней присутствуют кордаитантовые печорского облика – руфлориевые *Ruffloria sylvaensis* и войновские *Cordaites* sp., *Crassinervia* sp., *Lepophyllum* sp. Дисперсные семена голосеменных растений представлены теми же морфотипами, что и в Печорском бассейне и Приуралье, но принадлежат почти исключительно новым видам: *Sylvella* sp. nov., *Jordania* sp. nov., *Samaropsis* spp. nov., *Cordaicarpus* sp. Многие из них отличаются крупными размерами. На близость с флорой Печорского бассейна указывает и наличие остатков архаичных птеридоспермов *Cardioneura* ex gr. *vorcutense*, характерных для верхней части воркутской серии (аналогов кунгурского яруса).

В отличие от флоры Печорского бассейна и Приуралья присутствуют хвойные *Suarissidium* sp., по строению стерильных побегов сходные с *Timanostrobis muravievii* из казанских отложений Западного Притиманья (Meуen, 1997).

Дикранофилловые представлены *Entsovia* cf. *garisulcata*, описанной М.Д. Залесским (Zalесsky, 1937) как *Meristophyllum sojanaeanum* Zal. и характерной для казанских отложений Западного Притиманья и Прикамья.

Обнаруженные остатки кардиолепидиевых *Phylladoderma* sp. (табл. II, фиг. 1), морфологически сходны с казанскими филладодермами Западного Притиманья.

Лепидофиты представлены изолированными спорофиллами, сходными со спорофиллами *Viatcheslavia* Zal. и *Sadovnikovia* Naug., известными, соответственно, из отложений верхней части воркутской серии Печорского бассейна и кунгура Среднего Приуралья (Наугольных 1994, 1998), а также дисперсными филлоидами *Viatcheslaviophyllum* cf. *kamiense*, описанными из казанских отложений Прикамья (Есаулова, 1986).

Другие птеридофиты имеют архаичный евразийский облик. Так, папоротники отнесены нами к европейским таксонам *Pecopteris* ex gr. *leptophylla* Bunbury и *Lobatopteris* sp.

Как *Pecopteris* ex gr. *leptophylla* (табл. I, фиг. 1–10, рис. 2а–2в, рис. 3) определены остатки перьев последнего порядка и фрагмент дваждыперистой вайи. Каждое перо несет 5–7 пар перышек субтреугольных очертаний, как правило, коалесцентно слившихся краями. Жилкование перышек образовано хорошо развитой средней жилкой, от которой перисто, чередуясь отходят две–три пары боковых жилок. Изучение под электронным сканирующим микроскопом показало, что эпидерма перышек дифференцирована на участки двух типов: костальные и интеркостальные. Костальные клетки удлиненные, ректагонального очертания, со слабо извилистыми центриклинальными стенками. Размер клеток в среднем 150 × 30 мкм. Интеркостальные поля сложены более изометричными клетками со средними размерами 50 × 30 мкм. Устьида незакономерно ориентированные, не погруженные, с неспециализированными побочными клетками. Описанные остатки обнаруживают значительное сходство со стерильными листьями вида *Oligocarpia leptophylla* (Bunbury) Grauvogel-Stamm et Doubinger, характерного для нижней перми Западной и Центральной Европы. Но поскольку фертильные листья сояньских форм неизвестны, изученные остатки отнесены к *Pecopteris* ex gr. *leptophylla* Bunbury – формальному виду, используемому для подобных вай с неизвестным строением спорангиев.

Мелкие фрагменты стерильных перьев из местонахождения Ива-гора, вероятно, принадлежавших *P.* ex gr. *leptophylla*, послужили М.Д. Залесскому материалом для установления сразу трех новых видов – *Pecopteris coserrata* Zal., *P. attentata* Zal. и *P. spiculosa* Zal. (Zalесsky, 1937, с. 92–93, фиг. 62–64). Мы рассматриваем эти таксоны как излишние при обнаружении.

К *Lobatopteris* (?) sp. (табл. II, фиг. 4; рис. 2г–2д) отнесен единственный фрагмент дваждыперистой вайи с двумя почти полностью сохранившимися перьями последнего порядка. Перья несут

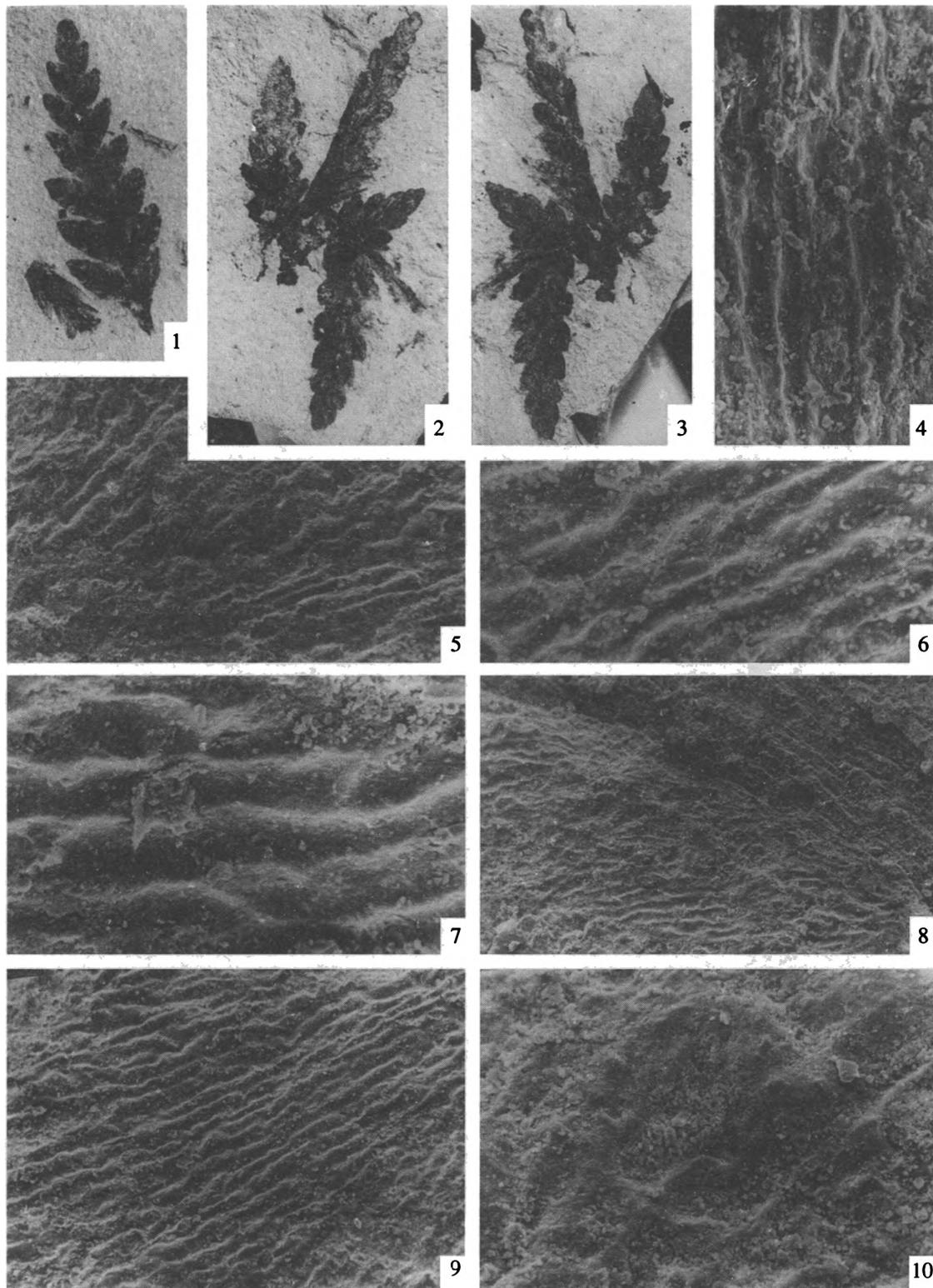


Таблица I. *Pecopteris ex gr. leptophylla* Bunbury

1 – развитое перо последнего порядка, экз. № 4547/28, $\times 3$; 2–3 – средняя часть пера предпоследнего порядка $\times 3$. 2 – экз. № 4547/29а, 3 – экз. № 4547/29; 4 – удлиненные клетки костального поля, $\times 270$. 5 – два наджилковых (костальных) поля с вытянутыми клетками и интеркостальное поле с более изометричными клетками с изогнутыми краями, $\times 150$; 6–7 – клетки костального поля, $\times 270$; 8 – зона контакта эпидермы листовой пластинки (слева снизу) и эпидермы, располагавшейся над средней жилкой перышка (справа сверху), $\times 75$, 9 – строение эпидермы в базальной части нисбегающего катадромного края перышка, $\times 150$, 10 – устьице, $\times 270$. Местонахождение Ива-Гора, нижнеказанский подъярус.

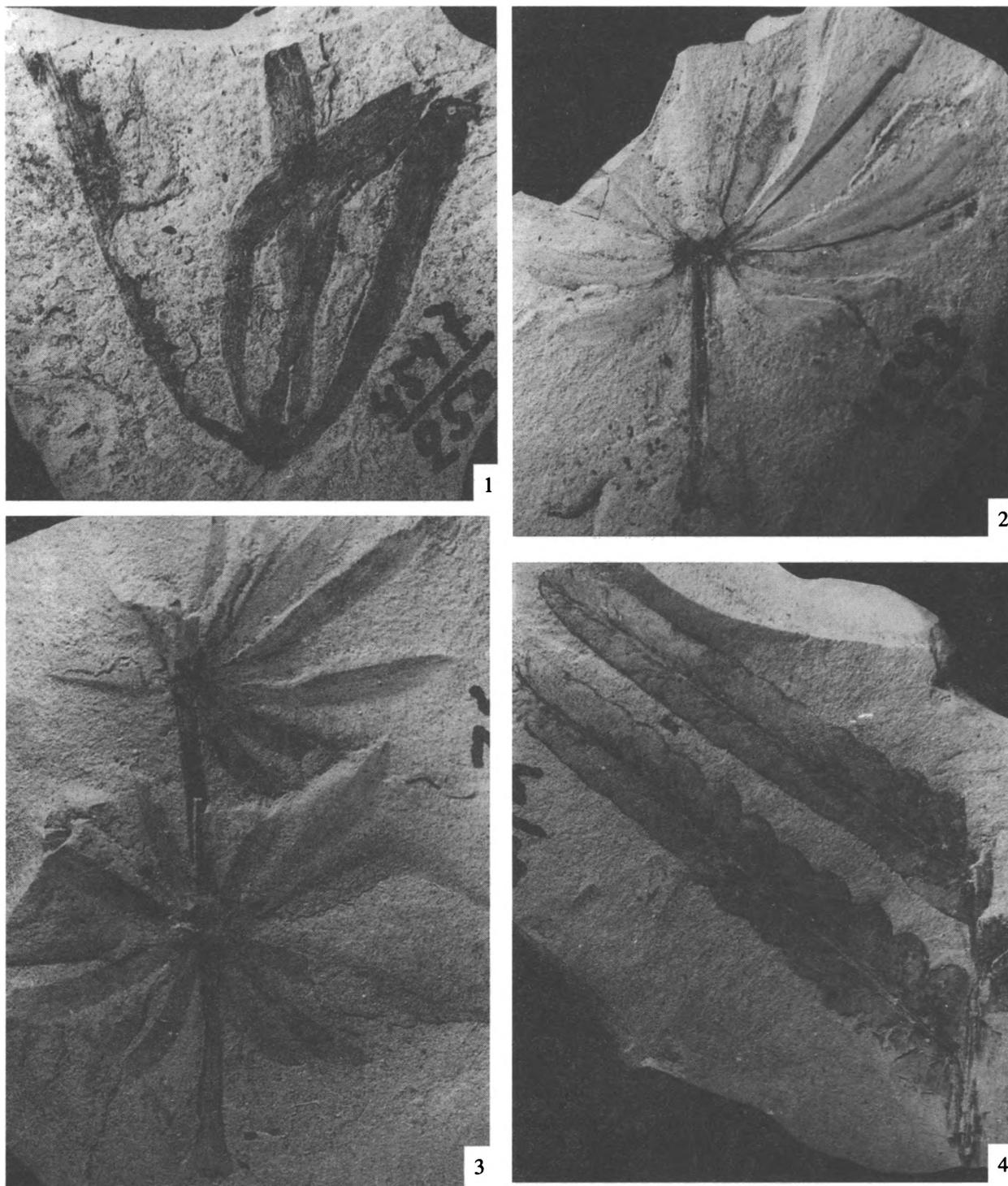


Таблица II. Растения раннеказанской флоры реки Сояны

1 – *Phylladoderma* sp., филлокладии, собранные в терминальную мутовку, экз. № 4547/25a; 2–3 – *Annularia* aff. *carinata* Gutbier, 2 – экз. № 4547/34, 3 – экз. № 4547/32; 4 – *Lobatopteris* (?) sp., экз. № 4547/30. Увел. в 2 раза. Местонахождение Ива-Гора, нижнеказанский подъярус.



Рис. 2. Птеридофиты раннеказанской флоры реки Сояны: *a-b* – *Pecopteris* ex gr. *leptophylla* Bunbury, *a* – средняя часть пера предпоследнего порядка со сломанным рахисом, экз. № 4547/29; *b* – приверхушечное перо последнего порядка со слабо дифференцированными коалесцентно сшившимися перышками, экз. № 4547/50 (нижняя часть этого экземпляра использована для изготовления препаратов для сканирующего электронного микроскопа); *v* – развитое перо последнего порядка, экз. № 4547/28; *z-d* – *Lobatopteris* (?) sp., фрагмент вайи с основаниями перьев последнего порядка, экз. № 4547/30; *d* – характер заложения жилок в перышках: *1* – инициирующая жилка образует анадромную (акроскопическую) и катадромную (базископическую) ветви, *2* – акроскопическая ветвь дихотомизирует и образует среднюю жилку перышка, *3* – средняя жилка дихотомизирует, *4* – средняя жилка продолжает ветвиться и одновременно может происходить ветвление катадромной жилки. Длина линейки – 2 мм. Местонахождение Ива-Гора, нижнеказанский подъярус.

12–13 пар перышек, сильно слившихся краями и в результате образующих листовую пластинку с уникальным жилкованием. Средняя жилка толстая, короткая, как правило, четко прослеживающаяся только до середины перышка. От нее в

перистом порядке отходят дихотомизирующие до трех раз боковые жилки.

На территории Ангариды сходные *Pecopteris* известны из нижнепермских (артинских и нижнекунгурских) отложений Приуралья, а *Lobatopteris* – из

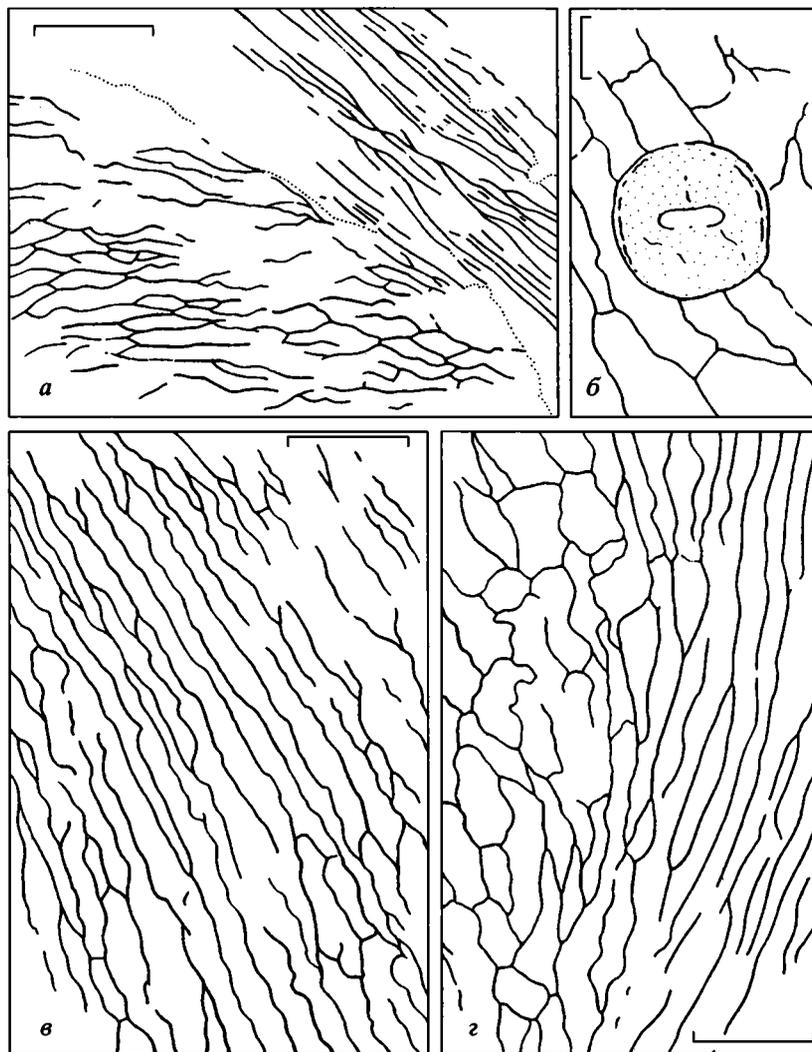


Рис. 3. Птеридофиты раннеказанской флоры реки Сояны: *a-2* – *Pecopteris* ex gr. *leptophylla* Bunbury, эпидермальное строение базальной части пера последнего порядка, экз. № 4547/50: *a* – зона контакта эпидермы листовой пластинки (слева снизу) и эпидермы, располагавшейся над средней жилкой перышка (справа сверху), *б* – устьице, *в* – эпидерма костального поля, *2* – зона контакта костального (справа) и интеркостального (слева) полей. Длина линейки 200 мкм (*a*), 40 мкм (*б*), 100 мкм (*в-2*). Местонахождение Ива-Гора, нижнеказанский ярус.

воркутской и печорской серий Печорского бассейна (Молин и др., 1983; с. 48–49, табл. IX, фиг. 1, 1а).

Членистостебельные также представлены европейским видом *Annularia* aff. *carinata* Gutbier (табл. II, фиг. 2–3; рис. 4), известным в Ангариде из кунгура Среднего Приуралья. Сюда отнесены облиственные членистые побеги с многочисленными линейными листьями, собранными в мутовки. Мувки, как правило, анизотильные, билатерально-симметричные. Листовые влагалища отсутствуют. В одной мутовке 10–14 листьев. Листья ланцетовидные, реже почти параллельно-крайние, с приостренной верхушкой и слегка сужающимся основанием. Посредине каждого листа проходит единственная хорошо развитая жилка. Поверхность листьев гладкая. Длина листьев ко-

леблется в среднем от 10 до 16 мм, ширина – от 1.2 до 3 мм. Длина междоузлий составляет 15–18 мм. Поверхность побегов покрыта тонкими, резко выраженными продольными ребрами. Среди изученных экземпляров имеется фрагмент облиственной ветви, очень сходный по основным признакам с описанными выше экземплярами, но имеющий значительно меньшие размеры. Возможно, этот экземпляр принадлежит терминальной части молодого растения.

Растительная и ландшафтно-географическая зональность Ангариды в казанское время

По представлениям С.В. Мейена (1987а, 1987б, 1988), палеофитогеографическое и палеофлори-

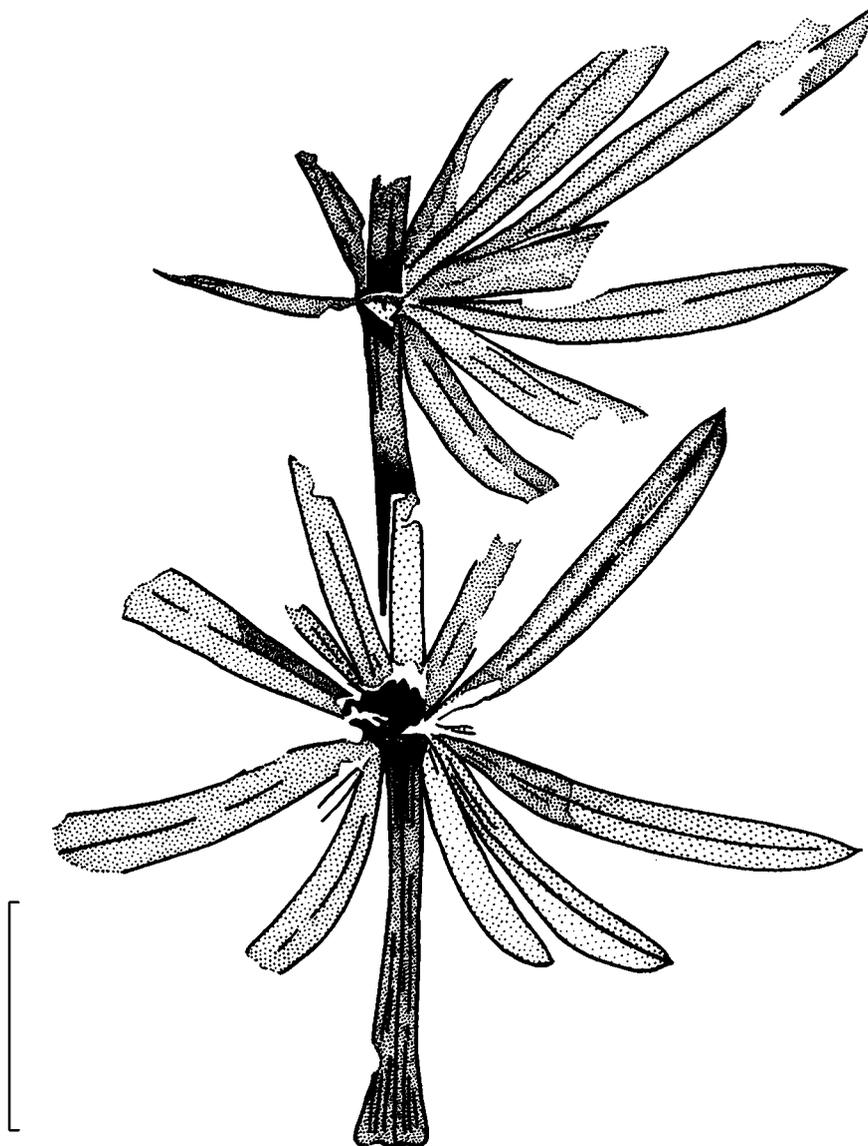


Рис. 4. *Annularia* aff. *carinata* Gutbier. Фрагмент облиственного побега с двумя листовыми мутовками, экз. № 4547/32. Различная длина листьев в мутовках обуславливает их билатеральную симметрию. Длина линейки – 1 см. Местонахождение Ива-Гора, нижнеказанский подъярус.

стическое исследование проходит три этапа, отличающихся глубиной обобщения и теоретизации. На начальном этапе строятся панорамы или общие картины географического распространения растительных остатков изучаемой территории для определенной геологической эпохи. Типичными панорамами являются известные схемы палеофлористического районирования для верхнего палеозоя Ангариды (Вахрамеев и др., 1970, Мейен, 1987а; Meyen, 1982; Vakhrameev et al., 1978). На последующей, более высокой стадии – построении сценариев – происходит осмысление панорам, привнос в них элементов динамики, исследование конкретных путей развития растительного покрова. Третья, высшая стадия заклю-

чается в создании общих моделей – осмыслении частных сценариев, выделении наиболее общего и существенного, что “просвечивает” через все сценарии, создание “универсального сценария”.

С теоретико-познавательной точки зрения панорамы, сценарии и модели являются реконструкциями – проецируемыми на прошлое гипотезами, основанными на современных концепциях. В основе любой реконструкции лежат представления об инвариантных относительно времени структурных или динамических закономерностях наблюдаемых явлений (униформизм), которые проецируются на исторический материал по принципу “настоящее – ключ к познанию про-

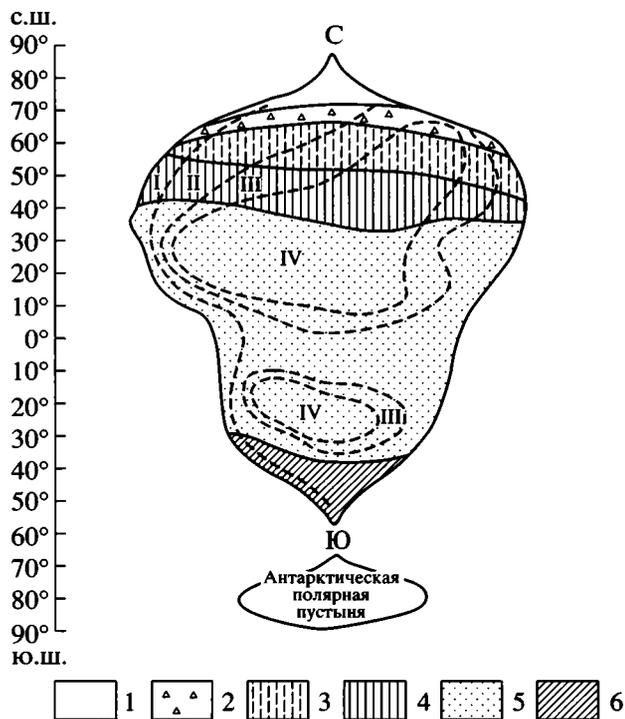


Рис. 5. Идеальный (обобщенный) континент

1 – полярные пустыни; 2–6 – зоны: 2 – тундровая, 3 – бореальная, 4 – суббореальная, 5 – тропическая, 6 – южная внетропическая; пунктирными линиями показаны границы секторов: I – западный приокеанический сектор; II – слабо- и умеренно континентальный переходные сектора; III – типичный континентальный сектор; IV – резко- и крайне континентальный сектор. (По Исаченко, 1991, с изменениями).

шедшего” (актуализм). В палеофитогеографии это закономерности статики и динамики ландшафтно-географического разнообразия растительного покрова.

Авторами реконструирована растительная зональность Ангариды в казанское время. Ранее подобная реконструкция делалась А.М. Зиглером (Ziegler, 1990), но на методологически не вполне корректной основе попытки распознать в перми систему современных биомов, разработанную Г. Вальтером (1968), и без адекватного учета региональной палеогеографии и флоры Ангариды. При этом, в частности, фактически игнорировалась качественно возросшая с позднего палеозоя степень сложности и разнообразия экосистем (Meуen, 1987).

