

ISSN 0869-592X

Том 13, Номер 6

Ноябрь - Декабрь 2005



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



<http://www.maik.ru>



“НАУКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 13 № 6 2005 Ноябрь–Декабрь

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

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

Главный редактор
Б. С. Соколов

Члены редакционной коллегии:

А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев,
И. А. Басов, Е. В. Бибикова, А.Б. Герман, Ю. Б. Гладенков,
А. И. Жамойда, В. А. Захаров (*ответственный секретарь*),
К. И. Кузнецова, М. Г. Леонов, Л. А. Невесская,
А. Г. Пономаренко, А. Ю. Розанов,
М. А. Семихатов (*заместитель главного редактора*),
М. А. Федонкин, В. Е. Хайн, Н. М. Чумаков

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

*Адрес редакции: 119180 Москва, Старомонетный пер., 22,
Геологический институт РАН, комн. 2, тел. 951-21-64*

Москва
Издательство “Наука”

СОДЕРЖАНИЕ

Том 13, номер 6, 2005

Стратиграфия в исследованиях Геологического института РАН:
некоторые страницы истории, основные научные направления и результаты

*М. А. Ахметьев, Э. А. Вангенгейм, Ю. Б. Гладенков, Н. В. Горева,
А. Е. Додонов, М. А. Семихатов, В. Н. Сергеев*

3

Верхнедевонские отложения северной части Казахстанского Урала

Е. В. Чибрикова, В. А. Олли

19

Палеогеография и условия накопления каменноугольных отложений
на юге Сибирской платформы

Н. И. Акулов

37

О бореальном роде *Buchia* (*Bivalvia*) в титоне Малого Кавказа

В. А. Захаров, А. А. Касумзаде

51

Ант-сеноманская флора Приморья. Статья 1. Флористические комплексы

Е. Б. Волынец

58

О возрасте котиковской серии полуострова Терпения (Восточный Сахалин)

*И. Б. Цой, Е. П. Терехов, В. В. Шастина, М. Т. Горовая,
А. В. Можеровский*

77

Опорный разрез среднего – верхнего плиоцена Южного Зауралья

В. В. Стефановский, Н. В. Погодина

89

Геоморфологическое картирование бассейна реки Чаган-Узун –
ключ к реконструкции истории плейстоценовых оледенений
Юго-Восточного Алтая

А. Р. Агатова

101

Contents

Vol. 13, No. 6, 2005

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

Stratigraphic Investigations at the Geological Institute, Russian Academy of Sciences: A Bit of History, Basic Scientific Directions and Results

- M. A. Akhmet'ev, E. A. Vangengeim, Yu. B. Gladenkov, N. V. Goreva,
A. E. Dodonov, M. A. Semikhatov, and V. N. Sergeev* 3

Upper Devonian Sediments of the Urals in Northern Kazakhstan

- E. V. Chibrikova and V. A. Olli* 19

Paleogeography and Accumulation Environments of Carboniferous Sediments in the Southern Siberian Platform

- N. I. Akulov* 37

On the Boreal Genus *Buchia* (Bivalva) from the Tithonian of the Lesser Caucasus

- V. A. Zakharov and A. A. Kasumzade* 51

The Aptian–Cenomanian Flora of Primor'e, Part 1: Floral Assemblages

- E. B. Volynets* 58

Age of the Kotikovaya Group in the Terpeniya Peninsula (Eastern Sakhalin)

- I. B. Tsoi, E. P. Terekhov, [V. V. Shastina], M. T. Gorovaya,
and A. V. Mozherovskii* 77

Middle–Upper Pleistocene Reference Section of the Southern Trans-Urals Region

- V. V. Stefanovskii and N. V. Pogodina* 89

Geomorphologic Mapping of the Chagan-Uzun River Basin:

A Key for Reconstructing History of Pleistocene Glaciations in the Southeastern Altai

- A. R. Agatova* 101
-

УДК 551.7

СТРАТИГРАФИЯ В ИССЛЕДОВАНИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА РАН: НЕКОТОРЫЕ СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ, ОСНОВНЫЕ НАУЧНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ

© 2005 г. М. А. Ахметьев, Э. А. Вангенгейм, Ю. Б. Гладенков, Н. В. Горева, А. Е. Додонов,
М. А. Семихатов, В. Н. Сергеев

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 14.06.2005 г.