В качестве проецируемой на ископаемый материал инвариантной во времени закономерности дифференциации биосферы, в частности, ее растительной компоненты, авторами использовалась модель “идеального” или “обобщенного” континента, разработанная Э. Шимпером, Г. Брокман-Ерошем, Э. Рюбелем, К. Троллем, Г.Н. Высоцким, Н.Н. Ивановыми и рядом других исследователей

(подробную характеристику модели см.: Вальтер, 1968; Исаченко, 1991; Сукачев, 1926). Модель “идеального континента” (рис. 5) обобщает наблюдаемую в природе региональную широтную дифференциацию биосферы от экватора к полюсам, обусловленную, прежде всего, неравномерностью и сезонностью распределения коротковолновой энергии Солнца по широте, суточным вращением Земли, порождаемой ими системой циркуляции водных и воздушных масс, а также рядом других факторов. В результате на земной поверхности образуются крупные региональные широтные единицы – зоны, характеризующиеся своеобразием физико-географических условий, прежде всего, – макроклимата (среднегодовым количеством тепла и влаги, особенностями их внутригодовых изменений), которые определяют процессы стока, заболачивания и формирования грунтовых вод, гидрологический режим, образование коры выветривания и почвообразование, миграцию химических элементов и господствующие типы растительных формаций.

Границы зон не являются статичными. Как отмечает А.Г. Исаченко (1991, с. 68–69), “основной непосредственной причиной смещения зон служат макроклиматические изменения, которые, в свою очередь, могут быть связаны с астрономическими факторами (колебания солнечной активности, изменение положения оси вращения Земли, изменчивость приливообразующей силы в системе Земля–Луна–Солнце). Вслед за климатом должны перестраиваться другие компоненты геосистем”. Так, современная система зональности сложилась в кайнозое (Ахметьев, в кн. Мейен, 1987а). При этом наибольшим динамизмом отличались границы умеренных и полярных зон, смещавшиеся на тысячи километров в связи с развитием четвертичных материковых оледенений и связанных с ними аридизацией и похолоданием климата.

“Обобщенный континент” является идеальной моделью, наподобие “идеального газа” в физике, которая отражает некоторые общие закономерности дифференциации биосферы, но в то же время не может рассматриваться в качестве полного и адекватного описания действительности. Реальная картина осложняется вследствие изменений конфигурации материков и океанов, наличия внутренних морей и проливов, различных форм рельефа и разнообразием покрова суши. С поверхности “идеального континента” удалены горные системы, а также внутренние моря и проливы – сохраняется лишь базовое противопоставление суши и моря. Предполагается сосредоточение основного массива суши в северном полушарии. Таким образом, модель “идеального континента” показывает положение основных климатических границ, определяющих набор господствующих растительных формаций, в зависимости от гео-

графической широты и удаленности от океанического побережья. Модель построена на материале современных континентов.

На “идеальном континенте” от северного полюса к экватору в обобщенном виде можно выделить зоны, указанные ниже (рис. 5). При их характеристике, наряду с географическими координатами, базовыми климатическими параметрами и обобщенными типами господствующих растительных формаций, мы используем понятие “предельной формы роста”, под которой понимается наиболее крупная форма роста растений по шкале травы–кустарники–деревья, реализующаяся в макроклиматических условиях данной зоны.

1. Зона полярных пустынь. Располагается между 70 и 80 градусами северной широты. Климат холодный, в основном гумидный. Растительный покров не развит. Предельные формы роста – низкорослые травы.

2. Тундровая зона. Располагается между 60 и 70 градусами северной широты. Климат холодный, но по сравнению с полярными пустынями имеет более высокую тепло- и влагообеспеченность. Может образовываться сплошной растительный покров. Предельные формы роста – кустарнички и мелкие кустарники. На юге, в лесотундровой полосе, появляются первые угнетенные деревья, которые могут образовывать группы, редины и редколесья. Может идти слабое торфообразование.

3. Бореальная зона. Располагается между 50 и 60 градусами северной широты. Климат холодно-умеренный, преимущественно гумидный. Господствуют лесные формации с небольшим числом доминантов, контролирующие сток. В гумидных областях может быть развито торфообразование.

4. Суббореальная зона. Располагается в тепло-умеренном поясе между 40 и 50 градусами северной широты. Влажность климата и характер растительности сильно варьируют в зависимости от степени континентальности. В приморских и приокеанических районах распространены широколиственные листопадные леса с небольшим числом доминантов. В глубь материка их сменяет лесостепная, степная, полупустынная и пустынная растительность. В гумидных условиях может быть развито торфообразование.

Для зон 3 и 4 характерны четыре термических сезона и равномерное распределение осадков в течение года с летним максимумом.

5. Тропическая зона. Располагается в жарком поясе между экватором и 40 градусами северной широты. Климат теплый, жаркий. Условия увлажнения – от гумидных до экстрааридных. Разнообразие климатических условий соответствует широкий спектр растительных формаций – от экваториальных дождевых лесов, характеризующихся высочайшим таксономическим разнообра-

зием, большим числом доминантов и множеством лиан и эпифитов, до угнетенной растительности тропических и субтропических пустынь.

Применение описанной модификации модели “идеального континента” для реконструкции растительной зональности казанского времени основывается на следующих предположениях:

1. Условия инсоляции поверхности Земли в казанском веке по основным параметрам соответствовали современным.

2. Существование в казанское время значительных материковых масс в северном полушарии.

3. В казанское время существовали древесные, кустарниковые и, возможно, травянистые растительные формации, вероятно, устроенные более просто, чем современные, а также основные формы роста растений (деревья, кустарники, травы), географическое распространение которых лимитировалось теми же макроклиматическими параметрами, что и в настоящее время.

4. Положение, очертания и динамика границ растительных зон в казанское время определялись теми же факторами, что и в настоящее время.

При использовании модели учитывались реконструированные очертания и конфигурация континентов и океанов, наличие внутренних морей и проливов, положение основных горных систем, развитие оледенений, обстановок угленакпления и образования эвапоритов.

На рис. 6 показано расположение некоторых из охарактеризованных выше зон в казанское время на территории Ангариды. В качестве палеогеографической основы использована палинспастическая реконструкция, выполненная А. Лотсом и Д. Роули (Lottes, Rowly, 1990) и С. Най с соавторами (Nie et al., 1990).

Большую часть Ангариды охватывала бореальная зона, облик растительности которой определяли массивы кордаитовых лесов (“кордаитовая тайга”). На юго-западе границей зоны служили восточные отроги Палеоурала. Горная система отделяла ее и от восточной части Тетиса. Типичными для этой зоны являются охарактеризованные выше казанские флоры Кузнецкого и Тунгусского бассейнов. В палеофитогеографическом отношении кордаитовая флора центральных районов Ангариды принадлежит Ангарской палеофлористической области (Мейен, 1987а). Выполненная реконструкция растительной зональности показывает, что территория этой области соответствует границам ангарской бореальной зоны.

В ландшафтно-географическом плане ангарская бореальная зона представляла холмистую равнину, поверхность которой местами находилась на отметке уровня моря. По данным В.М. Богомазова с соавторами (1987, с. 81, 87), в

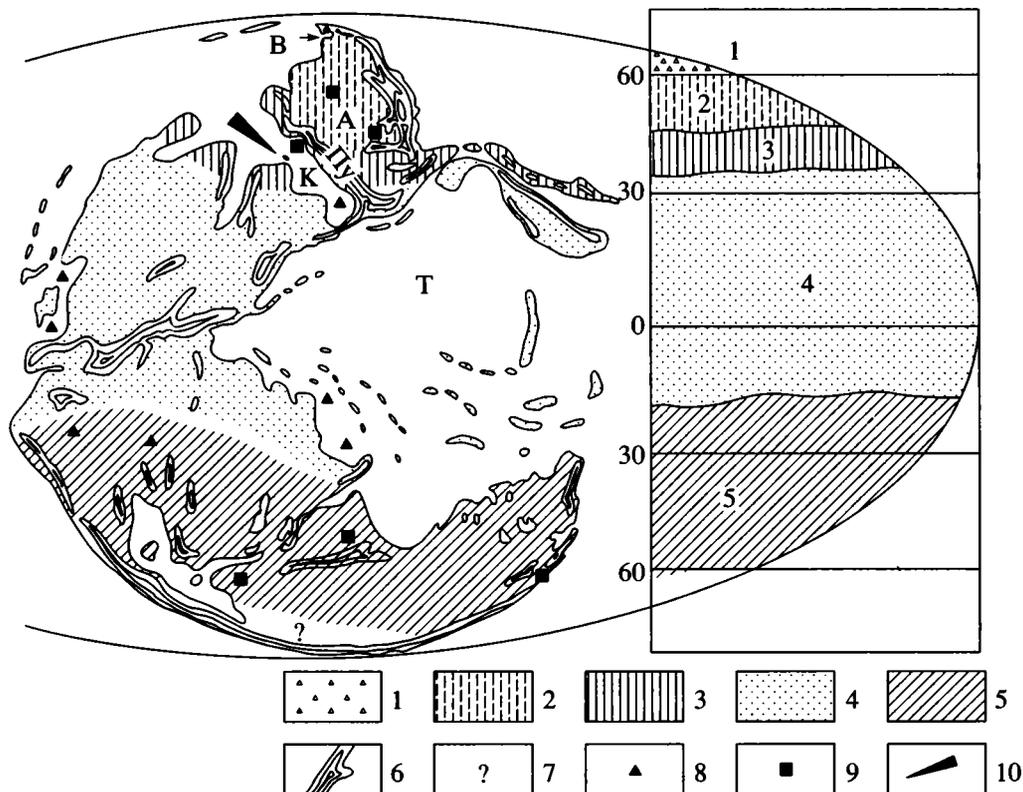


Рис. 6. Ландшафтно-географическая и растительная зональность Земного шара в казанское время

1–5 – зоны: 1 – тундровая, 2 – бореальная, 3 – суббореальная, 4 – тропическая, 5 – южная внетропическая; 6 – горные системы; 7 – отсутствие достоверных данных о характере растительного покрова; 8 – эвапориты; 9 – районы интенсивного углеобразования; 10 – местоположение острова (группы островов), заселенного соянской флорой; А – Ангариды, Пу – Палеоурал, К – Казанское море, В – Верхоянское море, Т – океан Тетис (расположение материковых плит по Ziegler et al., 1998).

казанское время на территории Кузнецкого и Горловского бассейнов располагалась заболочивающаяся озерная равнина, в центральной и южной частях которой находились мелководные, иногда гумифицированные озера с фауной двустворок, конхострак и остракод. На севере располагалось крупное жестководное озеро. Озерный район располагался в зоне умеренного гумидного климата.

На большей части территории Тунгусского бассейна вследствие начавшегося в поздней перми интенсивного поднятия южной (в казанское время) окраины Сибирской платформы установился режим крупных реликтовых озер и пресных лагун. На юге озерный район ограничивался периодически заболочивавшейся аллювиальной равниной, переходившей в предгорную аллювиальную равнину, примыкавшую к области сноса, а на северо-западе озерные бассейны периодически сообщались с мелководным морским заливом пониженной солености, образовавшимся на месте отступившего к северу моря (Гуревич, 1987, с. 117–119).

Вероятно, массивы “кордаитовой тайги” подходили близко к северным границам Ангарского материка – к южному побережью Верхоянского моря. На это указывает, с одной стороны, преимущественно кордаитовый состав казанской флоры Западного Верхоянья, сходный с одновозрастными флорами центральной Ангариды, а с другой – отсутствие следов значительного полярного оледенения, способного вызвать смещение границ бореальной зоны к югу. По данным Н.М. Чумакова (1994), изучившего верхнепермские диамикты атаканской свиты в бассейне верхнего течения р. Колымы, в формировании последних участвовали не только сезонные морские льды, как предполагалось ранее, но также айсберги выводящих ледников и, возможно, шельфовые ледники. На этом основании Н.М. Чумаков высказывает предположение, что самый север Ангарского материка принадлежал к холодному поясу. Описываемая реконструкция зональности показывает, что самый север Ангариды – севернее Верхоянского моря – действительно мог охватываться тундровой зоной. О позднепалеозойской расти-

тельности этих районов в настоящее время ничего не известно.

Сказанное подтверждает точку зрения С.В. Мейена (Meуen, 1982), что таксономическая обедненность позднепермских кордаитовых флор Виллюйской синеклизы и Верхоянья, выделенных им в отдельный Тунгусско-Верхоянский округ Ангарской палеофлористической области, обусловлена более холодными климатическими условиями.

Северо-западные предгорья и предгорную впадину Палеоурала в пределах современных Печорского бассейна и Приуралья, а также не заливавшуюся морем часть территории современных Тимана, Русской платформы и Арктической Северной Америки в казанское время охватывала суббореальная зона. Естественной границей этих районов на северо-востоке являлись хребты Палеоурала, протягивавшиеся в юго-восточном направлении и достигавшие, по разным оценкам, высоты свыше 2000 м. К суббореальной зоне относятся охарактеризованные выше казанские флоры Печорского бассейна и Приуралья, островов Новая Земля и Колгуев, Западного Притиманья и Арктической Северной Америки. В палеофитогеографическом аспекте эти флоры включались в состав Печорской провинции Ангарской палеофлористической области, а частью (флоры Прикамья и Западного Притиманья) – в состав прилежавшей к последней на юго-западе и на северо-востоке Субангарской палеофлористической области (Meуen, 1982; Мейен, 1987а). Реконструкция растительной зональности показывает, что указанные флоры принадлежали к единой суббореальной зоне и были тесно связаны миграционными путями, проходившими вдоль восточного побережья Казанского моря, а также возникшими в периоды регрессии указанного бассейна. Отличия между этими флорами связаны, прежде всего, с общей аридизацией климата в юго-восточном направлении.

Ландшафтно-географически территория суббореальной зоны представляла холмистую равнину с полосой низменностей вдоль побережья Казанского моря и океанического бассейна. Так, по данным В.М. Богомазова с соавторами (1987, с. 89, 95), на территории Печорского бассейна существовала аллювиально-озерная заболачивающаяся равнина, находившаяся в зоне влияния морских ингрессий. Климат был перемменно-влажный, умеренно-теплый. Озера – мелководными, пресно- и солоноватоводными, иногда гумифицированными, населенными фауной конхострак, остракод, насекомых и акритарх. Существовала огромная пресноводная лагуна-озеро, в которую с востока впадали реки, бравшие начало с Палеоурала, и которая далеко на западе, уже на территории Баренцевоморской плиты, периодически восстанавливала связь с морем. На озерной

равнине шло интенсивное торфонакопление. В течение формирования угленосной формации климат изменился от семигумидного в уфимское время до интенсивно влажного в раннеказанское. В то же время в целом климат значительно менялся с северо-запада на юго-восток от более гумидного к аридному.

Те же авторы указывают, что в Западном Притиманье в раннеказанское время морская трансгрессия с севера, охватившая центральные, восточные и южные районы Русской платформы, вскоре сменилась установлением режима аллювиально-озерной равнины, связанного с общим поднятием территории и отчленением, засолением и постепенной деградацией Казанского моря к концу казанского века.

Территория Волго-Уральской области, к которой относятся местонахождения типовой казанской флоры Прикамья, в казанское время представляла собой зону регрессии Казанского моря, сопровождавшейся многократными осцилляциями и постепенным формированием приморской аккумулятивной равнины с характерным многообразием условий седиментации: аллювиальных, элювио-делювиальных, озерных, подводно- и надводно-дельтовых, лиманных и лагуновых. На равнине были широко распространены солоноватоводные, а на большем удалении от моря – пресноводные озера. Близ морского побережья встречались горько-соленые озера, в которых накапливались глинисто-доломито-мергельные пестроцветы с округлыми стяжениями розового гипса. Местонахождения растительных остатков, пресноводных пелелипод, остракод и ганоидных рыб приурочены к темно-серым, тонкослоистым глинам и алевролитам белебеевской свиты, залегающим в виде небольших линз среди русловых косослоистых песчаников и относимым к фациям старичных озер в долинах рек казанского века (Игнатъев, 1987, с. 143–144).

Как отмечалось выше, реальные природные зоны, как правило, не имеют характера сплошных полос или поясов, ограниченных параллелями. Причиной тому значительные широтные изменения теплообеспеченности и увлажнения, вызываемые, прежде всего, положением территории в системе континентально-океанической циркуляции атмосферы (удаленностью от океанического побережья, континентальностью), а также перераспределением тепла морскими течениями. Образующиеся в результате “субмеридиональные” единицы получили название секторов. Так, на западном океаническом побережье современной Евразии суббореальную зону последовательно пересекают западный приокеанический, слабо- и умеренно-континентальный переходные сектора, охватывающие область распространения лесных ландшафтов. Глубже на континент с усиле-

нием аридизации климата их сменяет типичный континентальный сектор, охватывающий лесостепи и степи. Наконец, находящиеся в центре материка суббореальные полупустыни и пустыни относятся к резко- и крайнеконтинентальному сектору. Секторное деление суши отражено и на модели “идеального континента” (рис. 5).

Проявления секторности можно заметить в пределах реконструированной выше части суббореальной зоны казанского времени. Так, районы Печорского бассейна и Приуралья можно отнести к западному приокеаническому сектору. В качестве указывающего на это растительного индикатора можно рассматривать развитие в этом регионе широколиственных лесных формаций кардиолепидиевых *Phylladodermetum arberi* Ign. Казанские флоры Западного Притиманья относятся к слабо- и умеренно континентальному переходным секторам, с чем, вероятно, связано развитие в этом районе хвойных. Типовые казанские флоры Волго-Уральской области принадлежат умеренно-континентальному, а в районе эвапоритового пояса – типичному континентальному сектору. Этим, вероятно, обусловлено приобретение многими казанскими растениями Волго-Уральской области, в том числе кардиолепидиевыми, отчетливо ксероморфных черт.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Казанская флора реки Сояны географически принадлежит к описанной выше суббореальной зоне. Ряд фактов свидетельствует, что, возможно, она являлась не континентальной, а островной. В первую очередь на это указывают фациальные отношения ивагорских слоев, переходящих в морские осадки. Другим индикатором является состав водных и полуводных растений соянской флоры, прежде всего членистостебельных. Как известно, водные и полуводные макрофиты в силу относительной «выровненности» жизненных условий в водной среде нередко характеризуются огромными ареалами, определяемыми протяженностью речных и озерных систем. С этой точки зрения эндемичный и архаичный состав членистостебельных соянской флоры скорее всего указывает на длительную географическую изоляцию. Отмеченные выше крупные размеры многих семян голосеменных говорят о теплом и влажном климате, который мог сложиться только под сильным морским влиянием на растительность небольшого острова, возникшего во время трансгрессии Казанского моря. О продолжительности островной изоляции соянской флоры можно судить по согласному залеганию ивагорских слоев на континентальных красноцветях шешминского горизонта уфимского яруса.

Авторы признательны коллегам-геологам и палеоботаникам М.А. Ахметьеву, А.В. Гоманькову, М.В. Дуранте и Н.М. Чумакову (все из Геологического института РАН) за обсуждение статьи в процессе ее подготовки. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 98-05-64880, 00-05-65257.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андрианов В.Н.* Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 180 с.
- Атлас характерных комплексов пермской фауны и флоры Урала и Русской платформы. Л.: Недра, 1986. 328 с.
- Ахметьев М.А.* Кайнозойские флоры // Мейен С.В. Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987а. С. 354–376.
- Бетехтина О.А., Горелова С.Г., Дрягина Л.Л. и др.* Верхний палеозой Ангариды. Фауна и флора. Новосибирск: Наука, 1988. 256 с.
- Богомазов В.М., Македонов А.В., Неуструева И.Ю.* Распространение озерных бассейнов в позднем палеозое (карбон–пермь) // История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л.: Наука, 1987. С. 78–96.
- Вальтер Г.* Растительность Земного шара. Эколого-физиологическая характеристика. Т. 1. Тропические и субтропические зоны. М.: Прогресс, 1968. 551 с.
- Варюхина Л.М., Канев Г.П., Колода Н.А. и др.* Корреляция разнофациальных разрезов перми севера европейской части СССР. Л.: Наука, 1981. 160 с.
- Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В.* Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. 427 с.
- Владимирович В.П.* Типовая казанская флора Прикамья. Л.: ВСЕГЕИ, деп. в ВИНТИ, № 4571-84. 1984. 92 с.
- Гуревич А.Б.* Позднепалеозойские озерные водоемы территории Тунгусского бассейна // История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л.: Наука, 1987. С. 114–127.
- Есаулова Н.К.* Флора казанского яруса Прикамья. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1986. 176 с.
- Есаулова Н.К.* Макрофлора // Стратотипы и опорные разрезы верхней перми Поволжья и Прикамья. Казань: Изд-во Экоцентр, 1996. С. 303–333.
- Зеккель Я.Д.* Геологические исследования в районе Зимнего берега Белого моря, бассейна Кулая и низовьев Мезени // Тр. Сев. геол. упр. Вып. 3. М.-Л.-Архангельск, 1939. 94 с.
- Игнатъев В.И.* Позднепермские озера Волго-Уральской антеклизы // История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л.: Наука, 1987. С. 140–148.
- Игнатъев И.А.* Парасинтаксономия фитоориктоценозов из перми Печорского бассейна и Приуралья методом Браун–Бланке и ее значение для палеогеоботанических и стратиграфических построений. Ч. 1. Систематика фитоориктоценозов. М.: Геол. ин-т АН СССР, деп. в ВИНТИ, № 564-В91. 1991. 119 с.

- Игнатъев И.А.* Разнообразие древних растительных сообществ: фитосоциологический подход // Журн. общ. биологии. 1992. Т. 53. № 6. С. 22–33.
- Игнатъев И.А.* Палеогеоботанические основы зонального расчленения континентальных флороносных толщ (на примере верхней перми Печорского бассейна и Приуралья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 5. С. 63–71.
- Исаченко А.Г.* Ландшафтоведение и физико-географическое районирование. М.: Высшая школа, 1991. 366 с.
- Калашников Н.В., Колода Н.А., Макаров К.К. и др.* Пермские отложения Новой Земли. Л.: Наука, 1981. 152 с.
- Куликов М.В., Павлов А.М., Ростовцев В.Н.* О находке гониатитов в нижнеказанских отложениях северной части Русской платформы // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 6. С. 1421–1424.
- Лихарев Б.К., Миклухо-Маклай К.В.* Ивагорские слои (“фация”) // Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. Л.: Недра, 1977. С. 152.
- Мейен С.В.* Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987а. 401 с.
- Мейен С.В.* Общая палеоботаника (депонированное приложение к книге “Основы палеоботаники”. М.: Недра, 1987а). М.: Геол. ин-т АН СССР, деп. в ВИНТИ, № 8673–В87. 1987б. 202 с.
- Мейен С.В.* Методы палеофлористических исследований и проблемы флорогенеза // Современная палеонтология. Т. 2. Методы. Направления. Проблемы. Практическое приложение. М.: Недра, 1988. С. 31–56.
- Молин В.А., Вирбицкас А.Б., Варюхина Л.М. и др.* Палеонтологический атлас пермских отложений Печорского угольного бассейна. Л.: Наука, 1983. 325 с.
- Молин В.А., Колода Н.А.* Верхнепермские спорово-пыльцевые комплексы севера Русской платформы. Л.: Наука, 1972. 100 с.
- Муравьев И.С., Коновалова М.В., Йоффе Г.А.* Казанские отложения Западного Притиманья // Материалы по региональной геологии. Казань: Изд-во Казанс. ун-та, 1975. С. 20–30.
- Наугольных С.В.* Новый лепидофит из кунгура Среднего Приуралья // Палеонтол. журн. 1994. № 4. С. 131–136.
- Наугольных С.В.* Флора кунгурского яруса Среднего Приуралья. М.: ГЕОС, 1998. 201 с.
- Нейбург М.Ф.* Пермская флора Печорского бассейна. Часть III. Кордаитовые (Cordaitales), войновские (Vojnovskyales), семена голосеменных неясного систематического положения (*semina gymnospermarum incertae sedis*). М.: Наука, 1965. 194 с.
- Плотников М.А., Молин В.А.* Верхнепермские и триасовые отложения Западного Притиманья. Л.: Наука, 1969. 107 с.
- Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Новосибирск, 1979 г. Ч. II. Средний и верхний палеозой. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. 129 с.
- Сукачев В.Н.* Растительные сообщества (Введение в фитосоциологию). 3-е изд., перераб. и дополненное. Л.-М.: Книга, 1926. 240 с.
- Толстых А.Н.* Позднепалеозойская флора Западного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1974. 103 с.
- Угленосная формация Печорского бассейна. Л.: Наука, 1990. 176 с.
- Чумаков В.Н.* Следы позднепермского оледенения на реке Колыме: отзвук гондванских оледенений на Северо-Востоке Азии? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 130–150.
- Lausberg S.* Die oberpermischen Pflanzen von Midtkap, Frederick E. Hyde-Fjord, Nord-Groenland. Muenster: Westfalischen Wilhelms-Universitat. Diplomarbeit. 1987. 89 s.
- LePage B., Pfefferkorn H.W.* Permian plant fossils from Arctic Canada evidence for land continuity between North America and Russia // Fifth Quadr. Conf. of the Int. Org. of Palaeobot. Santa-Barbara: Alternative Graphics, 1996. P. 57.
- Lottes A.L., Rowley D.B.* Early and Late Permian reconstruction of Pangea // Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. Geol. Soc. Mem. 1990. № 12. P. 383–395.
- Mamay S.H., Read B.L.* Permian plant megafossils from the conglomerate of Mount Dall, central Alaska Range // US Geol. Surv. Circ. 1984. V. 868. P. 98–102.
- Meyen S.V.* The Carboniferous and Permian floras of Angaraland (a synthesis) // Biol. Mem. 1982. № 154. P. 1–110.
- Meyen S.V.* Permian conifers of Western Angaraland // Rev. Palaeobot. and Palynology. 1997. V. 96. P. 351–447.
- Meyen S.V.* Fundamentals of palaeobotany. London–New York: Chapman and Hall, 1987. 432 p.
- Nie S., Rowley D.B., Ziegler A.M.* Constraint on the location of the Asia microcontinents in Palaeo-Tethys during the Late Palaeozoic // Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. Geol. Soc. London Mem. 1990. № 12. P. 397–409.
- Utting J., Piasecki S.* Palynology of the Permian of Northern Continents // The Permian of Northern Pangea. V. I. Palaeogeography, Palaeoclimates, Stratigraphy. Berlin: Springer-Verlag, 1995. P. 236–261.
- Vakhrameev V.A., Dobruskina I.A., Meyen S.V., Zaklinskaja E.D.* Palaeozoische und mesozoische Floren Eurasiens und die Phytogeographie dieser Zeit. Jena: Fischer Gustav Verlag, 1978. 300 s.
- Wagner R.H., Lausberg S., Naugolnykh S.V.* The Permian Angara flora from North Greenland: a progress report // XIV International Congress on the Carboniferous and Permian. Abstracts. Calgary: University of Calgary Press, 1999. P. 150.
- Wagner R.H., Soper N.J., Higgins A.K.* A Late Permian flora of Pechora affinity in North Greenland // Groenlands geol. Unders. 1982. V. 108. P. 5–13.
- Willis J.C.* Age and area. A study in geographical distribution and origin of species. Cambridge: Cambridge University Press, 1922. 259 p.
- Zalessky M.D.* Description de quelques végétaux fossiles de l'étage Kamien du Permien de l'Oural // Probl. Paleontol. V. 2–3. 1937. P. 88–100.
- Ziegler A.M.* Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian Period // Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. Geol. Soc. London Mem. 1990. № 12. P. 363–379.
- Ziegler A.M., Gibbs M.T., Huvler M.L.* A mini-atlas of oceanic water mass in the Permian period // Proc. Royal Soc. of Victoria. 1988. V. 110. № 1/2. P. 323–343.

Рецензенты М.А. Ахметьев, Н.М. Чумаков

УДК 569:551.79(4)

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ КВАРТЕРА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ ПО МЕЛКИМ МЛЕКОПИТАЮЩИМ

© 2001 г. Э. А. Вангенгейм, М. А. Певзнер, А. С. Тесаков

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

Поступила в редакцию 25.05.99 г.

Для квартера Восточной Европы предложена зональная шкала по мелким млекопитающим (полевкам). В основу шкалы положено появление форм в линиях *Borsodia–Prolagurus–Lagurus*, *Mimomys–Arvicola*, *Allophaiomys–Stenocranius*. Выделенные подразделения представляют собой региональные зоны распространения или совместного распространения таксонов. Выделено 11 зон, четыре из них разделяются на подзоны.

Ключевые слова. Квартер, млекопитающие, стратиграфия, зональное расчленение, Восточная Европа.

ВВЕДЕНИЕ

С момента выделения В.И. Громовым (1948) фаунистических комплексов млекопитающих для плиоцена и квартера они стали основой для расчленения и корреляции континентальных отложений на территории СССР. Примерно в то же время подобные подразделения были выделены для неогена и квартера Западной Европы и Северной Америки. Однако в последние десятилетия при расчленении позднего кайнозоя все шире используются зональные подразделения. В начале они устанавливались для морских отложений по планктонным организмам, позже появились зоны, выделяемые по млекопитающим, для континентальных отложений. Это широко известные зоны П. Мэна для неогена, впервые предложенные в 1975 г. (Mein, 1975), а затем появились зоны для отложений квартера (Guerin, 1982; Agustí et al., 1987; Feifar, Heinrich, 1990 и др.).

К сожалению, зоны квартера не получили широкого признания среди специалистов по разным причинам: одни из-за слабого обоснования границ зон, другие из-за их малой дробности. Следует отметить, что достигнутые в последнее время успехи в изучении детальной эволюции мелких млекопитающих, и особенно полевок, позволяют перейти на значительно более дробное расчленение и корреляцию континентальных отложений квартера, чем это делалось до сих пор. В настоящей статье предлагается вариант зональной шкалы квартера для Восточной Европы.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Материалы, положенные в основу предлагаемой шкалы, получены в результате анализа работ А.К. Агаджаняна (1972, 1976, 1992), Л.П. Александровой (1976), Н.Е. Казанцевой (1987), А.К. Мар-

ковой (1982, 1992), Л.И. Рековца (1994) и А.С. Тесакова (Tesakov, 1995, 1998). Особенно хотим подчеркнуть значение работ Р.В. Красненкова и Ю.И. Иосифовой по поиску новых местонахождений, сбору фауны и установлению геологических условий залегания костеносных горизонтов (Опорные разрезы..., 1984; Верхний плиоцен..., 1985).

Проанализированы данные по 51 местонахождению Восточной Европы (рис. 1). Ряд из них – многослойные. Однако на этой территории местонахождений значительно больше. В работе использованы преимущественно такие, которые наиболее четко привязаны к стратиграфическим горизонтам. Таксономический состав полевок этих местонахождений представлен в таблице. Фауны из ряда местонахождений ревизованы А.С. Тесаковым.

В основу предлагаемой зональной шкалы положено появление новых форм в нескольких филетических линиях. Если опираться только на какую-либо одну линию, то в квартере можно выделить максимум четыре–пять зон распространения таксона. Поскольку уровни появления новых форм в различных филумах не совпадают во времени, то использование нескольких филетических линий позволяет выделить значительно большее количество зон распространения или совместного распространения таксонов. Для построения шкалы были привлечены три филетические линии форм, наиболее часто встречаемых и широко распространенных: *Borsodia–Prolagurus–Lagurus*, *Mimomys–Arvicola*, *Allophaiomys–Microtus (Stenocranius)* (рис. 2). Границы зон проводились по появлению нового вида в той или иной филетической линии. Уровень появления нового вида определялся по присутствию в популяции 75% прогрессивного морфотипа. Следует отметить, что эта цифра условная и договорная. В ряде случаев зо-

ны разбиваются на подзоны по такому же принципу, но при их выделении использованы формы других филетических линий. Зоны и подзоны названы по их индекс-видам. Кроме того, для обозначения зон предлагаются буквенно-цифровые индексы: MQR 1, где М – млекопитающие, Q – квартал, R – Россия, арабская цифра – № зоны (сверху вниз). Подзоны обозначаются заглавными латинскими буквами (А, В, С) сверху вниз. В случае необходимости расчленения подзоны эти более дробные подразделения нумеруются арабскими цифрами сверху вниз. Такая индексация напоминает систему обозначения магнитных подразделений в последних магнитохронологических шкалах.

Возраст границ зональных подразделений определялся по положению местонахождений в стратиграфической, магнитохронологической и изотопно-кислородной шкалах. Достоверность датировок границ зон неодинакова в различных интервалах шкалы квартера. Она зависит от положения опорных местонахождений по отношению к границам палеомагнитных подразделений и от надежности корреляции стратиграфических горизонтов со стадиями изотопно-кислородной шкалы.

ПОЛОЖЕНИЕ ОПОРНЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ, МАГНИТОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ И ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНОЙ ШКАЛАХ

Традиционно считается, что нижняя граница квартера в континентальных отложениях определяется по первому появлению некорнезубых полевок рода *Allophaiomys*. На территории Восточной Европы наиболее древние местонахождения с *Allophaiomys* – Крыжановка 4, Тиздар 1 и Тилигул (рис. 3). Несколько более молодые – Жевахова Гора 5, 9, Чортков и Тиздар 2. В последних наряду с архаичной формой *Allophaiomys* появляются *Lagurodon arankae* и *Prolagurus temopolitanus*. Все эти местонахождения относятся к жеваховскому горизонту схемы К.В. Никифоровой и Л.П. Александровой (1991). По этой схеме жеваховский горизонт помещался непосредственно ниже эпизода Харамильо. Однако он должен занимать более низкое стратиграфическое положение (древнее эпизода Олдувей), так как местонахождения Тиздар 1 и 2 приурочены к отложениям куяльника, а граница куяльник/гурий проходит в середине этого эпизода (Певзнер, 1989; Pevsner et al., 1998).

Группа местонахождений, включающая Коротояк 3а, Аккулаево (демский и давлекановский горизонты), Успенка и Лог Денисов, содержат форму *Allophaiomys*, переходную от *A. deucalion* к *A. pliosaenicus*. Точное стратиграфическое положение этих местонахождений не ясно. Все они

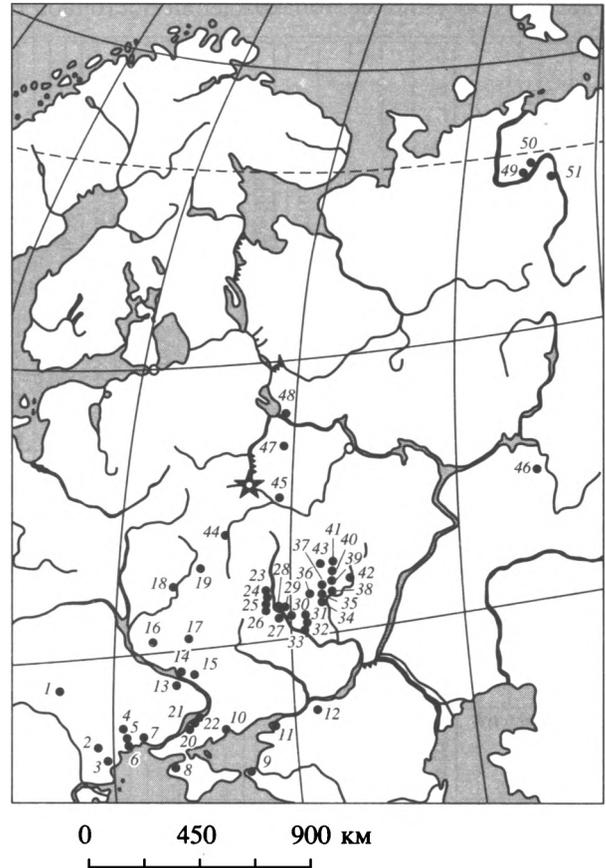


Рис. 1. Расположение опорных местонахождений млекопитающих.

- 1 – Чортков; 2 – Колкотова Балка; 3 – Роксоланы; 4 – Морозовка; 5 – Жевахова Гора; 6 – Крыжановка; 7 – Тилигул; 8 – Тарханкут; 9 – Тиздар; 10 – Ногайск; 11 – Порт-Катон; 12 – Шамин; 13 – Чигирин; 14 – Пивиха; 15 – Гуньки; 16 – Прилуки; 17 – Гадяч; 18 – Араповичи; 19 – Хотыльёво; 20 – Западные Каиры; 21 – Уш-калка; 22 – Карай-Дубина; 23 – Стрелица; 24 – Верхняя Еманча; 25 – Богдановка; 26 – Урьв; 27 – Веретье; 28 – Коротояк; 29 – Успенка; 30 – Клёпки; 31 – Ильинка; 32 – Лог Денисов; 33 – Петропавловка; 34 – Новохоперск; 35 – Кузнецовка; 36 – Жердевка; 37 – Вольная Вершина; 38 – Коростылево; 39 – Моисеево; 40 – Посевкино; 41 – Перевоз; 42 – Мелик; 43 – Рассказово; 44 – Чекалин; 45 – Алпатьево; 46 – Аккулаево; 47 – Черемошник; 48 – Черменино; 49 – Чулей; 50 – Кипиево; 51 – Акись.

располагаются в интервале стратиграфической шкалы выше эпизода Олдувей и ниже нижней границы ногайского горизонта. К этому же интервалу шкалы относится более молодое местонахождение Тарханкут, в котором уже присутствует более прогрессивная форма *Allophaiomys pliosaenicus*.

Следующая группа местонахождений относится к ногайскому горизонту схемы К.В. Никифоровой и Л.П. Александровой. Его нижняя граница совпадает с нижней границей таманского

Таблица. Окончание

Горизонт	Местонахождения	<i>Miomys intermedius</i>	<i>M. pusillus</i>	<i>Clethrionomys sokolovi</i>	<i>Pitomys</i>	<i>Borsodia</i>	<i>Allophaiomys deucalion</i>	<i>Lagurodon arankae</i>	<i>Prolagurus temopolitanus</i>	<i>Allophaiomys pliocaenicus</i>	<i>Eolagurus argyropuloi</i>	<i>Prolagurus pannonicus</i>	<i>Eolagurus simplicidens</i>	<i>Stenocranius hintoni</i>	<i>Clethrionomys glareolus</i>	<i>Pallasinus protoeconomus</i>	<i>Microtus arvalinus</i>	<i>Microtus middendorffi-hyperboreus</i>	<i>Terricola arvaloides</i>	<i>Lagurus transiens</i>	<i>Stenocranius gregaloides</i>	<i>Pallasinus oeconomus</i>	<i>Stenocranius gregalis</i>	<i>Eolagurus luteus</i>	<i>Dicrostonyx simplicior</i>	<i>Arvicola mosbachensis</i>	<i>Microtus arvalis</i>	<i>Lagurus lagurus</i>	<i>Dicrostonyx guilelmi-henseli</i>	<i>Arvicola terrestris</i>	<i>Dicrostonyx torquatus</i>			
		Покровский	Урыв 3а	•	•								•	•		•	•		•	•														
Петропавловский	Шамин	•									•			•			•																	
	Петропавловка,	•										•		•																				
	Карай-Дубина	•									•	•	•	•	•	•																		
Морозовский	Морозовка 1	•	•				•			•	•		•	•																				
Ногайский	Моисеево 1									•		•																						
	Порт-Катон	•	•	•						•		•																						
	Коротояк 3с	•	•	•						•		•	•																					
	Западные Каиры,	•		•						•		•	•																					
	Ушкалка,							•		•		•	•																					
	Роксоланы Коротояк 3в, Ногайск	•	•		•			•		•	•	•	•	•																				
Жеваховский	Тарханкут	•		•			•	•	•	•																								
	Коротояк 3а									•			•																					
	Лог Денисов,	•		•			•	•	•	•																								
	Успенка,	•	•	•	•		•	•	•	•																								
	Аккулаево (д + д)	•	•	•			•	•	•	•																								
Жеваховский	Чортков,		•	•			•	•	•																									
	Жевахова Гора 5, 9,	•		•			•	•	•																									
	Тиздар 2		•	•			•	•																										
	Крыжановка 4,			•			•	•																										
	Тиздар 1, Тилигул	•		•			•	•																										

Примечание. (н. г.), (с. б.), (в. г.) – нижний, средний, верхний костеносные горизонты; (д + д) – давлекановский + демский горизонты.

фаунистического комплекса В.И. Громова и датируется около 1.2 млн. лет (Вангенгейм и др., 1991). Нижняя граница горизонта определяется появлением *Prolagurus pannonicus*, верхняя – появлением *Stenocranius* (“*Pitomys*”) *hintoni* и *Clethrionomys glareolus*. Наиболее древние из этой группы местонахождения Ногайск и Коротояк 3в (верхи успенской свиты). Здесь среди полевок появляется

*Prolagurus pannonicus*¹. Близки к ним по возрасту

¹ Следует отметить, что в Ногайске В.А. Топачевским (1965) был описан новый лагурид – *Prolagurus proarrannonicus*. Позднее Л.И. Рековец (1994) показал, что эта форма целиком укладывается в пределы изменчивости вида *P. pannonicus*, описанного Кормошем из Венгрии, и соответственно свел *P. proarrannonicus* в синонимиию к последнему виду, а более архаичную форму – подвид *P. proarrannonicus temopolitanus* В.А. Топачевского перевел в ранг вида *P. temopolitanus*.

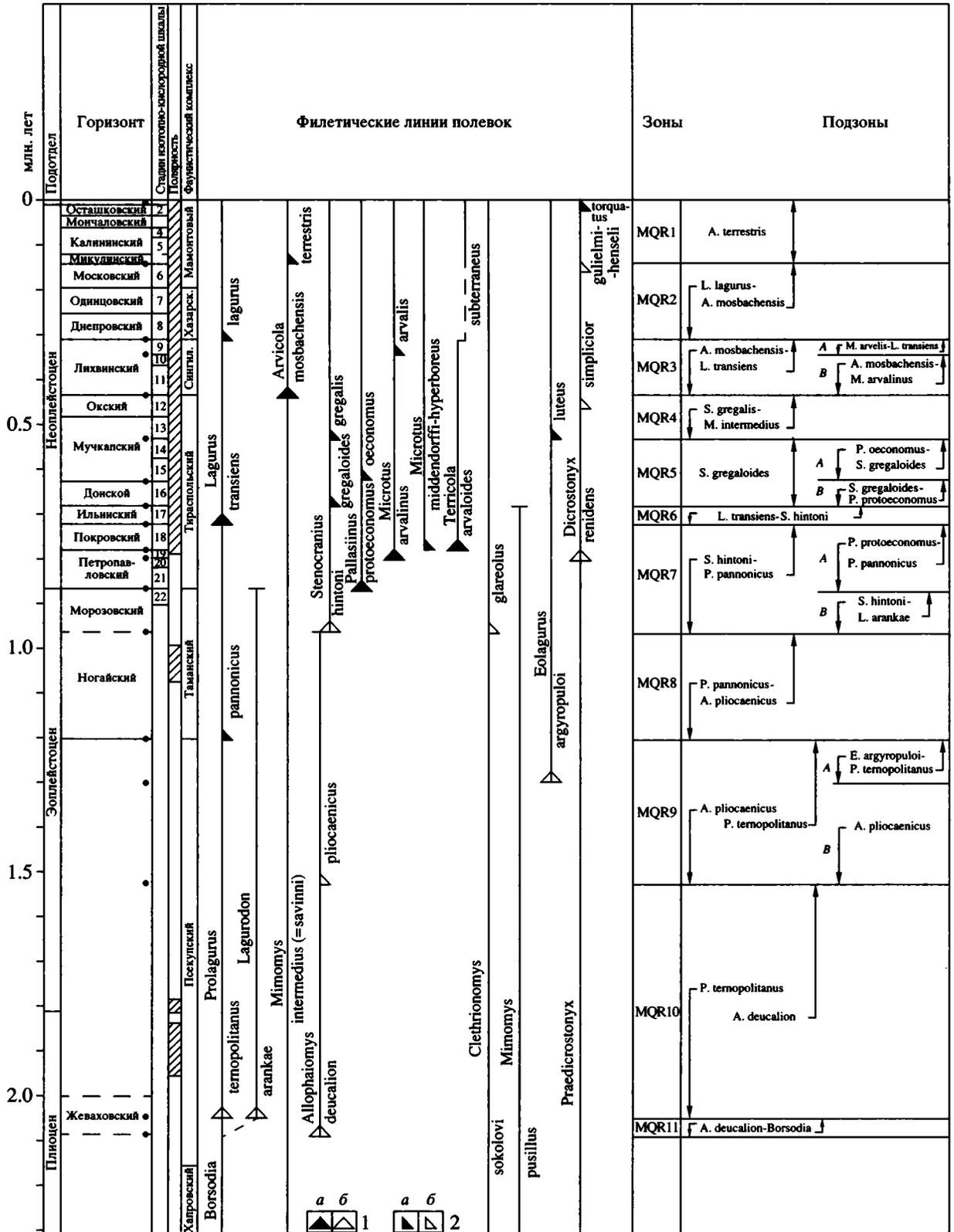


Рис. 2. Зоны и подзоны полевок квартера Восточной Европы.

1 – уровни появления родов полевок: а – привязанные к границам горизонтов; б – точное положение в пределах горизонта не определено; 2 – уровни появления новых видов: а – привязанные к границам горизонтов; б – точное положение в пределах горизонта не определено.

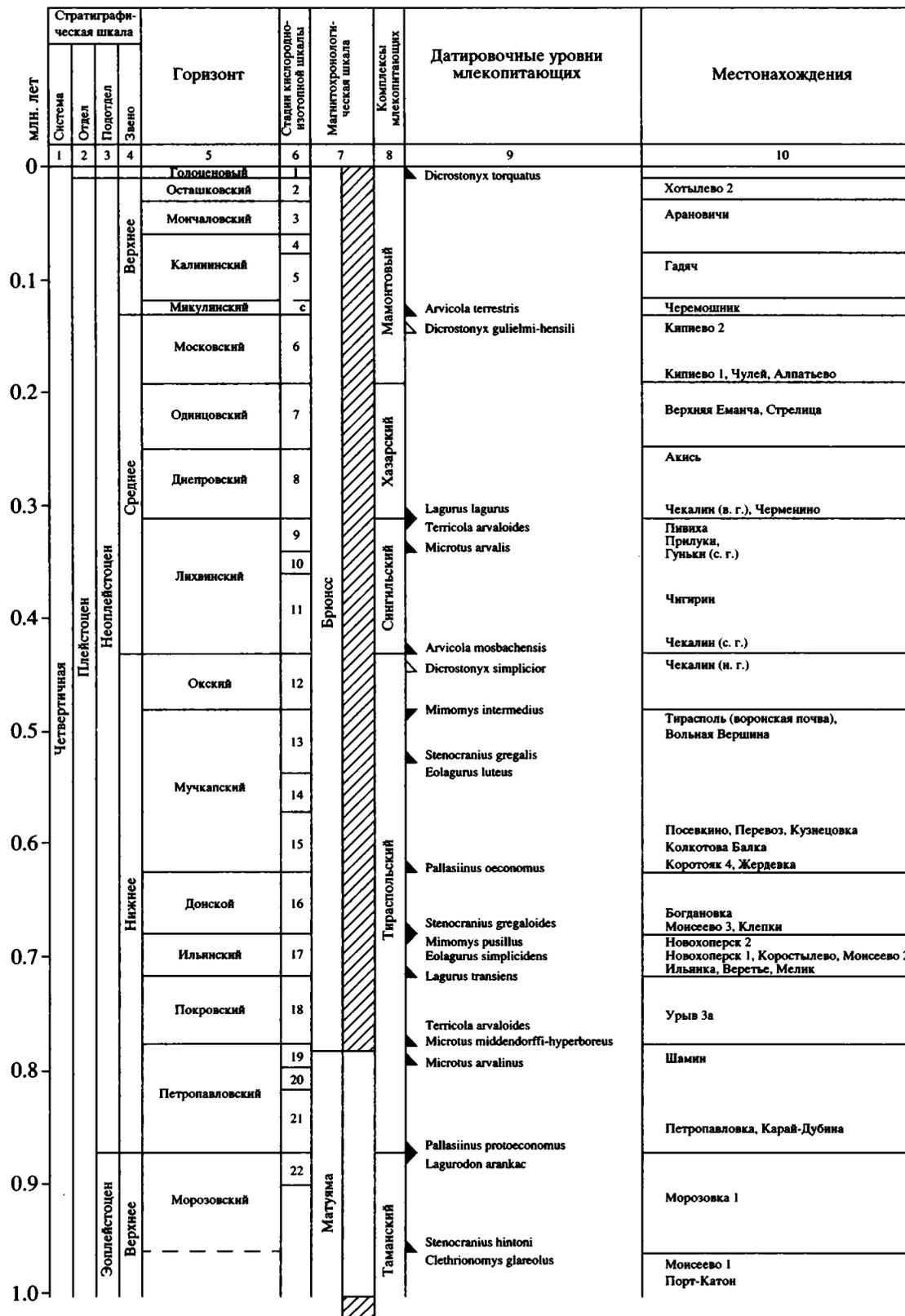


Рис. 3. Положение опорных местонахождений мелких млекопитающих и датировочных уровней в магнитохронологической и стратиграфической шкалах.

1 – уровни появления новых видов: а – привязанные к границам горизонтов; б – точное положение в пределах горизонта не определено; 2 – уровни вымирания видов; (н. г.), (с. г.), (в. г.) – нижний, средний, верхний костеносные горизонты.

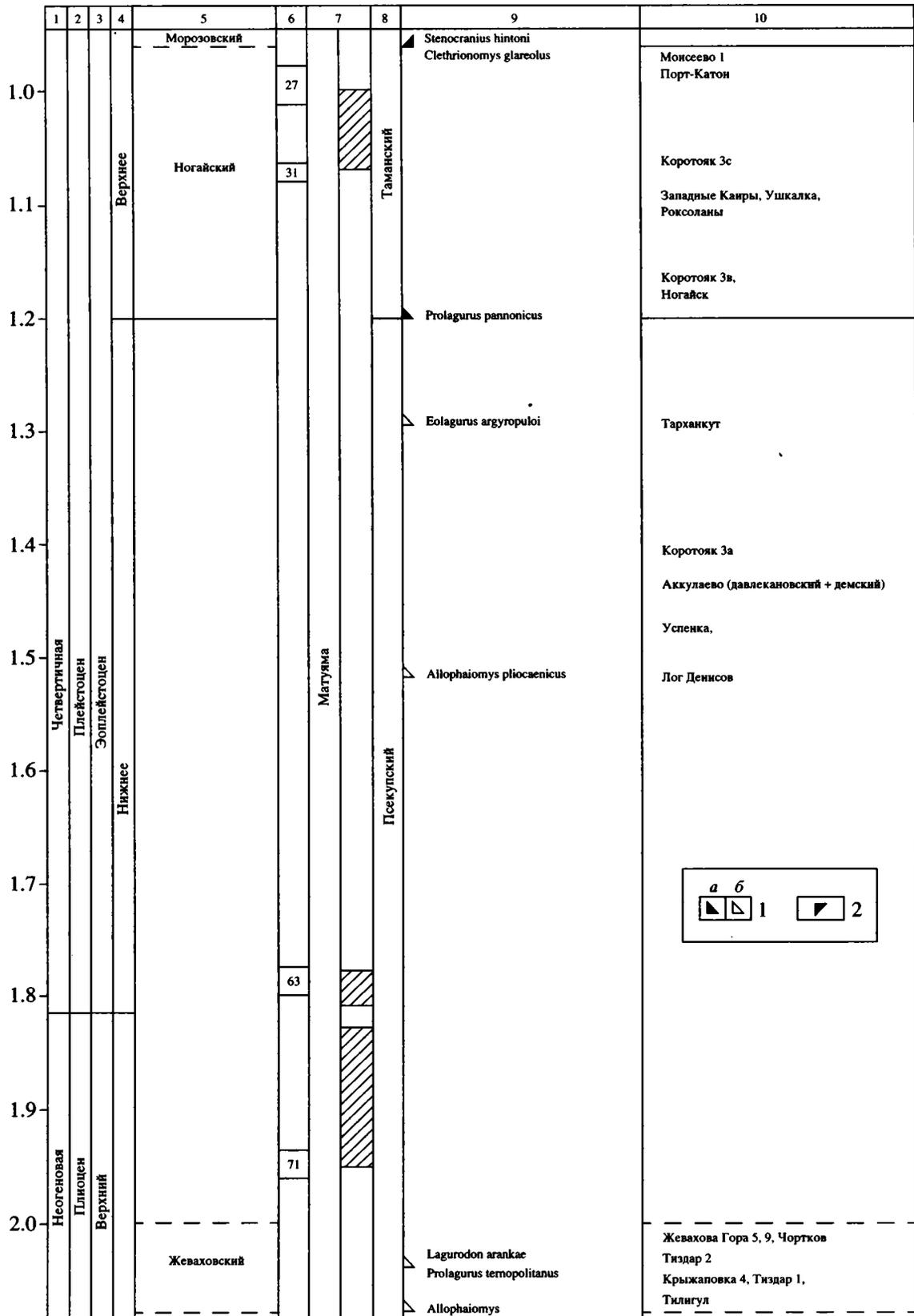


Рис. 3. Окончание.