В статье содержится краткий обзор стратиграфических исследований, проведенных в Геологическом институте РАН с момента его образования до настоящего времени и выполненных сотрудниками пяти лабораторий Сектора стратиграфии этого института.

Ключевые слова. Стратиграфия, докембрий, рифей, венд, фанерозой, палеофлористика, микропалеонтология, четвертичный период.

Стратиграфия является базовой дисциплиной широкого круга наук о Земле и потому стратиграфические исследования в Геологическом институте Академии наук с момента его создания в 1930 г. и особенно после перевода из Ленинграда в Москву в 1935 г. неизменно рассматривались в числе наиболее приоритетных. В предвоенные годы эти исследования концентрировались в Отделе стратиграфии, которым руководила М.Ф. Нейбург, и отчасти в Отделе четвертичной геологии, руководимом Г.А. Бонч-Осмоловским, а затем Р.Ф. Мирчинком. Возглавлявший в то время институт А.Д. Архангельский так определил задачи Отдела стратиграфии: 1) обобщение материалов по стратиграфии страны и публикация их в многотомной серии “Стратиграфия СССР”, 2) разработка детальных стратиграфических схем верхнепалеозойских и мезо-кайнозойских отложений Предкавказья, Предуралья и Кузбаса для обеспечения поисково-разведочных работ на горючие полезные ископаемые, 3) совершенствование методов корреляции разнофациальных отложений, имея в виду создание единой стратиграфической шкалы территории СССР. В результате работ Д.М. Раузер-Черноусовой, М.Ф. Нейбург и Н.В. Литвинович по верхнему палеозою, М.В. Баярунаса, В.П. Колесникова, А.Г. Эберзина, В.В. Меннера, В.Г. Морозовой, Б.П. Жижченко, В.А. Вахрамеева, Б.М. Келлера по мезо-кайнозою Крымско-Кавказской области, Г.Ф. Мирчинка, В.И. Громова, К.В. Никифоровой, Е.Л. Щукиной, Л.Д. Шорыгиной по новейшим отложениям и их коллег были сделаны первые шаги на пути совершенствования методики биостратиграфических исследований и значительно уточнены схемы расчленения верхнепалеозойских и более моло-

дых осадочных толщ упомянутых регионов. Отдельные важные выводы были получены и по верхнепалеозойским отложениям. Во время Великой Отечественной войны стратиграфические исследования сотрудников ГИНа концентрировались на решении прикладных задач, а в послевоенные годы быстро развивались, охватывая новые регионы и по существу все пост-архейские отложения. Их результаты кратко изложены ниже применительно к каждой из пяти лабораторий, существующих в Отделе стратиграфии ГИНа РАН.

ЛАБОРАТОРИЯ СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Лаборатория стратиграфии верхнего докембрая была создана в 1965 г. на базе ранее существовавшей в Отделе стратиграфии ГИНа группы сотрудников, занимавшихся изучением рифейских отложений. Во главе этой группы, а затем и Лаборатории до 1984 г. находился Б.М. Келлер; с 1984 г. Лабораторию возглавляет М.А. Семихатов. Исследования проводились и проводятся по взаимосвязанным и взаимодополняющим направлениям, значение каждого из которых закономерно менялось во времени.

Региональная стратиграфия верхнедокембрейских отложений Северной Евразии. В рамках этого направления в 1950–1960-е годы были существенно уточнены схемы расчленения нижнекембрейских и/или верхнедокембрейских отложений западной части Восточного Саяна (В.В. Хоментовский, Л.Н. Репина, М.А. Семихатов), Байкало-Патомского нагорья (Н.М. Чумаков, В.А. Комар), Енисейского кряжа (М.А. Семихатов), юго-восто-

точной части Сибирской платформы (С.В. Нужнов), Анабарского массива и Оленекского поднятия (В.А. Комар). В последующие полтора десятилетия в Учуро-Майском регионе была разработана стратиграфическая схема юдомского комплекса, считавшегося сибирским эквивалентом венда (М.А. Семихатов, В.А. Комар, С.Н. Серебряков), и обоснована единая схема расчленения рифейских отложений этого обширного региона (М.А. Семихатов, С.Н. Серебряков, В.А. Комар), в Туруханском районе уточнена последовательность рифейских свит (В.А. Комар, С.Н. Серебряков), а в европейской части страны выделен ранненевендинский лапландский (варангерский) гляциогоризонт (Н.М. Чумаков) и обоснована детальная схема расчленения типа верхнего рифея – каратавской серии Южного Урала (Б.М. Келлер, И.Н. Крылов, М.Е. Раaben, В.А. Комар). Привязка упомянутых региональных схем к стратиграфической шкале рифея и венда проводилась при возрастающей во времени роли биостратиграфических и изотопно-геохронологических данных.

Историко-геологический и биостратиграфический методы в стратиграфии рифея и венда. Долгое время решение всех стратиграфических вопросов в верхнем докембрии опиралось только на историко-геологический метод. Действуя в рамках этого метода, Н.С. Шатский в 1945–1952 гг. на основании сравнительного анализа истории становления геотектонических элементов обосновал выделение рифейской группы, но при первых попытках общего расчленения рифея на первое место вышло выявление событийных рубежей и специфичных формационных комплексов (Б.М. Келлер, В.В. Хоментовский). Однако полученные в начале 1960-х годов данные доказали, что в межрегиональном масштабе эти рубежи и комплексы не выдержаны, что резко снизило их стратиграфическое значение (Б.М. Келлер, М.А. Семихатов).

Проблемы биостратиграфии докембра в Лаборатории разрабатывались на основе строматолитов, микрофитолитов, микрофоссилий, а в венде, кроме того, отпечатков и следов бесскелетных метазоа. Основы стратиграфического использования докембрийских строматолитов в ГИНе заложил В.П. Маслов еще в 1930-е годы, но позднее он поставил под сомнение стратиграфическую ценность этих ископаемых (см. ниже). На инициированном В.В. Меннером новом этапе изучения докембрийских строматолитов, который начался в конце 1950-х годов, были предложены новая методика изучения и систематика этих ископаемых (И.Н. Крылов), установлено вертикальное распределение их таксонов в опорных разрезах рифея Северной Евразии и выявлено сходство такой смены в межрегиональном масштабе. На основании полученных данных и первых K-Ar датировок докембрийских глауконитов

Б.М. Келлер, И.Н. Крылов, С.В. Нужнов и М.А. Семихатов в 1960 г. предложили первую схему трехчленного расчленения рифея по строматолитам. Опубликованные в 1962–1967 гг. монографии названных авторов, М.Е. Раaben и В.А. Комара, содержащие палеонтологические описания строматолитов из опорных разрезов России и Казахстана, явились важным подтверждением этой схемы. Позднее сотрудники Лаборатории на основании оригинальных данных доказали возможность распространения трехчленного расчленения рифея по строматолитам за пределы Северной Евразии и установили своеобразие их венского и нижнепротерозойского комплексов. Вместе с тем были показаны принципиальные различия современных и рифейских строматолитов, изучены фациальная приуроченность и причины морфологической изменчивости последних (С.Н. Серебряков), с относительно высоким возрастным разрешением восстановлена динамика таксономического разнообразия и обилия протерозойских строматолитов и выявлена зависимость этих параметров от абиотических факторов (М.А. Семихатов, М.Е. Раaben). Проведенные исследования получили широкий международный резонанс и нашли последователей в США, Канаде, Франции, Индии, Китае и Австралии. В результате был строго определен стратиграфический потенциал протерозойских строматолитов и пределы их корректного использования для расчленения и корреляции отложений в рамках стратиграфических шкал различного масштаба.

Изучение верхнедокембрийских микрофитолитов, которое было начато В.П. Масловым и Е.А. Рейтлингер в 1950-е годы и развивались в последующие два десятилетия З.А. Журавлевой и В.Е. Забродиным, не принесло стратиграфически значимых результатов. Выделенные в опорных разрезах рифея и венда Сибири и Урала ассоциации формальных видов и родов этих образований одно время считались важными для общего расчленения и телекорреляции отложений. Но позднее было показано, что в межрегиональном масштабе они являются диахронными, в ряде случаев связаны с определенными фациями (С.Н. Серебряков, М.А. Семихатов), а признаки, положенные в основу классификации микрофитолитов, в значительной мере являются вторичными (Э.П. Радионова).