(несколько более молодые, судя по более прогрессивным морфотипам *Allophaiomys*) местонахождения Западные Каиры, Ушкалка и Роксоланы. В магнитохронологической шкале они предшествуют эпизоду Харамильо, поскольку в Роксоланах этот эпизод был зафиксирован выше костеносного горизонта (Додонов и др., 1998). Местонахождение Коротояк 3с, приуроченное к нижней части острогоржской свиты, не имеющей палеомагнитной характеристики (Иосифова и др., 1992), может быть помещено или в самые низы субзоны Харамильо, или сразу ниже этой субзоны, поскольку верхняя часть свиты в этом разрезе обладает прямой намагниченностью, коррелируемой с эпизодом Харамильо. Более молодое, но все еще в пределах ногайского горизонта местонахождение Порт-Катон может быть помещено стратиграфически выше субзоны Харамильо, поскольку вмещающие костеносные отложения обладают обратной намагниченностью. Несколько более молодое местонахождение Моисеево 1 также следует отнести к ногайскому горизонту, так как по заключению А.К. Агаджаняна (Верхний плиоцен..., 1985), все остатки полевок линии *Allophaiomys-Stenocranius* относятся к форме, переходной от *Allophaiomys* к "*Pitymys*" (= *Stenocranius*).

Местонахождение Морозовка 1 является стратотипом морозовского горизонта. В нем впервые отмечается *Stenocranius hintoni* и *Clethrionomys glareolus*. Граница между морозовским и следующим – петропавловским – горизонтами совпадает с нижней границей неоплейстоцена общей стратиграфической шкалы четвертичной системы России (Постановление МСК от 2 февраля 1995 г.) и с границей между таманским и тираспольским фаунистическими комплексами. В западно-европейских шкалах она соответствует границе нижний/средний плейстоцен и нижней границе кромера, которая коррелируется с нижней границей 21 стадии изотопно-кислородной шкалы. При такой корреляции инверсия Брюнес/Матуяма, проводимая внутри стадии 19 (Shackleton, 1995), должна помещаться в верхнюю часть петропавловского горизонта. Именно такая ситуация имеет место в стратотипе этого горизонта (разрез Петропавловка): она зафиксирована в ископаемой почве, развитой на петропавловском аллювии (Верхний плиоцен..., 1985).

На нижней границе петропавловского горизонта появляется *Microtus (Pallasiinus) protoesopomus*², вымирает *Lagurodon arankae*. К низам этого горизонта, помимо стратотипа, относится местонахождение Карай-Дубина. Стратиграфически несколько выше помещается местонахождение

Шамин, приуроченное также к обратно намагниченным отложениям, в котором впервые появляется *Microtus arvalinus*.

На нижней границе покровского горизонта появляются *Microtus (Terricola) arvaloides* и *Microtus* группы *middendorffi-hyperboreus*, которые зафиксированы в стратотипическом разрезе Урыв 3а. Отложения этого горизонта характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами перигляциального типа и присутствием холодолюбивых моллюсков (Опорные разрезы..., 1984). Эти данные позволяют сопоставлять покровский горизонт с 18 стадией изотопно-кислородной шкалы.

Полевки местонаждений Новохоперск 1 и 2, Коростылево, Моисеево 2, Веретье и Мелик по эволюционному уровню развития практически не отличаются от полевок Ильинки – стратотипа ильинского горизонта. Все эти местонахождения относятся к ильинскому горизонту, нижняя граница которого определяется по первому появлению *Lagurus transiens*. Для отложений ильинского горизонта характерно присутствие теплолюбивых моллюсков, остатков черепях (Бреслав и др., 1992), что позволяет сопоставлять ильинский горизонт с теплой стадией 17 изотопно-кислородной шкалы. По фауне местонахождения Богдановка, Моисеево 3 и Клёпки близки между собой, но моложе предшествующей группы местонаждений. В них появляется *Stenocranius gregaloides* и уже не встречены *Mimomys pusillus* и *Eolagurus simplicidens*, характерных для более древних фаун. Несмотря на то, что эти местонахождения приурочены к отложениям, залегающим под донской мореной, и большинством исследователей относятся к ильинскому горизонту, мы считаем возможным помещать их в начало следующего – донского – горизонта. Основанием для этого служит несколько обедненный видовой состав фауны по сравнению с предшествующей группой местонаждений, появление в Богдановке леммингов, а также большая численность во всех трех местонахождениях *Microtus ex gr. middendorffi-hyperboreus*, свидетельствующие о довольно холодном климате. Кроме того, в Моисеево 3 и Клёпках отмечается присутствием галек кристаллических пород, которые могут представлять первые следы наступания донского ледника (Ударцев и др., 1979).

Нижняя граница мучкапского горизонта маркируется первым появлением *Microtus (Pallasiinus) esopomus* (Рековец, 1994). В бассейне Среднего Дона к нижней части мучкапского горизонта относятся местонахождения Посевкино, Перевоз, Кузнецовка, Коротояк 4 и Жердевка. Первые два связаны с ископаемой почвой воронского педокомплекса, залегающей непосредственно на морене донского ледникового языка, а последние – с аллювиальными отложениями, также залегаю-

² Эта ранняя форма в линии *Microtus (Pallasiinus)* в русской литературе обычно фигурировала как *M. ex. gr.* (или *cf.*) *esopomus*. Л.И. Раковец (1994) выделил ее в самостоятельный вид *M. protoesopomus*.

щими на донской морене. Для всех этих местонахождений характерно присутствие среди кустарниковых полевок *Stenocranius gregaloides*. По составу фауны и по эволюционной стадии развития полевок на этот же стратиграфический уровень мы помещаем местонахождение Колкотова Балка на Днестре. Биометрическая датировка слонов из Колкотовой Балки – 590 тыс. лет (Вангенгейм, Певзнер, 2000), и отсутствие в фауне холодолюбивых элементов позволяет коррелировать Колкотову Балку со стадией 15 изотопно-кислородной шкалы. Соответственно, нижняя часть мучкапского горизонта также соответствует стадии 15, а донской горизонт не может быть моложе стадии 16.

Местонахождение Вольная Вершина – стратотип мучкапского горизонта, также как и Тирасполь (воронская почва) явно моложе предшествующей группы местонахождений, поскольку в них *Stenocranius gregaloides* замещается более прогрессивной формой – *S. gregalis*. На этом же уровне появляется *Eolagurus luteus*, сменившая *E. argigropuloi*. Судя по составу фауны моллюсков, отложения стратотипа мучкапского горизонта отражают теплые климатические условия, и мы коррелируем их со стадией 13 изотопно-кислородной шкалы.

К окскому горизонту и 12 стадии изотопно-кислородной шкалы относится местонахождение Чекалин (нижний горизонт) из флювиогляциальных отложений окского оледенения.

Лихвинский горизонт понимается нами в широком объеме (стадии 11–9 изотопно-кислородной шкалы). Он соответствует сингильскому фаунистическому комплексу. На нижней границе горизонта появляется *Arvicola mosbachensis* (= *A. cantianus*), на верхней границе – *Lagurus lagurus* и исчезает *Terricola arvaloides*. Непосредственный предок *Arvicola* – *Mimomys intermedius* не известна в фаунах моложе верхов мучкапского горизонта. К низам лихвинского горизонта (стадия 11 изотопно-кислородной шкалы) относится местонахождение Чекалин (средний горизонт) из озерной линзы – стратотипа лихвинского межледниковья. Близкий возраст имеет фауна из Чигирина. Более молодая группа местонахождений приурочена к верхней части лихвинского горизонта. Судя по соотношению морфотипов *Lagurus lagurus* и *L. transiens*, их можно расставить в таком порядке (снизу вверх по временной шкале): Гуньки (средний горизонт), Прилуки и Пивиха. В Гуньках впервые появляется *Microtus arvalis*³. Спорово-пыльцевые данные из разреза Гуньки свидетельствуют о теплом климате времени формирования этих отложений (Маркова, 1982). Поэтому мы коррелируем их с 9 стадией изотопно-кислородной шкалы.

³ Эта форма, по данным Л.И. Рековца (1994), обособляется от предшествовавшей *M. arvalinus* по величинам индексов $AL > 55$ и $d/e < 25$.

К низам днепровского горизонта относятся местонахождения Чекалин (верхний горизонт) из флювиогляциальных отложений и Черменино из аллювиальных отложений, залегающих под второй сверху мореной (днепровской). Эти местонахождения, судя по степени эволюционного развития копытных леммингов, одновозрастны (Разрезы отложений..., 1977; Агаджанян, 1976).

К верхам днепровского горизонта относится местонахождение Акись из отложений, залегающих над второй сверху мореной. По соотношению морфотипов зубов копытного лемминга это местонахождение несколько моложе верхнего горизонта Чекалина (Гуслицер, Исаичев, 1983). *Arvicola* из Верхней Еманчи по уровню эволюционного развития близка форме из местонахождения Стрелица и более продвинута по сравнению с *Arvicola* из местонахождений Гуньки и Пивиха. Состав фауны моллюсков в Стрелице свидетельствуют о теплом климате. На этом основании местонахождения Верхняя Еманча и Стрелица мы относим к одинцовскому горизонту и коррелируем с 7 стадией изотопно-кислородной шкалы.

К низам московского горизонта относятся местонахождения Кипиево 1 и Чулей из отложений, залегающих под верхней мореной. По соотношению морфотипов *Dicrostonyx* к ним близко местонахождение Алпатьево (Маркова, 1982). Местонахождение Кипиево 2, залегающее на верхней морене, отнесено к верхам московского горизонта. Лемминг в нем представлен уже более прогрессивной формой – *Dicrostonyx ex gr. gulielmi-henseli*.

Нижняя граница микулинского горизонта определяется по появлению *Arvicola terrestris*. К этому горизонту относится местонахождение Черемошник, где фауна млекопитающих была собрана из микулинского торфяника (Агаджанян, 1972). Большинство исследователей микулинское межледниковье сопоставляется со стадией 5е изотопно-кислородной шкалы, соответственно днепровский и московский горизонты сопоставляются со стадиями 8 и 6.

Местонахождение Гадяч со степной фауной млекопитающих относится к калининскому горизонту. Местонахождение Араповичи из брянской почвы содержит *Dicrostonyx ex gr. gulielmi-henseli* и помещается в мончаловский горизонт, соответствующий 3 стадии изотопно-кислородной шкалы. К ошашковскому горизонту относится местонахождение Хотылево 2, имеющее датировку $^{14}\text{C} - 23600 \pm 270$ лет (Маркова, 1982). В этом местонахождении копытный лемминг представлен еще *D. gulielmi-henseli*, а более прогрессивная форма – *D. torquatus* известна из многочисленных местонахождений голоценового возраста (Стратиграфия СССР..., 1982).

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ
МЛЕКОПИТАЮЩИХ
ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Для рассматриваемого интервала времени выделено 11 зон распространения или совместного распространения видов полевок (см. рис. 2). Ниже приводятся характеристика этих зон снизу вверх.

МQR 11 – зона совместного распространения *Allophaiomys deucalion* – *Borsodia*. Нижняя граница зоны определяется по появлению рода *Allophaiomys*, верхняя – по появлению родов *Lagurodon* и *Prolagurus*.

Характерные таксоны: *Allophaiomys deucalion*, *Mimomys intermedius* (= *M. savini*), *M. pusillus*, поздние представители рода *Borsodia*, архаичные формы *Clethrionomys*.

Типовое местонахождение: Тиздар 1. *Другие местонахождения:* Тилигул, Крыжановка 4.

Возраст границ зоны точно не установлен. Обе границы древнее эпизода Олдувей.

МQR 10 – зона совместного распространения *Prolagurus ternopolitanus* – *Allophaiomys deucalion*. Нижняя граница зоны определяется по появлению рода *Prolagurus*, верхняя – по исчезновению *Allophaiomys deucalion*.

Характерные таксоны: *Allophaiomys deucalion*, *Lagurodon arankaе*, *Prolagurus ternopolitanus*, *Mimomys intermedius*, *M. pusillus*, архаичные *Clethrionomys*.

Типовое местонахождение: Жевахова Гора 5, 9. *Другие местонахождения:* Тиздар 2, Чортков.

Возраст верхней границы не определен. Она располагается несколько выше эпизода Олдувей.

МQR 9 – зона совместного распространения *Allophaiomys pliosaenicus* – *Prolagurus ternopolitanus*. Нижняя граница зоны определяется по появлению *Allophaiomys pliosaenicus*, верхняя – по исчезновению *Prolagurus ternopolitanus*.

Характерные таксоны: *Allophaiomys pliosaenicus*, *Prolagurus ternopolitanus*, *Lagurodon arankaе*, *Mimomys intermedius*, *M. pusillus*. В верхней части зоны появляется *Eolagurus argyropuloi*.

Типовое местонахождение: Успенка. *Другие местонахождения:* Аккулаево (демский и давлекановский горизонты), Лог Денисов, Коротояк 3а, Тарханкут.

Возраст верхней границы 1.2 млн. лет. Она совпадает с границей между псекупским и таманским фаунистическими комплексами и с нижней границей ногайского горизонта.

В этой зоне выделяется две *подзоны*: нижняя (МQR 9В) – интервал-подзона *Allophaiomys pliosaenicus* – от появления *A. pliosaenicus* до появления *Eolagurus argyropuloi*, верхняя (МQR 9А) – подзона совместного распространения *Eolagurus ar-*

gyropuloi – *Prolagurus ternopolitanus*: от появления *E. argyropuloi* до исчезновения *P. ternopolitanus*.

МQR 8 – зона совместного распространения *Prolagurus pannonicus* – *Allophaiomys pliosaenicus*. Нижняя граница зоны определяется по появлению *Prolagurus pannonicus*, верхняя – по исчезновению рода *Allophaiomys*.

Характерные таксоны: *Allophaiomys pliosaenicus*, *Prolagurus pannonicus*, *Lagurodon arankaе*, *Mimomys intermedius*, *M. pusillus*, *Clethrionomys sokolovi*.

Типовое местонахождение: Ногайск. *Другие местонахождения:* Которояк 3в, 3с, Роксоланы, Ушкалка, Западные Каиры, Порт-Катон, Моисеево 1.

Зона соответствует ногайскому горизонту. Возраст верхней границы несколько моложе эпизода Харамильо.

МQR 7 – зона совместного распространения *Stenocranius hintoni* – *Prolagurus pannonicus*. Нижняя граница определяется по появлению *Stenocranius hintoni*, верхняя – по исчезновению *Prolagurus pannonicus*. На нижней границе *Clethrionomys sokolovi* сменяется *C. glareolus*.

Характерные таксоны: *Stenocranius hintoni*, *Prolagurus pannonicus*, *Mimomys intermedius*. Сокращается численность *M. pusillus*. В низах зоны вымирает *Lagurodon*, появляется *Pallasiinus protoeconomus*. В верхах зоны появляются *Microtus arvalinus*, *Terricola arvaloides* и *Microtus ex gr. midden-dorffi-hyperboreus*.

Типовое местонахождение: Карай-Дубина. *Другие местонахождения:* Морозовка 1, Петропавловка, Шамин, Урыв 3а.

Верхняя граница зоны совпадает с границей между 18 и 17 стадиями изотопно-кислородной шкалы (около 715 тыс. лет). Инверсия Матуяма/Брюнес фиксируется в верхней части зоны.

В этой зоне выделяются две *подзоны*. Нижняя – (МQR 7В) подзона совместного распространения *Stenocranius hintoni* – *Lagurodon arankaе*: от появления *S. hintoni* до исчезновения рода *Lagurodon*. Подзона соответствует морозовскому горизонту. Верхняя граница подзоны совпадает с границей между таманским и тираспольским фаунистическими комплексами, она соответствует границе между стадиями 22 и 21 изотопно-кислородной шкалы (около 865 тыс. лет). Верхняя – (МQR 7А) подзона совместного распространения *Pallasiinus protoeconomus* – *Prolagurus pannonicus*: от появления *P. protoeconomus* до исчезновения *Prolagurus pannonicus*. Подзона соответствует петропавловскому и покровскому горизонтам.

МQR 6 – зона совместного распространения *Lagurus transiens* – *Stenocranius hintoni*. Нижняя граница определяется по появлению *Lagurus tran-*

siens, верхняя – по исчезновению *Stenocranium hintoni*.

Характерные таксоны: *Mimomys intermedius*, *Lagurus transiens*, *Stenocranium hintoni*, *Pallasiinus protoeconomus*, *Microtus ex. gr. middendorffi-hyperboreus*. *M. arvalinus*, последние *Mimomys pusillus* и *Eolagurus simplicidens*.

Типовое местонахождение: Ильинка. *Другие местонахождения:* Веретье, Мелик, Новохоперск 1, 2, Коростылево, Моисеево 2.

Зона соответствует ильинскому горизонту и стадии 17 изотопно-кислородной шкалы. *Возраст* верхней границы – около 680 тыс. лет.

MQR 5 – зона распространения *Stenocranium gregaloides*. На верхней границе зоны, кроме того, появляется *Eolagurus luteus*.

Характерные таксоны: *Lagurus transiens*, *Stenocranium gregaloides*, *Clethrionomys glareolus*, *Microtus arvalinus*, *Microtus ex. gr. middendorffi-hyperboreus*, остается только один вид *Mimomys* – *M. intermedius*, многочисленны *Terricola arvaloides*, в нижней части зоны присутствует *Pallasiinus protoeconomus*, которая в верхней части зоны сменяется *P. oeconomus*.

Типовое местонахождение: Колкотова Балка. *Другие местонахождения:* Клепки, Моисеево 3, Богдановка, Коротояк 4, Жердевка, Посевкино, Перевоз, Кузнецовка.

Верхняя граница зоны проходит внутри мучкапского горизонта, совпадает с основанием стадии 13 изотопно-кислородной шкалы. Ее возраст – около 530 тыс. лет.

В этой зоне выделены две *подзоны*, граница между которыми проводится по эволюционному переходу *Pallasiinus protoeconomus* в *P. oeconomus*. Она совпадает с нижней границей мучкапского горизонта и основанием стадии 15 изотопно-кислородной шкалы (около 625 тыс. лет). Нижняя подзона (MQR 5B) – подзона совместного распространения *Stenocranium gregaloides* – *Pallasiinus protoeconomus* – соответствует 16 стадии изотопно-кислородной шкалы. Верхняя (MQR 5A) – подзона совместного распространения *Pallasiinus oeconomus* – *Stenocranium gregaloides* соответствует 14 и 15 стадиям изотопно-кислородной шкалы.

MQR 4 – зона совместного распространения *Stenocranium gregalis* – *Mimomys intermedius*. Нижняя граница зоны проводится по появлению *Stenocranium gregalis*, верхняя – по исчезновению рода *Mimomys*.

Характерные таксоны: *Stenocranium gregalis*, *Eolagurus luteus*, *Clethrionomys glareolus*, *Microtus ex. gr. middendorffi-hyperboreus*, *Terricola arvaloides*, *Pallasiinus oeconomus*.

Типовое местонахождение: Вольная Вершина. *Другие местонахождения:* Тирасполь (воронская почва), Чекалин (нижний горизонт).

Верхняя граница зоны совпадает с границами между тираспольским и сингильским фаунистическими комплексами, между окским и лихвинским горизонтами и основанием 11 стадии изотопно-кислородной шкалы (около 430 тыс. лет). Следует отметить, что время исчезновения *Mimomys* точно не установлено. В окском горизонте не известно ни *Mimomys intermedius*, ни его непосредственного потомка *Arvicola mosbachensis*. Соответственно время перехода *Mimomys*–*Arvicola* не ясно. Это событие могло иметь место на любом уровне окского горизонта.

MQR 3 – зона совместного распространения *Arvicola mosbachensis* – *Lagurus transiens*. Нижняя граница зоны определяется по появлению *Arvicola mosbachensis*, верхняя – по исчезновению *Lagurus transiens*.

Характерные таксоны: *Arvicola mosbachensis*, *Lagurus transiens*, *Clethrionomys glareolus*, *Stenocranium gregalis*, *Pallasiinus oeconomus*, в верхней части зоны к ним добавляется *Microtus arvalis*.

Типовое местонахождение: Чигирин. *Другие местонахождения:* Чекалин (средний горизонт), Гуньки, Прилуки, Пивиха.

Зона соответствует лихвинскому горизонту в объеме изотопно-кислородных стадий 11–9 и сингильскому фаунистическому комплексу. *Возраст* верхней границы – около 310 тыс. лет.

В этой зоне выделяются две *подзоны*. Нижняя (MQR 3B) – подзона совместного распространения *Arvicola mosbachensis* – *Microtus arvalinus*. Верхняя граница определяется переходом *Microtus arvalinus* в *M. arvalis*. *Возраст* границы – около 340 тыс. лет – основание стадии 9 изотопно-кислородной шкалы. Верхняя (MQR 3A) – подзона совместного распространения *Microtus arvalis* – *Lagurus transiens*, соответствует 9 стадии изотопно-кислородной шкалы.

MQR 2 – зона совместного распространения *Lagurus lagurus* – *Arvicola mosbachensis*. Нижняя граница зоны определяется по появлению *Lagurus lagurus*, верхняя – по исчезновению *Arvicola mosbachensis*.

Характерные таксоны: *Lagurus lagurus*, *Arvicola mosbachensis*, *Stenocranium gregalis*, *Pallasiinus oeconomus*, *Dicrostonyx simplicior*, который в самых верхах зоны сменяется *D. ex. gr. gulielmihenseli*.

Типовое местонахождение: Алпатьево. *Другие местонахождения:* Чекалин (верхний горизонт), Черменино, Акись, Кипиево 1, 2, Чулей, Верхняя Еманча, Стрелица.

Зона соответствует трем горизонтам второй половины среднего неоплейстоцена. *Возраст* верхней границы – около 135 тыс. лет (основание стадии 5).

МQR 1 – зона распространения *Arvicola terrestris*.

Характерные таксоны: *Arvicola terrestris*, *Dicrostonyx ex gr. gulielmi-henseli*, который на границе с голоценом замещается *D. torquatus*, остальные полевки – современные виды.

Типовое местонахождение: Хотылево 2. *Другие местонахождения:* Черемошник, Гадяч, Араповичи.

Зона соответствует всему верхнему неоплейстоцену и голоцену.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемые в настоящей работе зональные биостратиграфические подразделения по млекопитающим дают возможность значительно повысить детальность расчленения квартера по сравнению с расчленением на основе фаунистических комплексов В.И. Громова. Так, например, пскупскому фаунистическому комплексу соответствуют две зоны и две подзоны, таманскому – одна зона и одна подзона, тираспольскому – две зоны и три подзоны, сингильскому – две подзоны. Наиболее детально расчленятся неоплейстоцен. Протяженность во времени выделенных подразделений колеблется от 30 до 75 тыс. лет. Менее подробно при современном состоянии исследований расчленяется эоплейстоцен. Средняя продолжительность фаунистических подразделений – около 270 тыс. лет.

Принятые возраста границ выделенных подразделений в дальнейшем могут изменяться за счет уточнения стратиграфического положения опорных местонахождений, уточнения корреляции их со стадиями изотопно-кислородной шкалы или изменения возрастов самих изотопно-кислородных стадий и т.д. Однако как бы не менялись возраста границ стратиграфических горизонтов и выделенных зон и подзон, последовательность зон останется постоянной. Она устанавливается направленным и необратимым процессом эволюционного развития млекопитающих. Это обстоятельство определяет главное преимущество расчленений отложений по млекопитающим по сравнению с климато-стратиграфическими методами, поскольку сходные климатические обстановки в той или иной степени могут повторяться во времени.

Основными задачами будущих исследований, как представляется, должны быть: 1. Более детальное расчленение эоплейстоцена (предпосылки для этого имеются); 2. Выяснение пространственной протяженности выделенных зон в пределах Северной Палеарктики; 3. Уточнение возраста границ зональных подразделений; 4. Выявление и детальное изучение новых филетических линий,

которые могут быть привлечены для более детального расчленения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 99-05-64150.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агаджанян А.К.* Лемминговые фауны среднего и позднего плейстоцена // Бюл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. 1972. № 39. С. 67–81.
- Агаджанян А.К.* История становления копытных леммингов в плейстоцене // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 289–295.
- Агаджанян А.К.* Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 37–49.
- Александрова Л.П.* Грызуны антропогена европейской части СССР. Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 291. 98 с.
- Бреслав С.Л., Валуева М.Н., Величко А.А. и др.* Стратиграфическая схема четвертичных отложений Центральными районами Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 8–36.
- Вангенгейм Э.А., Векуа М.Л., Жегалло В.И. и др.* Положение таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкалах // Бюл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. 1991. № 60. С. 41–52.
- Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А.* Биометрическое датирование слонов линии *Archidiskodon–Mammuthus* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 83–89.
- Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона. Воронеж: изд-во Воронежского ун-та, 1985. 142 с.
- Громов В.И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. ГИН СССР. 1948. Вып. 64. 521 с.
- Гуслицер Б.И., Исайчев К.И.* Возраст роговской свиты Тимано-Уральской области по данным изучения ископаемых остатков копытных леммингов // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. 1983. № 52. С. 58–72.
- Додонов А.Е., Трубихин В.М., Чепальга А.Л. и др.* Климато-био-магнитостратиграфия плейстоцена северо-западного Причерноморья // Тез. докладов Всероссийского совещания “Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке”. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 23–24.
- Иосифова Ю.И., Красненков Р.В., Семенов В.В.* Короткая – опорный разрез эоплейстоцена Верхнего Дона // Стратиграфия и палеогеография Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 181–198.
- Казанцева Н.Е.* Палеогеографические условия обитания нижнеплейстоценовых фаун мелких млекопитающих бассейна Среднего Дона. Дис. ... канд. географ. наук. МГУ, геогр. фак. 1987. 252 с.

Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982. 186 с.

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

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.: ГИН АН СССР (ротапринт), 1991. С. 99–123.

Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. Воронеж: изд-во Воронежского ун-та, 1984. 212 с.

Певзнер М.А. Палеомагнитная характеристика отложений куяльника и его положение в магнитохронологической шкале // Бюл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. 1989. № 58. С. 117–124.

Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины. М.: изд-во МГУ, 1977. 198 с.

Рековец Л.И. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1994. 370 с.

Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 1. М.: Недра, 1982. 440 с.

Топачевский В.А. Насекомоядные и грызуны ногайской позднеплиоценовой фауны. Киев: Наукова думка, 1965. 163 с.

Ударцев В.П., Грибченко Ю.Н., Маркова А.К., Чепалыга А.Л. Новые данные о возрасте и южной границе распространения мичуринских ледниковых отложений в бассейне Дона // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 2. С. 424–427.

Agusti J., Moya-Sola S. y Pons-Moya J. La sucesión de Mamíferos en el Pleistoceno inferior de Europa: proposición de una nueva escala bioestratigráfica // Geología y Paleontología del Pleistoceno inferior de Venta Micena. Sabadell: Inst. Paleont. Dr. M. Crusafont, 1987. P. 287–295.

Feifar O., Heinrich W.-D. Murroid rodent biochronology of Neogene and Quaternary in Europe / Lindsay E.H. et al. (eds). Proc. NATO Advanced Research Workshop on European Neogene Mammal Chronology. Plenum, New York. 1990. P. 91–117.

Guérin C. Première biozonation du Pléistocène Européen, principal résultat biostratigraphique de l'étude des Rhinocerotidae (Mammalia. Perissodactyla) du Miocène terminal au Pléistocène supérieur d'Europe occidentale // Geobios. 1982. № 15. Fasc. 4. P. 593–598.

Mein P. Résultats du Groupe de Travail des Vertébrés. Report on Activity of the R. C. M. N. S. Working groups (1971–1975). Bratislava, 1975. P. 78–81.

Pevzner M., Tesakov A., Vangengeim E. The position of the Tizdar locality (Taman Peninsula, Russia) in the magneto-chronological scale // Paludicola. 1998. V. 2. № 1. P. 95–97.

Shackleton N.J. New data on the evolution of Pliocene climatic variability / Vrba E.S., Denton G.H. et al. (eds). Paleoclimate and evolution with emphasis on human origins. Yale University Press. 1995. P. 242–248.

Tesakov A.S. Evolution of small mammal communities from the south of Eastern Europe near the Plio-Pleistocene boundary // Acta zool. cracov. Cracow. 1995. V. 38. № 1. P. 121–127.

Tesakov A.S. Early stages of *Allophaiomys* evolution in eastern Europe // Paludicola. 1998. V. 2. № 1. P. 98–105.

Рецензенты А.К. Агаджанян, М.Н. Алексеев

УДК 550.93:553.86(571.66)

ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ В ПЕСЧАНИКАХ ЛЕСНОВСКОЙ СЕРИИ (СЕВЕРНАЯ КАМЧАТКА) ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ

© 2001 г. А. В. Соловьев*, Дж. И. Гарвер**, М. Н. Шапиро***

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

** *Геологическое отделение, Юнион Колледж, Скенектади, США*

*** *Объединенный институт физики Земли РАН, 123810 Москва, Большая Грузинская ул., 10, Россия*

Поступила в редакцию 16.04.99 г.

Флишоидные отложения лесновской серии, обнажающиеся в пределах северной Камчатки, почти не содержат определяемых органических остатков. На основании геологических сопоставлений ее возраст считается позднемеловым. Детритовые цирконы, выделенные из девяти образцов песчаников лесновской серии, были датированы трековым методом. Наиболее молодая популяция бесцветных идиоморфных кристаллов циркона, не испытавших вторичного отжига, распределена в интервале от 43.7 ± 3.4 до 58.1 ± 4.2 млн. лет. Морфологические особенности цирконов позволяют связывать их формирование с вулканической деятельностью, синхронной осадконакоплению флиша лесновской серии. Источником молодых цирконов могли быть также близповерхностные интрузии и блоки более древних пород, выведенные в результате быстрой эксгумации на поверхность с глубин, где температура превышала блокирующую. Возраст наиболее молодой популяции цирконов может быть интерпретирован как возраст седиментации лесновской серии, которая, согласно нашим данным, продолжалась до середины среднего эоцена.

Ключевые слова. Трековое датирование, детритовая термохронология, циркон, лесновская серия, Северная Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Датирование флишоидных отложений борельных провинций, почти не содержащих определяемых органических остатков, является большой проблемой геохронологии и стратиграфии. Однако в последнее десятилетие в западной литературе появились работы, решающие эту проблему при помощи методики детритовой термохронологии, основанной на трековом датировании зерен циркона и апатита из осадочных пород. Было показано, что эта методика позволяет определять возраст осадконакопления толщ, датирование которых палеонтологическими методами проблематично.

В нашем исследовании методика детритовой термохронологии применена для определения возраста осадконакопления флишоидной лесновской серии, слагающей ядро Лесновского поднятия в пределах Северной Камчатки.

ЛЕСНОВСКАЯ СЕРИЯ: КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ

Лесновская серия распространена на западных склонах Среднего хребта на перешейке Камчатки (рис. 1) и сложена песчано-глинистым флишем, сформированным вдоль континентального

склона Евразии и образующим интенсивно дислоцированный автохтон Лесновского надвига, тектонически перекрытый кремнисто-вулканогенной и рунейской свитой, связанной с Олюторской островной дугой (сантон–маастрихт, возможно, даний) (Геологическая карта..., 1989; Шанцер и др., 1985; Федорчук, Извеков, 1992). В отложениях лесновской серии непосредственно под Лесновским надвигом встречаются экзотические глыбы кремнисто-вулканогенного состава, содержащие бедные комплексы кампан-маастрихтских радиолярий (Шапиро, Федоров, 1985). Природа глыб дискуссионна.

Значительная деформированность при однообразном составе и отсутствии макрофауны не позволяет составить разрез серии, и представления о ее возрасте базируются, главным образом, на датировках, полученных в отдельных точках и на сопоставлениях с литологически близкими толщами других частей региона, занимающими близкое структурное положение. В частности, есть указания на находки сантон-кампанских иноцерамов и маастрихт-датских комплексов бентосных агглютинированных фораминифер (Геологическая карта..., 1989). А.В. Федорчук, И.Н. Извеков (1992) сообщают о единичных находках позднемелового и эоценового нанопланктона в

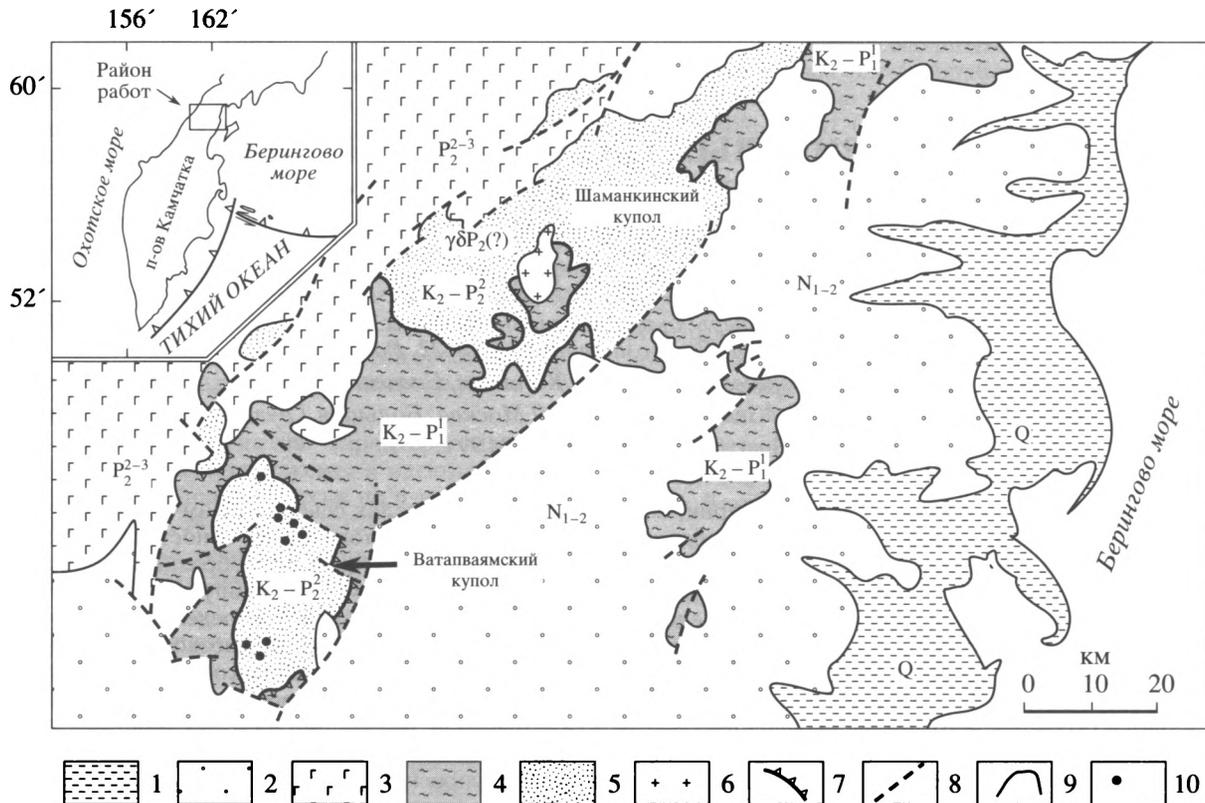


Рис. 1. Геологическое строение перешейка Камчатки. Упрощенная схема (Геологическая карта..., 1989) с изменениями авторов.

1 – четвертичные отложения; 2 – Центрально-Камчатский вулканический пояс (N_{1-2}); 3 – Западно-Камчатский вулканический пояс (P_2^{2-3}); 4, 5 – выходы верхнемеловых–палеогеновых комплексов: 4 – ирунейская свита ($K_2-P_1^1$), 5 – лесновская серия ($K_2-P_2^2$); 6 – Шаманкинский массив среднеэоценовых гранитов; 7 – Лесновский надвиг; 8 – прочие разрывы; 9 – стратиграфические контакты; 10 – места отбора проб песчаников.

аргиллитах лесновской серии. Лесновская серия сопоставляется с верхней частью меловой омгонской серии на западном побережье Камчатки (Геологическая карта..., 1989), с хозгонской свитой южной части Срединного хребта, содержащей кампанских радиоларий (Шапиро и др., 1986), и с укэлятским флишем южной части Корякского нагорья, относящимся к верхнему мелу, палеоцену и нижней части эоцена (Ермаков, Супруненко, 1975; Богданов и др., 1987; Garver et al., 1998; Соловьев и др., 1998). На существующих геологических картах лесновская серия отнесена к верхнему мелу.

Верхний возрастной предел лесновской серии определяется возрастом неоавтохтона, представленного несогласно залегающими континентальными эффузивами кинкильской свиты, которая по K/Ag датировкам (37–47 млн. лет) относится к среднему эоцену (Гладенков и др., 1991). Конгломераты позднеэоценового возраста в верховьях р. Шаманки состоят в значительной степени из обломков гранитов, прорывающих лесновскую

серию, ирунейскую свиту и разделяющий их надвиг (Шанцер и др. 1985).

Данные о возрасте лесновской серии достаточно противоречивы, но очень важны для анализа истории региона. В связи с этим, нами были датированы детритовые цирконы из песчаников лесновской серии.

ПРИНЦИПЫ ДЕТРИТОВОЙ ТЕРМОХРОНОЛОГИИ

В начале 60-х годов американскими исследователями был предложен новый метод определения возраста минералов, основанный на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана (^{238}U), накапливающихся в минерале в ходе геологической истории (Price, Walker, 1963; Fleischer, Price, Walker, 1975). В переводе на русский язык метод получил название – датирование по трекам осколков деления урана (Шуколюков и др., 1965). В нашей статье мы будем использовать термин “трековое датирование”.

Накопление треков в минерале с течением времени – процесс, аналогичный накоплению радиогенных изотопов в результате радиоактивного распада. Отжиг (исчезновение) треков в большинстве минералов происходит при температуре более 300°C, то есть треки накапливаются и сохраняются в кристаллах только после того, как порода остыла ниже определенной температуры, называемой “температурой закрытия”. Температура закрытия различна для разных минералов, что позволяет применять трековое датирование для изучения термальных событий, связанных с процессами орогенеза и вулканизма в геодинамически активных областях Земли. Наиболее часто для решения геологических задач используется трековое датирование циркона и апатита (Wagner, Van den Haute, 1992).

В нашем исследовании мы использовали методику детритовой термохронологии, которая позволяет оценивать время остывания пород в источниках сноса на основании изучения трековых возрастов детритовых минералов из осадочных разрезов (Hurford et al., 1984; Baldwin et al., 1986; Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, 1994; Carter et al., 1995). Остывание пород в источниках сноса может быть связано с различными геологическими процессами, такими как эгсумация пород с глубинных уровней, вулканическая активность, также возможно переотложение ранее сформированных разрезов. В перечисленных выше исследованиях определялся трековый возраст отдельных зерен детритовых цирконов, затем выделялись популяции (Galbraith, Green, 1990; Brandon, 1992; Brandon, 1996), поступившие в бассейн из разных источников и имеющие разный возраст. Было показано, что трековый возраст детритовых цирконов, не испытавших вторичного отжига, может быть использован для определения возраста накопления терригенных толщ. Возраст наиболее молодой популяции зерен циркона близок к возрасту осадконакопления отложений, если во время седиментации в непосредственной близости имела место синхронная вулканическая активность (Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, 1994). В частности, возраст наиболее молодой популяции цирконов определяет нижний предел времени окончания осадконакопления, являющийся весьма важным для рассмотрения истории накопления лесновской серии и геодинамики Камчатки на рубеже мезозоя и кайнозоя.

ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ

В ПЕСЧАНИКАХ ЛЕСНОВСКОЙ СЕРИИ

Нами было отобрано девять образцов песчаников (4–8 кг каждый) лесновской серии в пределах Ватапваймского купола: три образца в юго-западной части (район горы Гечанана) и шесть образцов в северо-восточной (северный борт ре-

ки Левая Лесная) (рис. 1). Цирконы были выделены из песчаников в лаборатории аксессуарных минералов Института литосферы РАН. Определение возрастов цирконов проведено в лаборатории трекового датирования Юнион Колледжа (Скенектади, штат Нью-Йорк, США). При датировании использовался метод внешнего детектора (Hurford, Carter, 1991). Особенности технической подготовки образцов к датированию указаны в подписях к таблице 2.

Из каждого образца было датировано от 45 до 90 зерен циркона (табл. 2). В качестве примера приводятся данные подсчета и результаты вычисления возраста для отдельных зерен циркона из образца L10 (табл. 1). Для вычисления возраста зерен циркона использована программа М.Т. Брэндона (Йельский университет, США) – Zetaage 4.7. Программа доступна для любого анонимного пользователя по <http://love.geology.yale.edu/~brandon>.

Возраст отдельных зерен цирконов во всех опробованных образцах распределен в достаточно широких пределах (например, обр. L10 – табл. 1, рис. 2б), это позволяет предполагать, что в бассейне осадконакопления поступали цирконы из разных источников сноса, и мы имеем дело с несколькими разновозрастными популяциями. Для разделения популяций использовался метод, изложенный в работах (Galbraith, Green, 1990; Brandon, 1992; Brandon, 1996), основные принципы которого состоят в следующем. Предполагается, что наблюдаемая выборка (возрасты отдельных зерен) содержит несколько популяций разновозрастных цирконов (это допущение правомерно, так как в образцах содержатся цирконы разной морфологии), причем в каждой популяции возраст цирконов распределен по единому модельному закону. В нашем исследовании использовано биномиальное приближение. Оценка параметров модели и, в частности, положение пиков распределений для отдельных популяций, производится методом максимума правдоподобий. Число популяций выбирается согласно критерию минимизации ошибок оцениваемых параметров (критерий χ^2 для ошибок оцениваемых параметров). В нашем исследовании для разделения разновозрастных популяций была использована программа Vinomfit 1.8, созданная М.Т. Брэндоном (Йельский университет, США) с использованием алгоритма (Galbraith, 1988). Программа доступна для любого анонимного пользователя по <http://love.geology.yale.edu/~brandon>.

Результаты разделения популяций зерен циркона из 9 образцов приведены в таблице 2 (рис. 2а, 2б, 2в). В двух образцах (L1, L13) выделено две популяции, в остальных – три. Данное количество популяций (пиков на рис. 2а, 2б, 2в) позволяет наилучшим образом минимизировать ошибки оцениваемых параметров, т.е. меньшее или большее

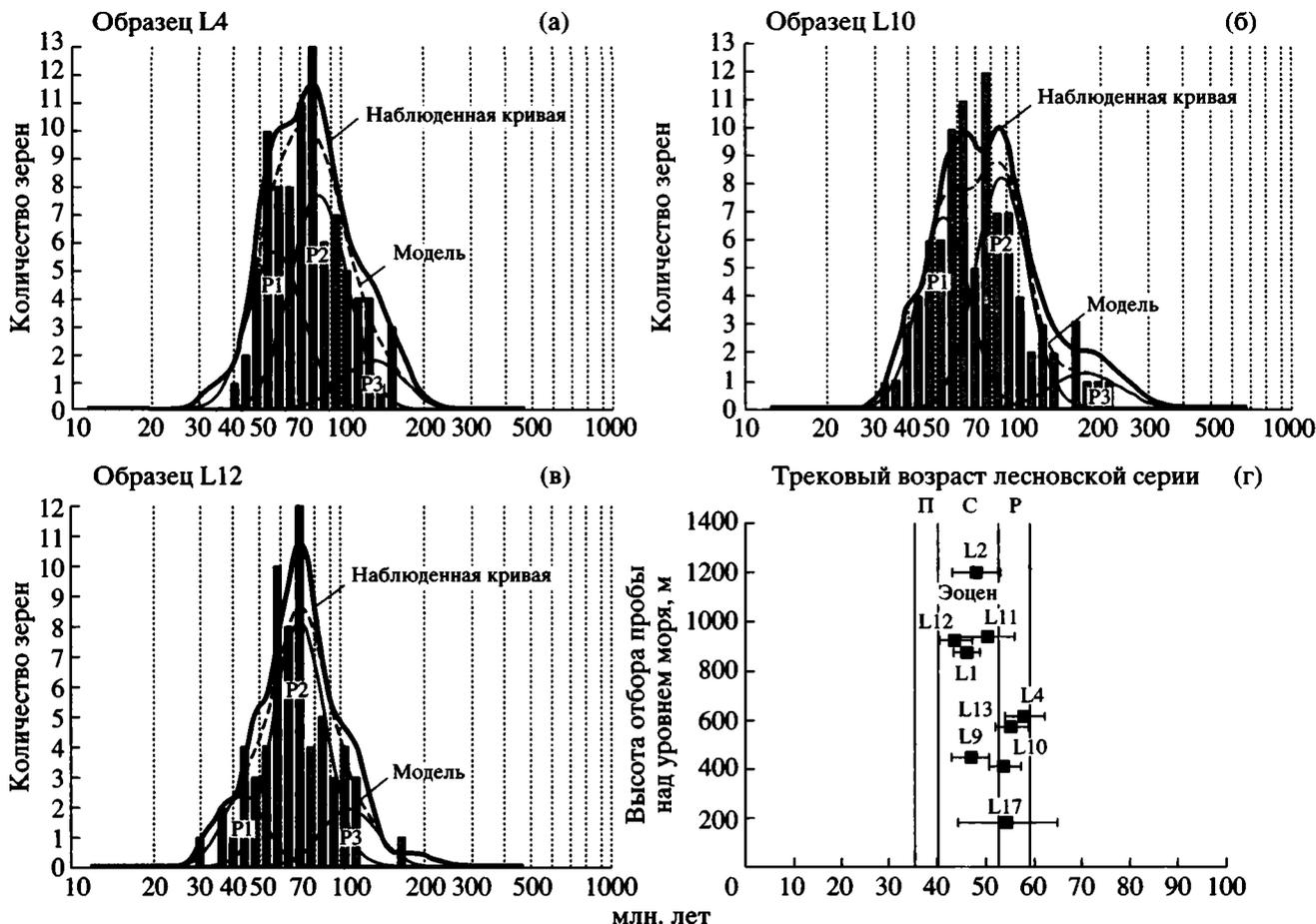


Рис. 2. а, б, в – графики распределения трековых возрастов зерен циркона из некоторых образцов песчаников лесновской серии. Модель, рассчитанная программой *Vimom-it 1.8* (Brandon, 1996). P1, P2, P3 – пики разновозрастных популяций (см. табл. 1), выделенные программой *Vimom-it 1.8* (Brandon, 1996); г – возрасты молодой популяции циркона в образцах из лесновской серии (ошибка определения возраста соответствует $\pm 1\sigma$) и высота отбора пробы над уровнем моря. Трековый возраст молодой популяции циркона интерпретируется как возраст осадконакопления лесновской серии (см. текст). Эоцен: P – ранний, С – средний, П – поздний. L1, L2 и т.д. – номера образцов из таблицы 2.

количество “пиков”, используемое при расчетах значительно ухудшает результат. Отметим, что “ширина” пиков (W), отражающая относительное стандартное отклонение, изменяется в пределах от 19 до 29%, что доказывает значимость результатов (Brandon, 1996).

Таким образом, при анализе распределения трековых возрастов по 9 образцам выделяются три разновозрастные популяции циркона P1 – 44–58 млн. лет, P2 – 71–93 млн. лет и P3 – 104–176 млн. лет (табл. 2).

Так как возраст единичных зерен циркона для каждого образца распределен в достаточно широком спектре (рис. 2а, 2б, 2в), это позволяет утверждать, что после попадания в бассейн цирконы не нагревались выше температуры закрытия трековой системы (приблизительно 215–240°) (Brandon, Vance, 1992), а значит, они отражают возраст остывания пород в источниках сноса.

Датированные зерна наиболее молодой популяции цирконов в основной своей массе являются бесцветными идиоморфными кристаллами. Эта морфологическая особенность позволяет предполагать, что цирконы формировались в результате вулканической деятельности, синхронной осадконакоплению флиша лесновской серии и попали в бассейн достаточно быстро после образования. Возраст наиболее молодой популяции цирконов может быть интерпретирован как возраст седиментации лесновской серии, которая в этом случае продолжалась с конца палеоцена до середины среднего эоцена (43.7 ± 3.4 – 58.1 ± 4.2 млн. лет) (рис. 2г).

Морфология цирконов более древних популяций разнообразна, преобладают обломки кристаллов со сглаженными формами, реже встречаются окатанные зерна и идиоморфные кристаллы. Цирконы этих популяций (P2, P3 – табл. 2) связаны, по-видимому, с другими источниками

Таблица 1. Данные подсчета треков в зернах циркона из образца L10-L10a – первая пластинка, время травления 15 часов (см. примечания к таблице 2)

№ зерна	ρ_s	Ns	ρ_i	Ni	Площадь	U \pm 2se		Возраст зерна	Возраст* \pm 95%
1	5.44	45	4.48	37	12	133	44	75.2	47.5–119.7
2	6.00	62	4.26	44	15	127	39	87.0	58.1–131.4
3	4.90	54	6.17	68	16	184	46	49.3	33.7–71.7
4	5.42	56	5.71	59	15	170	45	58.8	39.9–86.5
5	5.81	44	5.15	39	11	153	50	69.8	44.2–110.5
6	9.51	59	9.51	59	9	284	76	61.9	42.3–90.7
7	5.66	78	8.71	120	20	260	50	40.2	30.0–53.8
8	4.84	40	4.48	37	12	133	44	66.9	41.6–107.7
9	4.72	39	4.84	40	12	144	46	60.4	37.8–96.5
10	11.6	64	17.8	98	8	530	111	40.6	29.0–56.4
11	7.50	62	7.14	59	12	213	57	65.1	44.7–94.8
12	7.74	48	4.52	28	9	135	51	105.6	65.0–174.9
13	8.22	34	7.26	30	6	216	79	70.1	41.6–118.7
14	4.45	46	3.58	37	15	107	35	76.9	48.7–122.0
15	10.7	118	6.44	71	16	192	47	102.5	75.5–140.2
16	5.56	69	8.87	110	18	265	53	39.0	28.2–53.3
17	10.1	104	6.58	68	15	196	49	94.4	68.7–130.6
18	6.05	50	4.23	35	12	126	43	88.2	56.1–140.2
19	4.96	41	3.14	26	12	94	37	97.2	58.1–165.6
20	11.4	94	7.62	63	12	227	59	92.1	66.1–129.3
21	6.17	51	6.17	51	12	184	52	61.9	41.1–93.4
22	10.1	111	6.89	76	16	206	49	90.2	66.5–122.9
23	9.92	82	12.9	107	12	386	78	47.6	35.0–64.3
24	9.19	95	7.06	73	15	211	51	80.5	58.5–111.1
25	6.33	109	7.14	123	25	213	40	54.7	41.9–71.4
26	8.03	166	7.50	155	30	224	38	66.1	52.5–83.1
27	6.53	72	5.26	58	16	157	42	76.8	53.4–110.8
28	5.97	37	3.87	24	9	115	47	95.0	55.4–166.1
29	4.11	34	2.18	18	12	65	30	116.0	64.0–218.1
30	6.99	53	6.73	51	11	201	57	64.4	42.9–96.7
31	11.5	95	10.4	86	12	310	69	68.4	50.3–93.0
32	7.35	76	5.32	55	15	159	44	85.4	59.4–123.4
33	4.06	28	1.74	12	10	52	30	142.5	70.9–306.9
34	8.42	58	4.93	34	10	147	51	105.1	67.7–165.8
35	6.41	53	3.75	31	12	112	40	105.3	66.4–169.9
36	5.17	57	3.99	44	16	119	36	80.1	53.0–121.7
37	8.39	52	4.84	30	9	144	53	106.7	66.9–173.5
38	5.20	43	9.31	77	12	278	65	34.7	23.2–51.2
39	11.7	97	7.86	65	12	235	60	92.1	66.4–128.6
40	4.23	35	6.05	50	12	180	52	43.5	27.3–68.4
41	10.2	84	7.26	60	12	216	57	86.5	61.2–123.0
42	8.89	98	6.44	71	16	192	47	85.3	62.0–117.9
43	4.66	61	4.05	53	19	121	34	71.2	48.3–105.2
44	7.18	89	6.21	77	18	185	43	71.5	51.9–98.7
45	6.82	47	1.60	11	10	48	28	257.7	134.1–546.2

Примечание. ρ_d – плотность треков во внешнем детекторе (низкоурановная слюда) (треки/см² \times 10⁵) – 4.08 \pm 2.98.