Активное изучение докембрийских микрофоссилий в Лаборатории началось по инициативе Б.М. Келлера во второй половине 1970-х годов и было стимулировано двумя обстоятельствами: накоплением данных о появлении в верхних горизонтах сибирского рифея морфологически сложных органостенных форм и находками в рифейских отложениях Урала, Сибири и Средней Азии окремненных остатков микроорганизмов. К изучению органостенных форм в Лаборатории при-

ступили А.Ф. Вейс, в 1977–1981 гг. докторант Т.В. Янкаускас и позднее Н.Г. Воробьев, а окремненных И.Н. Крылов и В.Н. Сергеев. Интенсификации исследований во многом способствовало то, что все активно работавшие микрофитологи страны (включая А.Ф. Вейса, В.Н. Сергеева и И.Н. Крылова) в 1989 г. опубликовали капитальную монографию “Микрофоссилии докембрия СССР”, в которой систематика этих ископаемых подверглась существенной ревизии. В изучении протерозойских микрофоссилий в Лаборатории были достигнуты следующие главные результаты. 1. Получена детальная микрофитологическая характеристика большинства опорных разрезов рифея и венда Северной Евразии. 2. В упомянутых разрезах выявлена последовательность таксономически различных комплексов органостенных и окремненных микрофоссилий и установлена выдержанность ряда комплексов в межрегиональном масштабе. 3. На основании совместного детального фациального (П.Ю. Петров) и микрофитологического (А.Ф. Вейс, Н.Г. Воробьев, В.Н. Сергеев) изучения рифейских отложений обоснована модель изменения таксономического состава микрофоссилий на профиле палеобассейна и выделен ряд различных по составу и по обилию их фациально-экологических ассоциаций. Показано, что систематически наиболее разнообразные ассоциации, которые содержат стратиграфически важные морфотипы, представляющие остатки эвкариот, были приурочены к среднеглубинным обстановкам внешнего шельфа, а в мелководных обстановках господствовали остатки простых и эволюционно консервативных прокариот. 4. Уточнена хронология важнейших эволюционных новаций в докембрийской микробиоте на пути эвкариотизации ранней биосфера и подчеркнута роль предпозднерифейских событий в этом процессе. 5. Выявлено влияние направленных изменений глобальных обстановок обитания на смену во времени ассоциаций тех микрофоссилий, которые представляют собой остатки эволюционно крайне консервативных прокариот. В итоге было установлено, что микрофоссилии на сегодня являются наиболее действенным инструментом биостратиграфии протерозоя.

Первые шаги в изучении венских бесскелетных метазоа в нашей стране были сделаны в конце 1960 гг. В.В. Меннером и Б.М. Келлером, которые опубликовали описания этих форм, открытых в венде Русской плиты. В 1970-е годы Б.М. Келлер и М.А. Федонкин обнаружили богатое местонахождение этих форм на Онежском полуострове, а М.А. Федонкин открыл уникальное по богатству и разнообразию их местонахождение на Зимнем берегу Белого моря. Результаты изучения этих ископаемых, изложенные в монографии М.А. Федонкина “Беломорская биота венда” (1981 г.), вошли в золотой фонд палеонтологии

докембрия. В те же годы в Лаборатории были получены принципиально новые данные о зональном расчленении нижних горизонтов нижнего кембрия по археоциатам (А.Ю. Розанов) и мелкораковинным ископаемым (В.В. Миссаржевский). Эти данные, дополненные анализом других групп ископаемых, послужили основанием для выделения в нижнем кембрии древнейшего томмотского яруса (А.Ю. Розанов, В.В. Миссаржевский, Л.Г. Воронова, Н.А. Волкова и др.), который быстро завоевал международное признание. Развитие упомянутых исследований М.А. Федонкина и А.Ю. Розанова проводится в Палеонтологическом институте РАН.