Таблица 1. Окончание

№ зерна	ρ_s	Ns	ρ_i	Ni	Площадь	U \pm 2se		Возраст зерна	Возраст* \pm 95%
46	7.40	51	6.82	47	10	201	60	67.9	44.6–103.3
47	4.30	74	3.25	56	25	96	26	82.5	57.4–119.3
48	4.60	38	3.39	28	12	100	38	84.6	50.6–143.3
49	11.8	73	3.06	19	9	91	41	235.6	142.1–411.9
50	6.29	52	4.84	40	12	143	46	81.1	52.6–126.0
51	6.82	94	4.43	61	20	131	34	96.1	68.7–135.3
52	10.5	87	3.39	28	12	100	38	191.7	124.5–304.6
53	5.01	69	2.54	35	20	75	26	122.5	80.5–189.9
54	6.53	54	2.66	22	12	79	33	151.8	91.4–261.6
55	4.19	26	3.39	21	9	100	44	77.3	41.8–144.3
56	6.35	70	7.89	87	16	233	52	50.4	36.1–70.1
57	7.98	66	5.81	48	12	171	50	85.8	58.2–127.5
58	5.13	53	8.03	83	15	237	54	40.1	27.7–57.4
59	3.82	79	4.11	85	30	121	27	58.2	42.1–80.3
60	7.74	80	4.45	46	15	131	39	108.3	74.3–159.5
61	6.53	54	5.81	48	12	171	50	70.3	46.7–106.2
62	6.41	53	6.89	57	12	204	55	58.2	39.1–86.4
63	4.16	43	4.35	45	15	129	39	59.8	38.3–93.1
64	5.94	86	2.63	38	21	78	25	140.4	94.9–211.8
65	3.41	61	2.62	47	26	77	23	81.0	54.4–121.5
66	4.87	47	5.08	49	14	150	44	60.0	39.2–91.6
67	6.53	54	3.99	33	12	118	41	101.9	64.9–162.4
68	4.23	35	5.81	48	12	171	50	45.7	28.6–72.3
69	5.32	55	2.52	26	15	74	29	131.2	81.1–218.0
70	5.52	76	5.66	78	20	167	39	61.0	43.7–85.0
71	1.52	84	1.74	96	80	51	11	54.8	40.2–74.5
72	6.00	62	7.16	74	15	212	51	52.5	36.7–74.8
73	5.22	36	5.81	40	10	171	55	56.4	34.8–90.8
74	6.89	57	8.35	69	12	247	61	51.8	35.6–74.8
75	5.13	53	6.19	64	15	183	47	51.9	35.2–76.1
76	5.00	31	4.84	30	9	143	52	64.6	37.8–110.6
77	5.81	48	1.69	14	12	50	26	210.3	115.4–411.1
78	4.60	38	6.05	50	12	179	51	47.7	30.3–74.2
79	7.84	81	5.71	59	15	169	45	85.7	60.3–122.3
80	4.96	41	4.35	36	12	129	43	71.2	44.3–114.8
81	5.64	70	6.21	77	18	183	43	56.9	40.4–80.0
82	3.54	39	4.63	51	16	137	39	48.0	30.7–74.3
83	4.43	61	2.54	35	20	75	26	108.4	70.5–169.6
84	5.81	48	6.05	50	12	179	51	60.1	39.5–91.3
85	3.87	32	4.11	34	12	121	42	58.9	35.1–98.5
86	7.18	99	3.77	52	20	111	31	118.4	83.7–169.5
87	4.17	23	2.54	14	8	75	40	102.0	50.6–214.1
88	6.24	43	2.18	15	10	64	33	176.5	97.1–341.1
89	6.53	54	2.54	21	12	75	33	158.9	95.0–276.7
90	3.43	71	1.11	23	30	33	14	190.3	118.2–318.7

Примечание. ρ_d – плотность треков во внешнем детекторе (низкоурановная слюда) (треки/см⁻² × 10⁵) – 4.12 ± 2.97; содержание урана в стекле-дозиметре (CN-5) – 12.17 г/т; Z-фактор – 305.1 ± 6.91; единица площади – 6.89 (см⁻² × 10⁻⁷); ρ_s – плотность треков спонтанного деления ²³⁸U (Ns/см⁻² × 10⁶), Ns – количество подсчитанных треков спонтанного деления, ρ_i – плотность треков индуцированного деления ²³⁸U (Ni/см⁻² × 10⁶), Ni – количество подсчитанных треков индуцированного деления, U – содержание урана (г/т), $\pm se$ – средняя ошибка определения содержания урана; возраст* – интервал определения возраста \pm 95%.

Таблица 2. Трековые возрасты детритовых цирконов из отложений лесновской серии (Северная Камчатка)

№ образца	Количество датированных зерен	Возраст популяций (BinomFit v.1.8 – Brandon, 1996)		
		P1	P2	P3
L1	45	46.0 ± 2.7		107.3 ± 7.0
		Nf = 22.1		Nf = 22.9
		W = 22%		W = 25%
L2	90	48.1 ± 5.0	78.1 ± 5.8	116.0 ± 8.6
		Nf = 6.1	Nf = 47.4	Nf = 36.6
		W = 19%	W = 22%	W = 23%
L4	90	58.1 ± 4.2	83.3 ± 6.3	130.5 ± 14.9
		Nf = 32.6	Nf = 46.1	Nf = 11.4
		W = 23%	W = 24%	W = 24%
L9	90	47.0 ± 3.8	70.8 ± 5.7	104.0 ± 11.9
		Nf = 16.9	Nf = 50.4	Nf = 22.7
		W = 19%	W = 21%	W = 25%
L10	90	53.9 ± 3.4	87.5 ± 6.2	176.5 ± 23.8
		Nf = 35.7	Nf = 45.3	Nf = 9.0
		W = 21%	W = 22%	W = 29%
L11	90	50.4 ± 5.6	70.6 ± 6.6	109.7 ± 25.0
		Nf = 17.9	Nf = 58.7	Nf = 13.4
		W = 22%	W = 24%	W = 26%
L12	67	43.7 ± 3.4	70.6 ± 4.4	107.0 ± 12.2
		Nf = 11.3	Nf = 44.6	Nf = 11.1
		W = 19%	W = 22%	W = 23%
L13	89	55.5 ± 3.5	93.0 ± 4.8	
		Nf = 30.4	Nf = 58.6	
		W = 21%	W = 23%	
L17	90	54.5 ± 10.4	84.6 ± 6.5	134.6 ± 18.9
		Nf = 4.0	Nf = 58.9	Nf = 27.0
		W = 20%	W = 20%	W = 24%

Примечание. Nf – количество зерен, статистически отнесенных к данной популяции. W – относительное стандартное отклонение пика (характеристика “ширины” пика, выраженное в процентах) (Brandon, 1996). Ошибка определения возраста соответствует $\pm 1\sigma$, стандартному отклонению среднего положения пика, вычисленного для Nf зерен. Цирконы датированы с использованием метода внешнего детектора (Hurford, Carter, 1991). Зерна циркона были впрессованы в пластинки FEP Teflon^{MT} размером $2 \times 2 \text{ см}^2$. Для каждого образца готовилось две пластинки. Пластинки обдирались на абразивном круге и затем полировались с использованием алмазных паст (9 мкм и 1 мкм), и пасты Al_2O_3 0.3 мкм на конечной стадии. Химическое травление пластинок производилось составом NaOH–KOH при температуре 228°C в течение 15 часов (первая пластинка) и 30 часов (вторая пластинка). После травления пластинки были накрыты детектором (слюда с низким содержанием урана) и облучены в потоке тепловых нейтронов порядка 2×10^{15} нейтрон/см² (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты для циркона (Fish Canyon Tuff-FCT) и (Buluk Tuff-BL) и стекло-дозиметр, с известным содержанием урана (CN-5) (Hurford, 1998). При подсчете треков использовался микроскоп Olympus BH-P с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1256, сухой метод. Z-фактор, вычисленный по 10 возрастным стандартам (6 образцов – FCT, 4 образца – BL) равнялся $305.01 = 6.91$ (Hurford, 1998).

сноса и отражают возраст остывания пород в этих источниках в результате разных геологических процессов (Garver et al., в печати). Такими источниками могли быть породы Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса, а также комплексы разновозрастных террейнов, на которых он заложился. Важно заметить, что древние

зерна циркона (>500 млн. лет) и зерна с высоким содержанием урана (>500 ppm) обычно имеют очень высокую плотность спонтанных треков, что делает невозможным датирование таких зерен. Кроме того, метамиктовые цирконы, обычно докембрийского возраста, растворяются при длительном химическом травлении, которое бы-

Таблица 3. Состав песчаников лесновской серии

№ образца	Qm	Qp	Qq	P	F	K	Lvl	Lvm	Lvf	Lvv	Lm	Lssh	Lsa	Lss	Lsch	Lst	Lso	Op	nOp	U	T	Mtx	Aut	Возраст*
L12	62	21	9	55	16	1	9	18	27	19	2	4	23	7	4	7	9	—	1	6	300	89	9	43.7 ± 3.4
L1	63	12	4	68	22	1	8	22	25	22	6	5	20	5	2	6	—	3	1	5	300	116	17	46.0 ± 2.7
L9	62	12	3	62	24	1	3	9	29	16	2	2	35	15	9	4	1	—	—	11	300	119	27	47.0 ± 3.8
L2	75	16	14	52	7	—	2	14	27	8	7	8	34	4	10	5	2	2	2	11	300	83	8	48.1 ± 5.0
L11	64	17	3	72	6	1	6	18	30	15	3	4	30	8	7	7	1	1	—	7	300	89	22	50.4 ± 5.6
L10	66	19	3	65	18	—	4	23	24	13	2	1	32	6	7	9	—	2	—	6	300	102	14	53.9 ± 3.4
L17	83	11	3	75	14	—	4	14	18	44	2	1	9	3	3	5	3	1	2	5	300	97	3	54.5 ± 10.4
L13	66	17	4	58	10	—	10	28	14	39	6	—	16	1	9	10	3	—	—	9	300	96	7	55.5 ± 3.5
L4	75	15	3	63	4	—	12	16	25	33	5	4	18	4	4	9	—	—	—	10	300	132	36	58.1 ± 4.2

Примечание. Обозначения для главных детритовых компонент лесновских песчаников: Qm – монокристаллический кварц; Qp – поликристаллический кварц; Qq – кварцит; P – плагиоклаз (прокрашенный, Са-содержащий); F – альбит (непрокрашенный, Na-содержащий); K – калишпат; Lvl – вулканит с лейстовой структурой; Lvm – вулканит с микролитовой структурой; Lvf – вулканит с фельзитовой структурой; Lvv – раскристаллизованное стекло; Lm – метаморфит; Lssh – глинистый сланец; Lsa – аргиллит, алевропелит; Lss – алевролит, песчаник; Lsch – кремений; Lst – тонкозернистая туфогенно-осадочная порода; Lso – другие осадочные породы, в т.ч. биокласты; Op – рудный минерал; nOp – цветной минерал (слюда, амфибол, пироксен и др.); U – неопределимое зерно; T – общее число точек на зернах; Mtx – матрикс (включая цемент); Aut – вторичные минералы, замещающие зерна.

* Возраст наиболее молодой популяции цирконов, интерпретируемый как возраст осадконакопления лесновской серии.

ло применено нами (см. примечание к табл. 2). Таким образом, мы не имеем информации о раннепалеозойских и докембрийских цирконах из отложений лесновской серии, хотя они определенно присутствуют в породах.

СОСТАВ ПЕСЧАНИКОВ ЛЕСНОВСКОЙ СЕРИИ

Состав лесновских песчаников изучался ранее (Шапиро и др., 1993), но в связи с тем, что знание состава пород важно для понимания природы источников сноса, нами был изучен состав именно тех образцов, из которых был получен возраст детритовых цирконов (табл. 3).

Все опробованные песчаники очень однородны по составу (табл. 3) и по классификации Ф.Дж. Петтиджона с соавторами (1976) являются типичными граувакками, содержащими от 23 до 35% тонкозернистого матрикса. Зерна состоят из обломков пород (36–47%), кварца (27–33%) и полевых шпатов (21–31%). Средний состав опробованных песчаников (Q30F26L44 – рис. 3а) соответствует литовым грауваккам (Петтиджон и др., 1976) или полевошпат-кварцевым грауваккам (Шутов и др., 1972). Среди полевых шпатов резко преобладают плагиоклазы в виде монокристаллов, встречающиеся сростки составляют лишь 15–35% от общего числа полевых шпатов. Чисто щелочных плагиоклазов (альбитов), – 5–30% от всех полевых шпатов. Встречаются единичные сростки плагиоклазов с кварцем. Кварц преимущественно монокристаллический с ярко выражен-

ным волнистым угасанием и многочисленными пылеватыми включениями. Чистые, ненапряженные зерна достаточно редки. Поликристаллические зерна составляют 15–30% всего кварца. Очень редки зерна рудных и цветных минералов. Последние представлены преимущественно мелкими чешуйками белой и коричневой слюды, очень редко амфиболом. Встречается циркон в виде крупных оглаженных зерен.

Среди литических обломков эффузивы, в том числе раскристаллизованное стекло, как правило, несколько преобладают над обломками осадочных пород (рис. 3б). Среди хорошо раскристаллизованных эффузивов доминируют породы с фельзитовой и микролитовой структурой. В виде мелких вкрапленников в эффузивах зафиксирован только полевой шпат. Осадочные породы представлены в основном аргиллитами, алевропелитами, кремнисто-глинистыми, возможно, первично туфогенными породами (таблица 3). В единичных зернах встречены кремни, песчаники, углистые аргиллиты, глинистые сланцы, алевролиты и растительный детрит. Метаморфические породы представлены филлитами, зелеными сланцами, слюдястыми сланцами, слюдястыми кварцитами и встречаются в виде постоянной, но незначительной примеси (табл. 3, рис. 3б).

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Трековые возрасты единичных зерен циркона из отложений лесновской серии распределены в широком диапазоне от 44 до 176 млн. лет. Этот

факт позволяет утверждать, что после своего образования отложения лесновской серии не нагревались выше температуры закрытия трекковой системы в цирконе ($215\text{--}240^\circ\text{C}$). Таким образом, возраст верхних горизонтов лесновской серии, вмещающих цирконы среднеэоценового возраста (43.7 ± 3.4 млн. лет), не может быть древнее среднего эоцена. Это существенно меняет наши представления о возрасте лесновской серии, интервал осадконакопления которой должен быть расширен до первой половины среднего эоцена. Подчеркнем, что эти данные не вступают в противоречие ни с какими другими прямыми данными о возрастелесновской серии. Более того, они делают еще более убедительными сопоставления лесновской серии с укэлятским флишем, эоценовый возраст верхов которого также подтвержден трекковым методом (Garver et al., 1998; Соловьев и др., 1998).

Некоторые следствия, связанные с появлением новых данных, требуют краткого обсуждения. Временной интервал между возрастом наиболее молодой популяции цирконов и осадконакоплением может достигать нескольких миллионов лет, в течение которых происходит перенос цирконов от источников сноса до бассейна (Brandon, Vance, 1992; Garver et al., 1999). Однако в нашем конкретном случае разница между возрастными молодыми цирконов (около 45 млн. лет) и осадконакоплением не может быть значительной, так как отложения лесновской серий несогласно перекрываются вулканитами кинкильской свиты, возраст нижних горизонтов которой оценен K/Ar методом как 46.5 ± 0.8 млн. лет (наиболее древняя датировка пород кинкильской свиты (Гладенков и др., 1991)). Таким образом, трекковый возраст молодых цирконов в пределах ошибки измерения (в данном случае, 3–4 млн. лет) совпадает с возрастом осадконакопления. Такие случаи известны в других регионах, где молодая популяция цирконов связана с вулканизмом, синхронном осадконакоплению во флишевом прогибе (Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, 1994). В нашем случае это предположение подтверждается морфологией зерен циркона. Датированные зерна наиболее молодой популяции цирконов в основной своей массе являются бесцветными идиоморфными кристаллами, что типично для цирконов вулканического происхождения, не испытывавших значительного переноса и попавших в бассейн через незначительный интервал времени после своего остывания. Морфология цирконов более древних популяций более разнообразна: преобладают обломки со сглаженными формами, реже встречаются окатанные зерна и идиоморфные кристаллы. Возрасты молодой популяции циркона из разных образцов ($43.7 \pm 3.4\text{--}58.1 \pm 4.2$ млн. лет) отражают стратиграфический диапазон опробованного интервала и, вероятно, длительность синхронного вулканизма.

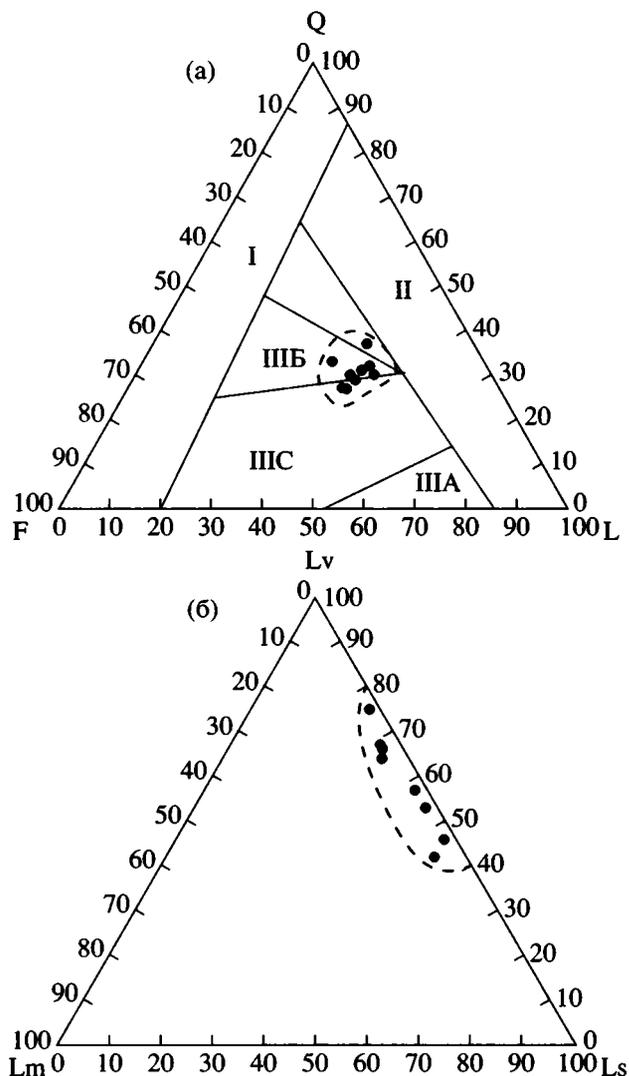


Рис. 3. а – Диаграмма отношений главных составляющих песчаников лесновской серии (FQL). Q – кварц (без кремнистых пород и кварцитов), F – полевоый шпат, L – фрагменты пород. Поля на диаграмме соответствуют следующим областям сноса (Dickinson et al., 1979): I – континентальные массивы; II – орогены; III – магматические дуги: А – слабоэродированные (нерасчлененные), Б – глубокоэродированные (расчлененные), С – промежуточные. Пунктирной линией показано поле составов лесновских песчаников; б – диаграмма отношений фрагментов пород различного генезиса в песчаниках лесновской серии (Lm–Lv–Ls). Lm – фрагменты метаморфических пород, Lv – фрагменты вулканогенных пород, Ls – фрагменты осадочных пород. Пунктирной линией показано поле составов лесновских песчаников.

На западном побережье Камчатки известны вулканиты палеоцен-эоценового возраста (Гладенков и др., 1997), с которыми можно связать появление молодых цирконов в отложениях лесновской серии. В современной структуре вулканиты этого возраста обнажаются на мысе Утхолокский и на мысе Хайрюзова.

В отложениях лесновской серии были описаны маломощные пласты мелкообломочных туфов, а также в некоторых разрезах лесновской серии отмечены песчаники с заметным количеством пироксена и амфибола и с преобладанием в обломках эффузивных пород (Гречин, 1979). Среди отложений Узкелятского прогиба, сопоставляемых с отложениями лесновской серии, описывались линзовидные пачки туфогенных песчаников и туфов (Ермаков, Супруненко, 1975), а также среди разных по составу песчаников выделялись вулканические (Ермаков, Супруненко, 1975; Казимиров и др., 1987). Но следует подчеркнуть, что в шлифах песчаников лесновской серии, опробованных нами, не обнаружено признаков свежего туфогенного материала. Обломки с морфологией, характерной для пепловых частиц, и обломки с пемзовыми текстурами в лесновских песчаниках не наблюдаются. Зерна кварца с габитусом, типичным для вкрапленников в кислых эффузивах, практически отсутствуют. Не встречается зональный плагиоклаз. Пироксены, амфиболы и титаномагнетиты образуют лишь малую часть тяжелой фракции (Шапиро и др., 1993). Отметим, что опробованию подверглись относительно мощные пласты средне- и крупнозернистых пород, содержащие неокатанные обломки аргиллитов. Такие признаки характерны для турбидитов русловой фации подводного конуса, в которых сортировка и сепарация обломков минимальны. Большинство зерен не окатано, а в их составе важная роль принадлежит таким мягким породам, как аргиллиты. Эти черты строения песчаников не позволяют объяснить отсутствие в них свежей тефры ее глубокой переработкой или уничтожением при длительной транспортировке.

Поэтому мы считаем, что вулканический источник – не единственно возможное объяснение синхронности трекового возраста цирконов молодой популяции и возраста накопления верхов лесновской серии. Таким источником могли быть не связанные с синхронным вулканизмом, но достаточно объемные близповерхностные интрузии кислого и среднего состава, формировавшиеся в области сноса в конце палеоцена и первой половине эоцена. Если их внедрение происходило на фоне подъема и денудации суши, то в середине эоцена значительная часть этих тел могла быть выведена на поверхность. В составе опробованных песчаников заметную часть обломков составляют сростки полевых шпатов и, в меньшей степени, кварц-полевошпатовые (в том числе и микропегматитовые) сростки, источником которых были интрузивные породы. Интрузивное происхождение может иметь значительная часть обломков кварца и полевых шпатов. Если интрузивные тела формировались на глубинах порядка 2–3 км, то при скорости их выведения на поверхность порядка 500–1000 м/млн., время между об-

разованием циркона и его попаданием в осадок не превысит ошибки трековых определений. Если основным источником молодых цирконов были близповерхностные интрузии, то основную трудность представляет интерпретация вариаций среднего возраста молодой популяции цирконов в разных пробах. Если этот возраст во всех пробах интерпретировать как возраст осадка, то тем самым предполагается, что в течение всего периода накопления лесновской серии скорость выведения интрузивных тел на поверхность была постоянной, область сноса за 10 млн. лет должна была бы эродироваться минимум на 5 км, более древние интрузии эрозией уничтожались, а на поверхность выводились все более молодые. При столь глубокой эрозии следует ожидать заметных изменений состава песчаников с возрастом. Однако никакой зависимости подобного рода в опробованных песчаниках мы не видим. Поэтому более вероятно, что нами опробован относительно узкий стратиграфический интервал самых молодых слоев лесновской свиты, а разброс средних возрастов цирконов молодой популяции отражает изменения площади водосбора рек, поставлявших обломочный материал. В этом случае подъем суши мог быть более кратковременным, а эрозия не столь глубокой.

Цирконы, трековый возраст которых синхронен или почти синхронен осадконакоплению, могут появиться в области сноса в результате быстрой эксгумации не только молодых интрузий, но и любых цирконсодержащих пород с глубин, где температура превышала блокирующую. Если скорость эксгумации превышала 2000 м/млн., а геотермический градиент в области сноса достигал 50°C, то разница во времени между остыванием циркона в первичном коллекторе и захоронением его в осадке не превысит 3 млн. лет. Поскольку на западном побережье Камчатки нижний палеоген представлен довольно грубой молассой (Гладенков и др., 1997), быстрый подъем и глубокая денудация отдельных блоков в области сноса достаточно вероятны. Вероятен и высокий геотермический градиент, так как в пределах Западной Камчатки известны проявления палеоцен-эоценового вулканизма. В этом случае, мы должны предполагать значительную дифференцированность тектонических движений, так как основная масса циркона (популяция P2) поступала из пород остывших в позднем мелу, в меньшей степени, из выступов фундамента с допозднемеловой термисторией (популяция P3), а молодая популяция (P1) могла быть связана с размывом блоков, быстро поднявшихся с глубин, где температура превышала блокирующую. Вариации средних возрастов молодой популяции в разных пробах в этом случае объясняются разной скоростью эксгумации отдельных блоков.

В связи с новыми определениями верхней границы лесновской серии встает вопрос о ее взаимоотношениях с палеоцен-нижнеэоценовыми молассами западного побережья Камчатки (Гладенков и др., 1997). Исходя из наших данных, верхние части лесновской серии и молассы западного побережья должны рассматриваться как фациальные аналоги в палеоцене и раннем эоцене. Становится понятным отсутствие примеров залегания этих толщ на лесновской серии. Но вместе с тем нигде не описаны промежуточные фации между молассами и лесновской серией, правда, имеются упоминания о присутствии в отложениях лесновской серии единичных маломощных прослоев углей (Гречин, 1979), подтверждающих вероятность фациальных взаимоотношений между молассами и флишем. Поиск таких фаций представляется важной задачей будущих исследований. Кроме того, новые данные приводят к важным тектоническим следствиям: складчатые деформации лесновской серии и формирование важнейшего тектонического шва – Лесновского надвига – происходило в течение короткого промежутка времени – около 45 млн. лет назад, когда верхняя часть лесновской серии была сложена неконсолидированными осадками. Данные о складчатой структуре отложений лесновской серии позволяют предполагать, что в процесс деформаций были вовлечены еще пластичные толщи (Шапиро, Соловьев, 1999).

Мы надеемся, что публикуемые данные будут стимулировать новые исследования, в результате которых многие вопросы региональной геологии должны будут получить новую интерпретацию.

Авторы выражают благодарность Е.Г. Сидорову, Б.И. Слядневу, Б.А. Марковскому за сотрудничество при проведении полевых работ в 1997 г., Н.А. Богданову и М.Т. Брэндону за конструктивное обсуждение материала, А.В. Ландеру за помощь в освоении статистических методов. Работа выполнена при финансовой поддержке Национального научного фонда США (NSF EAR 94-18989) и РФФИ (грант № 98-05-64525).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

- Богданов Н.А., Вишневецкая В.С., Кебезинская П.К. и др. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист О-57, (58) – Палана. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 105 с.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
- Гречин В.И. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Камчатки // Осадконакопление и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 130–149.
- Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемеловых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области // Сов. геология. 1975. № 12. С. 53–65.
- Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского Нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 200–225.
- Петтиджон Ф.Дж., Поттер П.Э., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
- Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И. и др. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской континентальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 5. С. 666–668.
- Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 12. С. 147–151.
- Филатова Н.И. Периокеанические вулканические пояса. М.: Недра, 1988. 263 с.
- Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозой (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66–74.
- Шапиро М.Н., Маркевич П.С., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Мел-палеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 1. С. 36–49.
- Шапиро М.Н., Разницын Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В. Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5–21.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Структура и эволюция Лесновского надвига (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 71–82.
- Шапиро М.Н., Федоров П.И. Базальты в меловых терригенных толщах Срединного хребта Камчатки // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 5. С. 22–29.
- Шуколюков Ю.А., Крылов И.Н., Толстихин И.Н., Овчинникова Г.В. Треки осколков деления урана в мусковите // Геохимия. 1965. № 3. С. 291–301.
- Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др. Граувакки. М.: Наука, 1972. 346 с.
- Baldwin S.L., Harrison T.M., Burke K. Fission-track evidence for the source of accreted sandstones, Barbados // Tectonics. 1986. V. 5. P. 457–468.
- Brandon M.T. Decomposition of fission-track grain-age distributions // Amer. J. Sci. 1992. V. 292. P. 535–564.
- Brandon M.T. Probability density plot for fission-track grain-age samples // Radiation Measurements. 1996. V. 26. № 5. P. 663–676.
- Brandon M.T., Vance J.A. Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, western Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircon // Amer. J. Sci. 1992. V. 292. P. 565–636.

- Carter A., Bristow C., Hurford A.J.* The applicaiton of FT analysis to the dating of barren sequeces: examples from red debs in scotland and Tialand / Dynay R.E., Hailwood E.A. (eds). Non-biostratigraphic methods of dating and correlation. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1995. № 89. P. 57–68.
- Dickinson W.R., Suczek C.R.* Plate tectonics and sandstone composition // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. V. 63. P. 2164–2182.
- Fleisher R.L., Price P.B., Walker R.M.* Nuclear tracks in solids // University of California Press. Berkeley. CA. 1975. 605 p.
- Galbraith R.F.* Graphical display of estimates having differing standard errors // Technometrics. 1988. V. 30. P. 271–281.
- Galbraith R.F., Green P.F.* Estimating the ages in a finite mixture // Nuclear Tracks Radiation Measements. 1990. V. 17. № 3. P. 197–206.
- Garver J.I., Brandon M.T.* Fission-track ages of detrital zircon from mid-Cretaceous sediments of the Methow-Tyauhton basin, southern Canadian Cordillera // Tectonics. 1994. V. 13. № 2. P. 401–420.
- Garver J.I., Brandon M.T., Roden-Tice M., Kamp P.J.J.* Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology // Ring U., Brandon M.T., Lister G.S., Willett S.D. Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 154. 1999. P. 283–304.
- Garver J.I., Bullen M.E., Brandon M.T. et al.* Age and thermal history of the Ukelayet flysch and its bearing on the timing of collision of the Olutorsky Terrane, Northern Kamchatka, Russian Far East // 6th International Zoneshain Conference, Moscow, Russia. 1998. M.: ИО РАН, 1998. P. 173–174.
- Garver J.I., Soloviev A.V., Bullen M.E., Brandon M.T.* Volcanism and exhumation of the Okhotsk-Chukotka arc (Russia) revealed by detrital fission-track ages of zircon // Physics and Chemistry of the Earth. In press.
- Hurford A.J.* Zeta: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure? // Advances in Fission-Track Geochronology. Kluwer Acad. Publ. 1998. V. 19–32.
- Hurford A.J., Carter A.* The role of fission-track dating in discrimination of provenance // Development in sedimentary provenance studies. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 57. 1991. P. 67–78.
- Hurford A.J., Fitch F.J., Clarke A.* Resolution of the age structure of the detrital zircon populations of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission-track dating // Geol. Mag. 1984. V. 121. P. 269–277.
- Price P.B., Walker R.M.* Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals // J. Geophys. Res. 1963. V. 68. P. 4847–4862.
- Wagner G.A., Van Den Haute P.* Fission-Track Dating: Kluwer Acad. Publ, 1992. 285 p.

Рецензенты *Е.В. Бибикова, Ю.А. Шуколюков*

УДК (063):551.71

РЕШЕНИЕ III ВСЕРОССИЙСКОГО СОВЕЩАНИЯ “ОБЩИЕ ВОПРОСЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ”

С 13 по 15 июня 2000 года в г. Апатиты состоялось III Всероссийское совещание “Общие вопросы расчленения докембрия”, созванное по инициативе Постоянных комиссий по нижнему и верхнему докембрию Межведомственного стратиграфического комитета, Научного совета по геологии докембрия и Региональной межведомственной стратиграфической комиссии (РМСК) по Северо-Западу России. Актуальность этого Совещания определялась необходимостью совершенствования и детализации принятой в России Общей стратиграфической шкалы нижнего докембрия, которая является основой всех геологических исследований в этой части геологической летописи.

За 10 лет, прошедших после принятия ныне действующей стратиграфической шкалы докембрия нашей страны (Уфа, 1990 г.), накоплен новый фактический материал в области изотопной геохронологии, региональной геологии и стратиграфии нижнего докембрия России и стран СНГ и предложены либо приняты на Межведомственных региональных стратиграфических совещаниях (МРСС) стратиграфические шкалы нижнего докембрия ключевых для России регионов – Карелии, Кольского полуострова, Воронежского массива и Алданского щита. Вскрытая в Карелии последовательность супракрустальных образований традиционно рассматривается как основа для разработки Общей стратиграфической шкалы нижнего докембрия России. Стратиграфическая полнота и современное состояние изученности этой последовательности позволяет рассматривать разрез ее верхней части (карелия) как гипостратотип нижнего протерозоя.

Основой достигнутых успехов в понимании общей стратиграфии нижнего докембрия России явилось единодушное признание геологами нашей страны ведущего значения хроностратиграфического подхода к расчленению докембрия и применение к нижнему докембрию установок “Стратиграфического кодекса” (1992 г.). Именно это привело к историко-геологическому обоснованию границ общих подразделений докембрия, корректному применению изотопных датировок для возрастной калибровки этих границ и детализации стратиграфической шкалы докембрия России. Накопленные к настоящему времени данные о составе микрофоссилий и строматолитов в верхнеархейских и нижнепротерозойских отло-

жениях Северной Евразии представляют несомненный интерес, но пока не могут быть использованы для целей общей стратиграфии.

В работе Совещания участвовали 97 специалистов из 20 научных и производственных организаций городов: Москва, Санкт-Петербург, Петрозаводск, Апатиты, Мурманск, Заполярный, Мончегорск, Хабаровск, Магадан и Владивосток. Кроме того, на Совещании выступили геологи из Норвегии и Беларуси. Представленные на Совещании расширенные тезисы 101 доклада, написанные сотрудниками 31 российской и 7 зарубежных организаций, были опубликованы¹. Совещанию предшествовала большая подготовительная работа, главным звеном которой было проведение в июне 1999 г. в Петрозаводске МРСС по нижнему докембрию Северо-Запада России. Стратиграфическая схема, одобренная на этом региональном совещании, а также альтернативный вариант хроностратиграфической схемы нижнего докембрия Северной Евразии, доложенный на Совещании работниками ВСЕГЕИ, легли в основу принятой на Совещании в Апатитах уточненной Общей стратиграфической шкалы нижнего докембрия России.

На Совещании были заслушаны 28 докладов и обзоры представленных 39 стендовых сообщений по архею и нижнему протерозою. В прениях по докладом выступили 35 человек. Заслушанные доклады были посвящены изложению современных данных по изотопной геохронологии, региональной геологии, стратиграфии, метаморфизму и магматизму всех главных областей развития нижнедокембрийских образований Восточной Европы (включая Украину, Беларусь и Финляндию) и Северной Азии. В ряде докладов рассматривались концептуальные аспекты стратиграфии докембрия и предлагались реконструкции пространственно-временной эволюции обстановок образования и преобразования докембрийских супракрустальных комплексов; некоторые доклады касались космоцентрических и синэргетических аспектов геологии и цикличности геологических процессов.

Рассмотрев и обсудив эти материалы, Совещание отмечает, что полученные в последние годы данные позволяют уточнить принятую в 1990 г.

¹ Материалы III Всероссийского совещания “Общие вопросы расчленения докембрия”. Апатиты: Геологический ин-т КНЦ РАН, 2000, 315 с.

Общую стратиграфическую шкалу архея и нижнего протерозоя России, и что такое уточнение будет способствовать повышению результативности всех исследований геологии, геодинамики и минеральных ресурсов нижнего докембрия и детализации легенд нового поколения Госгеолкарт 1000/200. Рассмотренные на Совещании различные взгляды на конструкцию названной шкалы в значительной мере определяются недостатком информации о событийной сущности, иерархии и изотопном возрасте границ общих стратонов, а также отсутствием официально закрепленных стратотипических разрезов и точек границ (лимитотипов) тех региональных стратонов, которые предлагаются в качестве типов общих подразделений. Обсуждение представленных материалов привело участников Совещания к следующим выводам.

1. Традиционный для российских геологов хроностратиграфический принцип расчленения докембрия имеет несомненное преимущество перед популярным хронометрическим, так как он обеспечивает: а) единый принцип построения стратиграфической шкалы всего обозримого разреза стратисферы, б) вещественное выражение выделенных общих подразделений, открывающее возможность получения комплексной (событийной, изотопно-геохронологической, палеонтологической, хемотратиграфической, палеоклиматической и др.) характеристики подразделений и их границ, в) использование набора взаимозаменяемых признаков при корреляции стратонов.

2. В соответствии с хроностратиграфическим принципом построения принятая на Совещании уточненная Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России опирается на анализ последовательности, соотношений и особенностей состава избранных типовых комплексов общих подразделений, на обоснование и закрепление их границ в избранных стратотипических разрезах. Эти границы в типовых регионах определяются теми или иными геологическими событиями при соблюдении некоторой корреляции между масштабом событий и рангом определяемых ими границ.

3. Уточненная Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России (таблица) обладает преемственностью от Уфимской шкалы 1990 г. в отношении принципа построения, выделения системы соподчиненных общих подразделений (акротема, зонотема, эратема) и принятых главных подразделений. Вместе с тем, вновь принятая шкала выгодно отличается от Уфимской тем, что в ней уточнен изотопный возраст нижней границы верхнего архея; в верхнем архее (в лопийской зоноте) выделены три эратемы, изменены положение, возраст и событийное содержание границы между двумя эратемами нижнего протерозоя

(карелия) и закреплено положение большинства границ общих подразделений в разрезах стратотипических местностей.

4. Стратиграфически наиболее важную изотопно-геохронологическую информацию дают изохронные и особенно конкордантные U-Pb определения цирконов вулканогенных пород, а изохронные Sm-Nd, Pb-Pb и Rb-Sr датировки слоистых, интрузивных и высокометаморфизованных комплексов играют вспомогательную роль в решении стратиграфических задач в нижнем докембрии. Сложная история нижнедокембрийских образований определяет необходимость тщательного минералогического, а в отношении метаморфических комплексов и структурно-вещественного изучения датироваемых объектов для корректной интерпретации геологического значения полученных изотопных датировок.

Некоторые исследователи Алданского щита, Воронежского массива и Северо-Востока России высказали мнение, что редкость выявления в гранулитогнейсовых комплексах изотопных датировок, превышающих 3200 млн. лет, не является бесспорным основанием для пересмотра давно сложившихся представлений о принадлежности этих комплексов к древнейшим образованиям. По мнению этих исследователей, при РТ условиях образования гранулитогнейсовых ассоциаций все их изотопные системы испытывали неоднократные нарушения и потому их датировки обычно отражают моменты затухания эндогенных возмущений (закрытие изотопных систем).

5. При корреляции нижнепротерозойских (карельских) отложений следует опираться на комплекс взаимозаменяемых признаков, учитывать фациальную изменчивость и анизохронность границ свит и серий, входящих в состав выделенных общих подразделений. При корреляции общих подразделений архея, особенно нижнего, основой служат изотопно-геохронологические датировки, отражающие время проявления эндогенных процессов. Установление их иерархии, а также выявление комплекса корреляционных признаков верхнего архея остается одной из главных задач изучения архейской акротемы.

6. Граница архея и протерозоя в Общей стратиграфической шкале нижнего докембрия России принимается как важнейший событийный рубеж, который на востоке Балтийского щита знаменует главную структурную перестройку и отделяет эродированные и пенепленизированные гранит-зеленокаменные образования, завершающие формирование позднеархейского кратона, от вышележащих осадочно-вулканогенных отложений сумийского надгоризонта протерозоя, которые знаменуют выработку нового структурного плана региона и содержат продукты размыва высокостарых кор выветривания. Изотопный

Общая хроностратиграфическая шкала нижнего докембрия России

Общая стратиграфическая шкала			Возраст границ, млн. лет	Типовые подразделения	Характерные местные подразделения				Смежные регионы		
Акротема	Эонотема	Эратема			Карельский регион	Кольский регион	Воронежский массив	Алданский щит		Украинский щит	
Протерозойская PR	Верхнепротерозойская R		1650								
		Нижнепротерозойская (карельская) K	Верхнекарельская K ₂	1800	Вепсий* Vp	Шокшинская свита Петрозаводская свита			Улканская серия	Овручская свита Пугаческая свита	
	1920			Калевий* K1	Ладожская серия	Пороярвинская серия Пильгуярвинская серия		Клесовская серия			
	2100			Людикий* Ld	Суйсарская свита Заонежская свита	Коласйокская серия	Оскольская серия		Тимская свита		
	2300			Ятулий* Jt	Тулдозерская свита Медвежьегорская свита Янгозерская свита	Лучлампольская свита (карбонатная часть) Куэтсарвинская свита	Оскольская серия	Роговская свита	Удоканская надсерия	Криворожская серия	
	2400		Сариолий* Sg	Селецкая свита Вермасская свита	Ахмалахтинская серия	Курская серия					
	2550		Сумий* Sm	Ожиярвинская свита Тунгудская свита Окунёвская свита	Сейдоречинская свита Кукшинская свита Пурначская свита						
	Архейская AR		Верхнеархейская (лопийская) L	Верхнелопийская L ₃	2800	Гимольская серия	Гимольская серия	Поросозерская серия	Михайловская серия	Александров-Лебединская свита	
				Среднелопийская L ₂	3000	Хаутоваарская серия	Хаутоваарская серия	Колмозерская серия			Олондинская серия
		Нижнелопийская L ₁		3200		Водлозерский комплекс ТТГ	Тоналит-трондьемит-гнейсовый комплекс (ТТГ)				Иенгрский метаморфический комплекс
Нижнеархейская (саамская) S			Волоцкая толща		Обоянский комплекс ТТГ	Комплекс ТТГ					Косивцевская толща

* Надгоризонты региональной шкалы Карело-Кольского региона.

возраст этой границы определяется в 2550 млн. лет на основании U-Pb датировок следующих объектов: а) геологически наиболее молодых интрузивов гранит-зеленокаменных областей Карелии (2556–2554 млн. лет), б) кислых вулканитов ожиярвинской свиты (2449–2442 млн. лет), входящей в состав сумия, в) наиболее ранних габбро-норитовых расслоенных интрузий (2505–2498 млн. лет) и гранитов Корманского массива (2449 млн. лет), которые связаны с этапами рифтогенеза, характерного для сумийско-сариолийского времени. Эту границу предлагалось закрепить либо в основании ожиярвинской свиты в Шуезерской структуре, либо в основании окуневской свиты на северо-восточном крыле Лехтинского синклинория.

7. В составе архея выделены два крупных обших подразделения, которые рассматриваются как зонотемы – нижний архей (саамий) и верхний архей (лопий). Граница между ними отделяет развитые на Балтийском и Украинском щитах и на Воронежском массиве комплексы наиболее ранних тоналит-гранодиоритовых гнейсов (ТТГ ассоциация), содержащих фрагменты древнейших супракрустальных толщ, от более молодых отложений хорошо сохранившихся типичных зеленокаменных поясов, наиболее полно развитых на Воронежском массиве и Украинском щите. Супракрустальные образования нижнего архея на Украинском щите представлены косивцевской и зеленореченской толщами (3265–3100 млн. лет), на Балтийском щите – волоцкой толщей (3.4 млрд. лет), тогда как наиболее древние слоистые комплексы верхнего архея представлены широко развитыми на Воронежском массиве метаэффузивами александровской свиты (3265–3100 млн. лет), а на Украинском щите – осадочно-вулканогенной конкской серией (3155–3100 млн. лет), заключающей обломочные цирконы с возрастом 3200 млн. лет. Положение границы нижнего и верхнего архея в конкретных разрезах надежно пока не установлено, а ее изотопный возраст оценивается в 3200 млн. лет. Основанием для такой оценки служат U-Pb датировки разделяемых ею супракрустальных образований (см. выше) и древнейших ТТГ ассоциаций Балтийского щита (3500–3210 млн. лет), Украинского щита (3760–3250 млн. лет) и Воронежского массива (до 3360 млн. лет). Некоторые исследователи Алданского щита высказали мнение что саамий не может быть подразделением общей шкалы из-за отсутствия у него стратотипической местности и стратиграфического разреза и что моделью для общего расчленения архея следует считать гнейсо-гранулитовые комплексы Алданского региона (алданий, курультиний), которые, по мнению этих исследователей, представляют архей в его классическом понимании, лишены внутренних несогласий и сохраняют первичные

признаки, важные для разработки стратиграфической шкалы.

8. В составе верхнего архея (лопия) выделяются три подразделения в ранге эратемы, типами которых являются осадочно-вулканогенные отложения трех генераций зеленокаменных поясов. Общая последовательность этих генераций выводится из анализа сводной геологической летописи Балтийского и Украинского щитов и Воронежского массива.

К нижнему лопию (3200–3000 млн. лет) отнесены породы конкской серии Украинского щита и александровской свиты михайловской серии Воронежского массива (их изотопные датировки приведены выше). На Балтийском и Алданском щитах осадочно-вулканогенные образования этого возраста строго не установлены.

Средний лопий (3000–2800 млн. лет) знаменует начало формирования следующей генерации зеленокаменных поясов, наиболее ярко представленных на Балтийском щите. Типовой разрез этой эратемы сложен метаосадками и метавулканитами хаутаваарской серии Карелии. Нижняя граница среднего лопия может быть закреплена в основании названной серии в Хаутаваарской структуре. Ее возраст определяется в 3000 млн. лет на основании изотопных датировок вистуккалампинской свиты хаутаваарской серии (2995–2945 млн. лет), с одной стороны, и минимальных значений U-Pb возраста ТТГ ассоциации, предшествующей названной серии (3113 млн. лет), с другой. На Кольском полуострове к среднему лопию может быть отнесена колмозерская серия, на Воронежском массиве – нижняя часть лебединской свиты михайловской серии, на Алданском щите – олондинская серия. На Украинском щите к среднему лопию отнесены метаосадки и метавулканиты белозерской серии (2960 млн. лет), отделенные несогласием и конгломератами от более древних образований.

Верхний лопий (2800–2550 млн. лет) наиболее полно представлен на Балтийском щите. Стратотипом этого подразделения является разрез железорудной гимольской серии, которая, несогласно с конгломератами в основании залегает на зеленокаменных породах контоксской серии, имеющих U-Pb и изохронный Sm-Nd возраст несколько более 2800 млн. лет. Нижняя граница верхнего лопия закреплена в основании гимольской серии в Костомукшской структуре. Изотопный возраст этой границы определяется в 2800 млн. лет на основании минимальных изотопных датировок подстилающих среднелопийских отложений (2805–2801 млн. лет) и прорывающих их гранитов (2830–2810 млн. лет), с одной стороны, и U-Pb датировок вулканитов гимольской серии в Сукко-

зерской структуре (2750 млн. лет), с другой. На Кольском полуострове к верхнему лопию относится поросозерская серия, на Воронежском массиве – верхняя часть лебединской свиты михайловской серии. На Украинском щите супракрустальных отложений этого возраста нет, а выделение их на Алданском щите в настоящее время дискуссионно.

9. При обсуждении общего расчленения нижнепротерозойской (карельской) эонотемы на Совещании рассматривались три альтернативные схемы, основанные на материалах Карельского стратотипического региона: двучленное деление эонотемы и два различных варианта трехчленного ее деления. Появление этих альтернатив было связано с различной оценкой событийного значения, стратиграфического ранга и корреляционного потенциала границ региональных стратонив (надгоризонтов) Карело-Кольского региона. В одном из вариантов трехчленного деления карельской эонотемы, принятом МРСС в г. Петрозаводске в июне 1999 г., границы главных подразделений карелия предлагалось проводить по основанию ятулийского (2300 млн. лет) и калевийского (1950 млн. лет) надгоризонтов, в другом варианте – по основанию людиковийского (2100 млн. лет) и вепсийского (1800 млн. лет) надгоризонтов, тогда как при двучленном делении карелия главной признавалась нижняя граница людиковия или туломозерского горизонта ятулия.

В результате обсуждения этих альтернатив с учетом материалов по другим регионам Совещание приняло двучленное деление нижнепротерозойской (карельской) эонотемы на нижнекарельскую и верхнекарельскую эратемы, граница между которыми была проведена по основанию людиковия. Эта граница знаменует как важную биосферную перестройку, получившую отражение в исчезновении глобальной ятулийской положительной аномалии $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, и переход от преимущественно красноцветных эвапоритовых отложений к широко распространенным черносланцевым комплексам, так и крупные геодинамические события, связанные с раскрытием палеоокеанических бассейнов. Стратотипическим разрезом и точкой этой границы следует считать основание заонежской свиты людиковия в разрезе Кузаранда-Типиница Заонежского полуострова, где эта свита согласно залегает на туломозерской свите верхнего ятулия. Изотопный возраст границы принят равным 2100 млн. лет на основании датировок, полученных на территории юго-восточной Финляндии: диабазовый силл Вийпус, прорывающий кварциты верхнего ятулия (свиту Рукатунтури) – 2078 мл. лет, верхнеятулийские базальты в структуре Киихтелиесваара – 2105 млн. лет, вулканиты из пограничных горизонтов ятулия и людиковия –

2060 млн. лет. Учитывая последнюю датировку, ряд участников Совещания склонялся к более строгому определению изотопного возраста нижней границы верхнего карелия в 2060 млн. лет. На Воронежском массиве нижняя граница верхнего карелия проводится по подошве существенно вулканогенных и черносланцевых свит верхней части оскольской серии (тимская свита, 2094–2058 млн. лет; курбакинская свита, 2095 млн. лет; белгородская свита), сменяющих хемогенно-терригенные отложения нижнего карелия. Аналогии ниже- и верхнекарельской эратем и положения их границы надежно устанавливаются также в разрезах Кольского полуострова и Украинского щита (см. таблицу) и намечаются в удоканской надсерии Сибири.

10. Верхнее ограничение карельской эонотемы определяется нижней границей рифея. Ее возраст принимается равным 1650 млн. лет на основании U-Pb датировок вулканогенных цирконов из базальных горизонтов типовой последовательности нижнего рифея Башкирского антиклинория. На Балтийском щите эта граница проводится по основанию хогландия, U-Pb возраст вулканитов которого 1640–1638 млн. лет.

11. Уточненную Общую шкалу нижнего докембрия России вместе с настоящим Решением представить на утверждение в МСК в январе 2001 г. и затем опубликовать для скорейшего внедрения в легенды государственных геологических карт нового поколения.

12. Совещание подчеркивает, что создание российской сети опорных разрезов и эталонов границ общих стратиграфических подразделений нижнего докембрия и организация их прецизионного датирования и событийного изучения являются главными задачами дальнейшего совершенствования общей стратиграфической шкалы докембрия. В связи с этим Совещание считает необходимым обратиться в ОГГГН РАН, Министерство природных ресурсов РФ, ИГГД, ГЕОХИ, ГИ КНЦ РАН, ИГ Карельского НЦ РАН и ВСЕГЕИ с просьбой о включении этих исследований в научную тематику названных организаций.

13. Рекомендовать Министерству природных ресурсов РФ использовать принятую стратиграфическую шкалу нижнего докембрия России при разработке легенд Геолкарт 1000/200 нового поколения. Учитывая важность такого использования, просить Министерство субсидировать составление и издание Объяснительной записки к шкале. Внедрение этой шкалы в производственную практику будет способствовать повышению результативности и экономической эффективности геолого-съемочных и поисковых работ.

14. Совещание считает необходимым расширить исследования, направленные на расшифровку фациально-палеогеографической структуры осадочных бассейнов карелия, выяснение продолжительности и событийного содержания стратиграфических перерывов, изучение палеоклиматических индикаторов карелия, выявление изотопно-геохимических и биосферных перестроек раннего протерозоя и позднего архея, а также на анализ взаимоотношений между процессами седиментогенеза, магматизма и метаморфизма. Дальнейшие изотопно-геохронологические исследования необходимо обеспечивать опережающим целенаправленным геологическим изучением объектов датирования.

15. Участники Совещания считают своим приятным долгом поблагодарить Геологический институт КНЦ РАН и особенно председателя Постоянной комиссии по нижнему докембрию МСК В.З. Негруца и ученого секретаря этой комиссии Т.Ф. Негруца за организацию и проведение Совещания, а также спонсоров Совещания – Российский фонд фундаментальных исследований, Ми-

нистерство природных ресурсов РФ и Геологический институт КНЦ РАН.

Апатиты, 15 июня 2000 г.

Комиссия по выработке Решения, избранная Совещанием: А.М. Ахмедов, Е.В. Бибилова, Ю.Б. Богданов, В.А. Глебовицкий, И.Л. Жуланова, Ф.П. Митрофанов, В.З. Негруца, Т.Ф. Негруца, В.А. Павлов, Б.В. Петров, Б.М. Петров, В.И. Робонен, М.А. Семихатов (председатель), Л.И. Филатова, Р.Ф. Черкасов, В.И. Шульдинер.

Примечание редколлегии журнала. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России, принятая на III Всероссийском совещании по общим вопросам расчленения докембрия, была рассмотрена и утверждена на заседании расширенного Бюро Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) России 2 февраля 2001 г. При этом Бюро МСК пришло к выводу, что следует изменить принятую совещанием изотопную датировку границы архея и протерозоя и вернуться к традиционной ее датировке, равной 2500 млн. лет.

УДК (092):55

ПАМЯТИ АЛЕКСАНДРА ЛЕОНИДОВИЧА ЯНШИНА (1911–1999)

Когда науку и культуру покидают такие выдающиеся личности как Александр Леонидович Яншин, всегда необходимо некоторое отдаление во времени, чтобы приблизиться к правильной оценке размеров нашей потери, не оставить неволью в тени какие-либо стороны деятельности и показать самим себе то самое главное, что можно было бы принять как оставленное нам завещание. Я не уверен, что это время уже пришло – слишком быстро промелькнули эти месяцы без оживляющего присутствия Александра Леонидовича (он скончался 9 октября 1999 г.) и слишком жив его активный образ среди нас, чтобы мы в полной мере ощутили, что физически его уже нет, и нам оставлен только долг перед его памятью. Похоронен Александр Леонидович на Введенском кладбище в Москве.