Палеоклиматические методы в стратиграфии докембрия и общая эволюция климатов. Сравнительное изучение позднедокембрийских диамиктитов Русской плиты, Западного Урала, Шпицбергена и Средней Азии, плейстоценовых ледниковых, оползневых и современных пролювиальных отложений позволило выявить комплекс критериев для идентификации ледниковых образований геологического прошлого. На базе критического анализа мировых данных с помощью этих критериев были восстановлены масштабы ранневенденского оледенения и установлено оледенение в верхнем венде (Н.М. Чумаков). Изучение опорных разрезов позднерифейских и венских ледниковых комплексов различных регионов показало очень сложную временную структуру соответствующих оледенений, что в корне противоречит популярной ныне гипотезе о тотальном оледенении планеты в то время (Н.М. Чумаков).

Синтез мировых данных о распределении докембрийских и фанерозойских тиллитов в пространстве и времени позволил определить их корреляционное значение, проследить в глобальном масштабе ряд докембрийских гляциогоризонтов и выделить в постархейской истории Земли ледниковые и безледниковые климатические эры, периоды и эпохи. Установлено, что за последние 3.5 млрд. лет на Земле произошло медленное необратимое похолодание, позволяющее выделить три главных климатических этапа: безледниковый (более 2.9 млрд. лет), с эпизодическими оледенениями (2.9–1 млрд. лет) и с периодическими оледенениями (1 млрд. лет – ныне). Корреляция этих этапов с плейт-тектоническими этапами указывает на их связь с геодинамическим развитием Земли с периодичностью около 150 млн. лет. Показано, что необратимое похолодание поверхности Земли является следствием геотектонического и биологического развития планеты и обусловлено ослаблением ее дегазации, усилением процессов захоронения углерода в литосфере и мантии, эволюцией атмосферы и биоты и было осложнено и маскировалось многочисленными наложенными друг на друга температурными ко-

лебаниями разной периодичности и амплитуд (Н.М. Чумаков).

Мелкомасштабные глобальные палеоклиматические реконструкции для ярусов мела и перми, составленные на основе мобилистских палеогеографических и литологических, палеонтологических и геохимических индикаторов климата, позволили проследить эволюцию климатической зональности в эпохи крупных биосферных перестроек (Н.М. Чумаков, М.А. Жарков), ввести понятия глобального ледникового и безледникового климатов, а затем различать холодную и теплую биосфера (Н.М. Чумаков). Совместный анализ динамики биотических и климатических изменений на примере мелового, пермского и ордовикского периодов показал, что климаты могли подготавливать, обуславливать и провоцировать кризисы или способствовать расцвету биоты.

Изотопная геохронология и хемостратиграфия рифея и венда, развивающегося совместно с сотрудниками ИГГД РАН И.М. Гороховым, А.Б. Кузнецовым, Г.В. Овчинниковой, Т.С. Зайцевой, О.А. Яковлевой и их коллегами, а отчасти и Гарвардского университета (США) А. Ноллем, А. Кауфманом и Д. Бартли, сотрудники Лаборатории обеспечивали сбор и стратиграфическую привязку материала для изотопных исследований, детальное структурно-минералогическое изучение глауконитового геохронометра и, главное, анализ всей совокупности геологических данных как при определении реального значения полученных изотопных датировок осадочных геохронометров и выявлении факторов нарушения их изотопных систем, так и при реконструкции событий, определявших изменения во времени отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в водах рифейского и вендского палеоокеанов. На основании минералого-кристаллохимического изучения глобулярных слоистых силикатов глауконитового ряда (Т.А. Ивановская) и определения их мессбауэровских спектров (О.А. Яковлева) в 1980-е годы были разработаны новые критерии сохранности изотопно-геохронологических систем этих минералов, которые позднее были уточнены (Т.С. Зайцева, Т.А. Ивановская). Установлена ведущая роль метеорного катагенеза в нарушении изотопно-геохронологических систем осадочных геохронометров (И.М. Горохов, М.А. Семихатов, Т.А. Ивановская), выявлены особенности формирования и преобразования глауконитовых глобул на разных стадиях литогенеза и получены новые данные о влиянии бактериальной жизнедеятельности на процессы глауконитообразования (Т.А. Ивановская, А.Р. Гептнер).