То, что я хочу сейчас сказать об Александре Леонидовиче, – это всего лишь беглые штрихи к его портрету. Несомненно должен быть написан полноценный научно-биографический очерк об этом выдающемся геологе и естествоиспытателе, человеку во многих отношениях необычайном, оставившем яркий след в науке, ее истории, научной публицистике и полемике и, конечно, в памяти нескольких поколений людей. Должна быть написана и книга воспоминаний об академике Яншине – живы десятки его воспитанников и учеников, сотни специалистов, деятелей науки, культуры и промышленности, общавшихся с ним. Александр

Леонидович всегда был внимательным и заинтересованным собеседником, поражавшим всех своих слушателей неистощимой эрудицией, неожиданно распространявшейся и на сельскохозяйственную статистику, и на демографию, и на древнюю историю, а даже на географические координаты. Его память была феноменальной, широко выходящей за профессиональные рамки.

Мое личное знакомство с Александром Леонидовичем относится ко второй половине нашей жизни, когда мы оба оказались связанными самым тесным образом – первоначально с Сибирским отделением Академии наук (с 1958 г.), а затем – с Президиумом АН СССР и России: я – как академик-секретарь Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук (1975–1990), он – как вице-президент по секции наук о Земле (1982–1988); в дальнейшем мы заняли положение советников Президиума АН. Но заочно мы были знакомы с конца 30-х годов, то есть до моего отъезда в Китай в июне 1941 г. Отлично помню один эпизод, относящийся к этому времени. Я зашел по делам в кабинет проф. Африкана Николаевича Криштофовича (ВСЕГЕИ, Ленинград), там была только его аспирантка Таня Байковская – “Ах, Борис, а от нас только что ушел Александр Леонидович Яншин. Как жаль, что Вы с ним не познакомились. Это новая звезда в московской геологии. Он такой молодой, элегантный, воспитанный и такой образованный. Африкан Николаевич прямо им очарован”. Каюсь: особого сожаления я не испытывал, а через некоторое время мы с ним обменялись довольно острыми письмами. Редколлегия “Советской геологии” (он еще не был членом этой редколлегии) передала ему на отзыв мою статью о силуре Прибалхашья, а Александр Леонидович довольно смело ее отредактировал – так, что некоторые выводы получились в противоречии с содержанием. Винаваты в случившемся мы были оба. Однако начавшаяся война, моя затянувшаяся азиатская эпопея, трагическое падение А.Л. Яншина в шурф (1949 г.) и разные геологические интересы быстро оттеснили это небольшое недоразумение на задний план. По-настоящему, лично, и очень дружески мы познакомились только много лет спустя – в конце марта 1958 г., когда оба были избраны членами Академии наук по Сибирскому отделению: Александр Леонидович – действительным членом, а я – членом-корреспондентом. С тех пор наши личные

отношения ничем существенно не омрачались на протяжении сорока лет.

Однако мне следует оборвать эту прелюдию и вернуться к основной теме, т.е. к сильному воспроизведению некоторых черт характера и дел Александра Леонидовича, которые, в целом, рисуют феноменальную личность этого человека. Широко распространено мнение, что академик Яншин не имел законченного высшего образования. Формально это так, что, впрочем, вряд ли имеет какое-либо значение, поскольку среди замечательных высокообразованных людей таких было не так уж мало. Нормальных людей должно шокировать не подобное обстоятельство, а необразованность многих обладателей университетских дипломов, а таковых у нас становится, кажется, все больше при узости специализации. А это уже подлинная беда, несущая угрозу нравственно-му и интеллектуальному здоровью всей нации.

Александр Леонидович родился в Смоленске 28/15 марта 1911 г., т.е. в самый канун того некалендарного (как я обычно отмечаю), но реально XX века, в драматические события которого туго вплелась вся его долгая жизнь. Но в начале все было, видимо, достаточно традиционно: просвященная семья отца-юриста, книги, природа, влияние духовных интересов общества; Александр Леонидович на всю жизнь сохранил от этого времени особый вкус к поэзии Серебряного века и к гуманитарному знанию. Семейная обстановка сама было хорошей образовательной и воспитательной средой, а в систематическое школьное образование военно-революционные годы внесли изрядный сумбур: шли поиски какого-то нового знания и путей его приобретения взамен разрушенных гимназического и выросшего из него реального образования. Знаменитый американский Долтон-план в нашей стране быстро выродился в уродливый бригадно-лабораторный метод обучения, искалечивший не одно поколение школьников. В этих условиях поисков и экспериментов Александру Леонидовичу достался удивительно счастливый билет: он попал в опытно-показательную школу при педагогическом факультете Смоленского университета и получил превосходное среднее образование, окончив школу к лету 1928 г. Рискну сказать, что 17 смоленских лет имели решающее значение для формирования личности будущего ученого, для определения его склонностей исследователя природы, к тому же одаренного вкусом к гуманитарным наукам и вообще к литературе. Своеобразная школа, жгучее стремление к знанию и отличная память (она сохранялась на протяжении всей жизни) по существу дали Александру Леонидовичу то, что дает завершённое общее университетское образование. Последнее, если и было необходимостью, то чисто формальной; самостоятельный зрелый ум мог уже легко выбрать пути для дальнейшего совершенствования

и удовлетворения личных исследовательских интересов.

Неудивительно поэтому, что оказавшись осенью того же 1928 г. в Москве, Александр Леонидович мог смело обойтись без томительного абитуриентства, он стал довольно выборочно посещать лекции на геологическом факультете Московского университета, а главную задачу увидел в приобретении практического геологического опыта. С этой целью он весь год провел на коллекторских курсах при Научном институте по удобрениям, и этого хорошо образованному молодому исследователю вполне хватило, чтобы с лета 1929 г. начать уже самостоятельные полевые работы в горно-геологическом отделе института, руководимого выдающимся литологом-фосфоритчиком проф. А.В. Казаковым. Фосфориты и вообще минеральные удобрения стали, вероятно, первой яркой привязанностью А.Л. Яншина в геологии. Но они же повлекли за собой и широчайший круг интересов в области других проблем исследовательской и прикладной геологии, да и не только геологии. Напомню, что это было время коренной реконструкции не только нашей традиционной геологической службы, но и формирования первых геологических институтов в самой Академии наук, располагавшей до 1930 г. единственным Геологическим музеем им. Петра Великого в Ленинграде. Александр Леонидович оказался у самых истоков бурного возрождения отечественной геологии во всех ее направлениях и сразу занял в ней видное место. Изучение фосфоритов, интерес к которым у него сохранился на всю жизнь, быстро разрослось до широких региональных исследований в Прикаспии, на Южном Урале, в Мугоджарах, вообще на территории Казахстана. Блестящий и неутомимый полевик, он глубоко вошел в геологию продуктивных бассейнов, в их литологию, стратиграфию, тектонику, геологическую историю. Его научный рост был необычайно стремительным и поражал широтой проблем, которые его захватывали. А захватывало его кажется все – и как полевого геолога, и как натуралиста. Уже в 20 лет (1931 г.) он становится соавтором первой публикации, а год спустя издает “Тектонику Каргалинских гор” (1932 г.) – крупную глубокую работу, сразу поставившую автора в единый ряд с признанными авторитетами региональной геологии. Обратил на себя внимание и превосходный литературный язык этой работы, что позволило поставить ее на особое место среди геологических произведений, обычно отличающихся чрезмерной сухостью.

Даже в среде опытных и широко известных геологов Москвы А.Л. Яншин обратил на себя внимание необычайным разнообразием интересов, фундаментальностью исследований, оригинальными взглядами в области стратиграфии (прежде всего мезозоя и особенно кайнозоя), седименто-

логии, гидрогеологии, происхождении полезных ископаемых, не говоря о региональной геологии и тектонике огромного казахского Приуралья. Уже в 1936 г. акад. А.Д. Архангельский пригласил его в Геологический институт Академии наук, а в 1937 г. 26-летнему исследователю без защиты диссертации (и даже без университетского диплома) была присуждена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук. Он стал одним из наиболее молодых и активных участников Международного геологического конгресса в 1937 г. в Москве, впервые демонстрируя совершенно новые палеогеографические карты, касающиеся геологической истории страны.

В конце 30-х годов А.Л. Яншин вступил в Московское общество испытателей природы – старейшее научное общество России – и он никогда не был его формальным членом, даже многие годы проживая в Новосибирском Академгородке. Александр Леонидович в полном смысле слова стал душой Общества, а последние 40 лет возглавлял его в качестве вице-президента и президента.

К тридцатым годам относится и начало его непосредственной деятельности в области издания журнальной и книжной геологической и вообще научной академической литературы. С детства влюбленный в книгу и блестящий ее знаток, от рукописи и печатной машины до готового экземпляра, еще несущего запах типографской краски, он являл собой удивительный пример книголюбца, одержимого на всю жизнь очарованием хорошо изданной книги. Его беспримерная по своей активности деятельность в Редакционно-издательском Совете Академии известна всем. А некоторые вышедшие под его руководством серии книг – такие, как “Научно-биографическая литература” (свыше 550 книг) или последняя многотомная “Библиотека В.И. Вернадского” могут быть приравнены к научному подвигу. При этом надо иметь в виду его замечательное умение подбирать коллектив единомышленников, столь же преданных книжному делу.

В предвоенные, военные и послевоенные годы Александру Леонидовичу пришлось много времени уделять вопросам геологии различных видов полезных ископаемых, организации соответствующих исследований и даже участвовать в организации самих геологических учреждений и, конечно, постоянно принимать участие в полевых работах. Одна из них едва не закончилась катастрофой, а последствия остались на всю жизнь. Исследуя один из разведочных шурфов в Приаралье, он вместе с бадьей от самого устья сорвался на 24-метровую глубину. Тяжелые переломы, раздробление пяточной кости, прямая угроза ампутации ноги и навсегда приобретенный травматический диабет потребовали многомесячной госпитализации. Но

могучий от природы организм справился не только с этим потрясением, а позволил ему с еще большей пользой для науки употребить “свободное” время, возникшее в стационаре: он занялся геологическими переводами с французского; а главное, написал совершенно уникальную монографию “Геология Северного Приаралья”, объемом 74 авт. листа, защищенную 18 декабря 1952 г. в качестве докторской диссертации. Это уже был настоящий подвиг. Я хорошо знаю этот классический труд и нахожу, что в XX веке именно им завершается ряд великих геолого-географических произведений в русской литературе. Вполне естественно, что за этот выдающийся труд А.Л. Яншину в 1953 г. была присуждена премия им. А.П. Карпинского.

В Геологическом институте АН он возглавил лабораторию региональной тектоники и продолжал ею руководить уже перейдя на постоянную работу в Сибирское отделение АН СССР. К моменту создания последнего (1957–1958 гг.) геологический авторитет А.Л. Яншина был столь высок, что акад. Н.С. Шатский сразу представил Александра Леонидовича, тогда еще доктора наук, непосредственно на вакансию действительно члена (академика), специально открытую в этом новом региональном отделении Академии. В истории Академии это был редчайший случай, но Николай Сергеевич был твердо убежден, что он не подвергает своего ученика риску неизбрания. 28 марта 1958 г., т.е. в день своего рождения Александр Леонидович стал действительным членом Академии наук СССР, минув еще одну ступень в своей академической карьере.

Сибирский период деятельности А.Л. Яншина растянулся почти на четверть века. Здесь особенно оказались нужными его обширные знания во всех областях наук о Земле, да он и избирался в Академию как геолог и географ; более того – он оказался весьма компетентным геофизиком, геохимиком, почвоведом, гидрологом, а в круг биологов он сразу же вошел как ярый противник лысенковщины. Для молодого широко задуманного акад. М.А. Лаврентьевым регионального отделения Академии наук на востоке страны трудно было найти фигуру академика более подходящего по своей редкостной эрудиции, способности непрерывно работать и живо откликаться на все предприятия организационного порядка. В создаваемом акад. А.А. Трофимуксом Институте геологии и геофизики он сразу же занял пост заместителя директора и все годы возглавлял многосложное отделение геологических наук (теперь это особый институт) с рядом отделов, крупных лабораторий и исследовательских групп. Отрыв от московского центра, конечно, был болезненным, но Александр Леонидович не только сохранил все связи – научные, издательские, общественные, но многие годы продолжал непосредственно

руководить своей лабораторией в Геологическом институте АН и фактически возглавлять Редакционно-издательский Совет Академии, проводя все его пленарные заседания. Но даже мощный организм Яншина не всегда мог легко справляться с такой чрезмерной нагрузкой и постоянной сменной часовых поясов без отдыха, так что дело иногда кончалось опасными комами. Только с появлением Фидан Тауфиковны забота о здоровье Александра Леонидовича была поставлена под строгий надзор. Ее заслугу в этом отношении, как помощницы на все руки, трудно переоценить.

Но удивительное дело: именно в это, казалось бы целиком заполненное время, Александр Леонидович встал во главе еще одного, давно задуманного им совершенно нового оригинального предприятия – составления “Тектонической карты Евразии” пятимиллионного масштаба, сопровождаемой капитальной монографией. Возможно, среди многочисленных трудов Яншина этот труд занимает одно из наиболее видных мест. В 1969 г. за него ему была присуждена первая Государственная премия СССР. Следующую аналогичную премию он получил за редактирование 15-томной монографии “История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока” девять лет спустя (1978 г.).

Трудно назвать область геологии, в которой бы А.Л. Яншин чувствовал себя недостаточно подготовленным, но тем не менее существовали разделы, которые его особенно привлекали. Это, несомненно, региональная и общая тектоника, связь тектоники с осадочным процессом, различные типы вулканогенных и осадочных формаций в свете тектонической и климатической эволюции, закономерности размещения полезных ископаемых, особенно в осадочных бассейнах прошлого, новейшие тектонические движения и эвстатика мирового океана и, конечно, общий ход тектонической эволюции на Земле, особенно с тех пор, когда целую лавину новой информации принесло глубоководное бурение дна Мирового океана (с 1968 г.). Его личный исследовательский вклад особенно велик в изучении молодых платформенных структур, солеродных и фосфатонных бассейнов, областей концентрации углеводородов в земной коре. Ради знакомства и изучения этих процессов он объехал множество стран, поработал на всех материках и отдаленных акваториях, возглавлял десятки исследовательских групп, оставив в разных странах сотни своих последователей и учеников (Монголия, Индия, Китай, Германия, Сев. Африка, страны Средиземноморья и др.).

Обстоятельства сложились так, что в связи с гибелью в 1982 г. в Алжире вице-президента АН СССР акад. А.В. Сидоренко, Александру Леонидовичу вновь пришлось вернуться в Москву, что-

бы занять пост вице-президента АН СССР, а вскоре и встать во главе Института литосферы (теперь это Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН) и быть избранным на пост вице-президента Академии наук в сентябре 1982 г. Никогда не отрывавшемуся в своих научных и организационных делах от центральной части Академии, Александру Леонидовичу не потребовалось какого-либо времени на адаптацию к новой обстановке; он получил в сферу своего официального управления то, что хорошо и давно знал, как ученый. Однако время уже стало вводить свои новые коррективы в общую направленность развития наук о Земле, а геологической службе страны предстояла очередная реструктуризация.

В Сибири А.Л. Яншину пришлось вступить в резкое столкновение с государственным аппаратом и мощными правительственными ведомствами в защиту окружающей среды и природных ресурсов, отношение к которым с бездумной расточительностью стало приобретать черты почти колониальной политики. Выдающееся содействие этому натиску оказало Сибирское отделение во главе с акад. А.А. Трофимукком и его единомышленниками, среди которых, естественно, оказался и А.Л. Яншин. Я назову здесь лишь борьбу за спасение уникального оз. Байкал с его 20-ю процентами мировых запасов пресных вод планеты, борьбу против поворота отепляющего северного стока сибирских рек ради “золотых” помидор юга, или чисто местечковое присвоение месторождений, в действительности являющихся достоянием государства. Встретившаяся Академия выработала уже в 1988 г. глубокую комплексную программу биосферных и экологических исследований, а под руководством А.Л. Яншина возродила заглохшую было деятельность Научного совета по проблемам биосферы РАН. Исключительную активность в этом направлении, как известно, проявили безвременно скончавшийся акад. В.А. Коптюг, а теперь акад. Н.П. Лаверов, возглавивший федеральную программу “Глобальные изменения природной среды и климата”, которая получила широкий международный резонанс. У истока всех этих новых исследований, требовавших огромной настойчивости и мужества, стоял А.Л. Яншин. Его неотступная борьба с таким антиэкологическим монстром как Минводхоз была бескомпромиссной, и своим авторитетом он втянул в нее массу первоклассных специалистов, что предотвратило в стране ряд экологических катастроф.

Будучи на протяжении всей жизни последовательным пропагандистом учения В.И. Вернадского о биосфере и необходимости ее перехода по мере прогресса человеческого опыта в ноосферную стадию развития, Александр Леонидович в последние годы жизни сосредоточил особое вни-

мание на этой самой жгучей проблеме современности. Его труд увенчался и в этой области большим успехом – изданием всего собрания сочинений этого удивительного натуралиста-провидца и мыслителя. Дальнейшая разработка этого учения и его практическая реализация – главное завещание, оставленное нам Александром Леонидовичем Яншиным. В XX веке не было создано более всеобъемлющей концепции космического и гуманитарного плана, чем учение о биосфере. В ней – вековой синтез научных идей и достижений глобальной экологии всего прошлого, программа защиты уникального творения Вселенной – планеты Земля – на будущее, и современное философское обоснование пути развития человеческого общества. Александра Леонидовича очень часто стали называть “человеком из ноосферы”. Это очень красивая метафора. Но Яншин не был человеком из ноосферы. До нее вообще еще очень далеко, в чем мы убеждаемся каждодневно. Но остается глубокая вера В.И. Вернадского и А.Л. Яншина в сферу Разума и будущую гармонию Мира. Пусть это и звучит страстным призывом ученых, которым дано было видеть пути в ноосферу. Может быть, они и есть подлинные пути творческих личностей!

Б. С. Соколов

Александр Леонидович Яншин был ученым-геологом с большой буквы. Область его научных интересов охватывала многие геологические дисциплины, включая ученье о полезных ископаемых, прежде всего осадочных – фосфориты, бокситы, соли, железные руды и, наконец, нефть и газ. Но на протяжении большей части своей деятельности в центре внимания Александра Леонидовича находились вопросы стратиграфии и тектоники, с преобладанием именно тектоники, и только в последние десятилетия их стали вытеснять экологические проблемы в связи с возросшим значением этих проблем для современного общества. Поэтому, а также по причине собственной специализации автора этих строк, в дальнейшем изложении мы сосредоточимся на тектонических работах А.Л. Яншина.

Исходным районом его полевых исследований явился западный склон крайней южной оконечности Урала – так называемые Каргалинские горы, и именно им была посвящена первая тектоническая работа А.Л. Яншина, относящаяся к 1932 г. (автору был 21 год!). А.Л. Яншин установил здесь проявления надвиговой тектоники, тем самым доказав, что она свойственна всему Уралу, от Полярного, где это было сделано К.Г. Войновским-Кригером и В.А. Варсанофьевой, до крайнего юга. Далее А.Л. Яншин, выявив присутствие в этом последнем районе триасовых отложений, впервые доказал пост-триасовый возраст надвигов, затрагивающих и эти отложения.

В последующие годы исследования А.Л. Яншина распространились на обширную территорию южного погружения Урала и Приаралья. Результаты этих работ привели к выводам большого принципиального значения – выяснилось, что структуры мезозойско-кайнозойского чехла региона наследуют дислокации палеозойского фундамента, и это дало возможность проследить погребенное продолжение Уральской системы далеко на юг, в Приаралье. О результатах этих исследований А.Л. Яншин сделал блестящий доклад на Первом всесоюзном тектоническом совещании в 1948 г. и всем присутствующим стало очевидным, что среди советских тектонистов появился новый яркий талант (А.Л. тогда исполнилось 37 лет).

В 1952 г. вышла в свет капитальная (731 страница текста и 3 листа приложений) монография А.Л. Яншина по геологии Северного Приаралья. Этот труд представляет непревзойденный до настоящего времени образец региональной монографии. В нем всесторонне рассмотрены вопросы геологии региона, среди которых нашли отражение не только тектонические, но и важные стратиграфические открытия А.Л. Яншина.

Изучение особенностей строения Приаралья послужило А.Л. Яншину отправной точкой для исследования тектоники всей Туранской платформы, а затем и молодых платформ Евразии в целом. В решении этих задач А.Л. Яншину стали активно помогать его молодые сотрудники и прежде всего Р.Г. Гарецкий (ныне вице-президент Белорусской и иностранный член Российской академии наук) А.Е. Шлезингер (ныне главный научный сотрудник ГИН РАН). По существу А.Л. Яншиным и его школой было создано учение о молодых платформах, подобно тому, как Н.С. Шатский создал учение о древних платформах. Вместе с тем, А.Л. Яншин немало внимания в дальнейшем уделил такой крупнейшей и весьма своеобразной структуре древней Восточно-Европейской платформы как Прикаспийская впадина, непосредственно граничащая с Южным Уралом и Туранской плитой – основными объектами его исследований. При этом его особенно интересовали две связанные с этой впадиной проблемы – накопление огромной толщи солей, могущей накапливаться в нормальных мелководных условиях лишь в небольшом объеме, и структура, а также условия отложения подсолевых отложений, в которых вскоре были открыты крупнейшие залежи нефти и газа. При этом А.Л. Яншиным было впервые показано, что в докунгурское время здесь существовал глубоководный бассейн.

В качестве лучшего знатока обширного региона, включавшего Прикаспий, Южный Урал и Туранскую плиту, А.Л. Яншин был привлечен Н.С. Шатским к активному участию в составлении двух тектонических карт Советского Союза, изданных в 1954 и 1956 гг., и Международной тектонической карты Европы, изданной в 1964 г.

Международный успех двух названных карт вдохновил Александра Леонидовича на создание Тектонической карты Евразии – самого обширного материка нашей планеты – в масштабе 1 : 5000000. Эта было очень трудная задача, поскольку значительные районы Азии, такие, в частности, как Тибет, были очень слабо изучены. Тем не менее руководимый А.Л. Яншиным коллектив весьма успешно справился с поставленной перед ним задачей, и карта, изданная в 1966 г., до сих пор не утратила своего значения, несмотря на появление огромного нового фактического материала. Тем более, что ничего подобного до настоящего времени не создано – Международная тектоническая карта Азии все еще находится в процессе составления.

В связи с изучением тектоники Азии в повестку дня встал очень важный вопрос – о природе горообразования, затронувшего Центральную Азию в геологически недавнее, олигоцен-четвертичное время, и проявившееся на площади, которая в течение достаточно длительного периода перед этим развивалась в равнинно-платформенном режиме. При решении этого вопроса возникло новое представление об эпиплатформенном орогенезе, выдвинутое С.С. Шульцем и А.Л. Яншиным, посвятившим ему специальную работу (ныне предпочитают говорить о внутриконтинентальном орогенезе). Затронул А.Л. Яншин в своих докладах и публикациях и проблему срединных массивов в складчатых областях.

Важно подчеркнуть, что А.Л. Яншин, наряду с А.В. Пейве с начала 60-х годов принял активное участие в реанимации представления о большой роли горизонтальных движений, в частности, надвигов и сдвигов в развитии структуры земной коры – роли, которой достаточно долгое время перед тем у нас пренебрегали, отдавая одноностороннее предпочтение вертикальным движениям. Но ведь уже в своей самой ранней тектонической работе А.Л. Яншин обосновал существование надвигов на Южном Урале!

Активно поддерживая пробивавшие себе признание в нашей стране идеи мобилизма, А.Л. Яншин занял несколько особую позицию в вопросе о происхождении глубоководных впадин Черного, Средиземного и дальневосточных морей, в серии работ, опубликованных совместно с А.Е. Шлезингером и Е.В. Артюшковым. Вместе с тем, совместно с А.В. Пейве он был редактором первой крупной тектонической карты, построенной на принципах мобилизма – карты Северной Евразии. А.Л. Яншину принадлежит большая заслуга в опровержении господствовавшей в 40-е–50-е годы точки зрения, что в осадочных разрезах геологического прошлого абсолютно преобладают мелководно-морские отложения. Это позволяло безоговорочно и повсеместно применять метод анализа мощностей, в основе которого лежала предпосылка, что мощность осадков всегда соответствует размеру тектонического погружения.

В совместной с Р.Г. Гарецким работе А.Л. Яншин показал, что в прошлом было достаточно широко распространено явление погружения, не полностью компенсированного осадконакоплением, когда мощности не могут правильно отразить масштаб этого погружения. Причем этот вывод касается не только складчатых поясов, но и платформ (Прикаспийская впадина!).

А.Л. Яншин выступил с критикой и другого довольно распространенного представления о мировых, т.е. глобальных трансгрессиях и регрессиях, приводя ряд противоречащих ему фактов. Сейчас, когда кривая Вэйла получила широкое признание, эта критика довольно уместна, так как она указывает на необходимость учета влияния региональных тектонических тенденций на уровень поверхности накопления осадков даже на пассивных окраинах континентов.

В ряде своих выступления и публикаций А.Л. Яншин отмечал и ограниченность метода актуализма (очевидно, если его понимать как синоним униформизма) и последовательного отстаивал и пропагандировал важность идеи об эволюции всех геологических процессов на протяжении истории Земли. Он добился включения этой проблемы в перечень важнейших проблем в области наук о Земле и занимался активной ее разработкой, в особенности в отношении эволюции осадконакопления и осадочных формаций, не только для фанерозоя, но и докембрия.

Александр Леонидович одним из первых оценил новые возможности, которые открылись перед геологией и, в частности тектоникой, в связи с аэрокосмическими исследованиями.

Будучи инициатором создания и бессменным руководителем Советско-монгольской экспедиции, А.Л. Яншин особое внимание уделял вопросам геологии и конкретно тектоники и металлогении этой интереснейшей страны.

Перечитывая длиннейший список научных трудов А.Л. Яншина, обращаешь внимание на три обстоятельства. С одной стороны, это необычайная широта научных интересов, с другой – постоянное возвращение, всякий раз на уровне новых знаний и идей, к некоторым излюбленным темам: Прикаспий, Туран, Азия в целом, молодые платформы, глубоководные впадины. И, в-третьих, неизменный выход на решение практических задач, среди которых главное внимание А.Л. Яншина всегда привлекали фосфориты (его первая любовь!), соли (калийные), нефть и газ. Но постепенно интересы Александра Леонидовича все больше смещались в сторону учения В.И. Вернадского о биосфере и ноосфере и проблем экологии. При этом он все же никогда не забывал о геологии и тектонике, великим мастером которой Александр Леонидович оставался.

В. Е. Хаин

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. Стиль 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, номера телефонов автора (авторов) и адрес e-mail.

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 монтируются 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. При описании палеонтологических таксонов следует руководствоваться правилами для авторов палеонтологического журнала.

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 и имен;
- 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 языке

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

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