При проведении Sr-изотопных хемостратиграфических исследований на основании разработанной в ИГГД новой аналитической методики в

минувшее десятилетие впервые получены корректированные данные о первичных отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в рифейских отложениях Средней Сибири и Южного Урала (И.М. Горохов, А.Б. Кузнецов, М.А. Семихатов, А. Кауфман), на основании вновь полученных и критического анализа опубликованных данных, обоснована новая непротиворечивая кривая изменения изотопного состава Sr в морской воде второй половины среднего и позднего рифея, раскрыты геодинамические и палеогеографические причины этих изменений (М.А. Семихатов, А.Б. Кузнецов, И.М. Горохов). В ходе С-изотопного изучения рифейских и вендских отложений получены следующие выводы. 1. Предложена новая корреляция пограничных вендских (юдомских) и томмотских отложений северной и юго-восточной Сибири (А. Нолл, М.А. Семихатов, А. Кауфман, Д. Бартли). 2. Получена С-изотопная характеристика уральского стратотипа верхнего рифея и рифейских отложений Сибири и внесены важные уточнения в межрегиональную корреляцию этих отложений (М.А. Семихатов, М.Е. Раабен, В.Н. Подковыров, Д. Бартли, А. Нолл, А. Кауфман). 3. Разработана схема пятичленного хемостратиграфического расчленения донемакит-далдынской части юдомия, на основании комплекса данных установлена субглобальная выдержанность этих хемохронов и показано, что юдомий уступает венду в стратиграфическом объеме (М.А. Семихатов, А.Б. Кузнецов, В.Н. Подковыров). Полученные изотопно-геохронологические и хемостратиграфические данные создали надежную основу для уточнения общего расчленения и телекорреляции отложений рифея и венда.

Роль позднедокембрийских микробных сообществ в осадконакоплении. На ряде примеров установлено, что рифейские бентосные цианобактериальные сообщества играли важную роль в накоплении карбонатных и тонкозернистых силикокластических осадков (П.Ю. Петров), выступали как ведущий фактор образования карбонатных платформ, а в определенных обстановках и гигантских строматолитовых рифов (П.Ю. Петров, М.А. Семихатов). Всесторонний анализ одного из наиболее специфичных строматолитовых докембрийских фациальных комплексов позволил связать воедино факты из различных областей докембрийской геологии, седиментологии и геохимии и выявить особенности эволюции ранней биосфера Земли на одном из этапов ее развития (П.Ю. Петров, М.А. Семихатов). Упомянутые выше выводы были использованы при разработке модели развития рифейских бассейнов в одном из районов западной окраины Сибирской платформы (П.Ю. Петров).

Общая шкала расчленения протерозоя. При современном противостоянии хроностратиграфической и хронометрической концепций обще-

го расчленения докембия сотрудники Лаборатории неизменно поддерживали первую из этих концепций, подчеркивая ее преимущества (Б.М. Келлер, М.А. Семихатов, А.Ф. Вейс, С.Н. Сергеев). После обоснования в начале 1960-х годов нижнего, среднего и верхнего рифея, основанных на составе строматолитов и структуре его уральского стратотипа (Б.М. Келлер, И.Н. Крылов, В.А. Комар, С.В. Нужнов, М.Е. Раaben, М.А. Семихатов), важным шагом на пути детализации Общей шкалы верхнего докембия явилось издание в 1963 г. под редакцией Б.М. Келлера тома "Стратиграфия СССР. Верхний докембий", в которой по всей стране были прослежены три подразделения рифея и венда. В конце 1960-х–1970-х годах были опубликованы монографии, доказывающие выделение названных подразделений за пределами СССР (Б.М. Келлер, М.А. Семихатов, М.Е. Раaben), а затем сотрудники вносили определяющий вклад в совершенствование Общих шкал расчленения протерозоя, принятых крупными совещаниями. В результате радикального расширения палеонтологической, изотопно-геохронологической и хемостратиграфической характеристик верхнего докембия детализировано обоснование и изотопный возраст границ общих подразделений рифея и венда, уточнено расчленение верхнего рифея и заметно повышен корреляционный потенциал подразделений хроностратиграфической шкалы протерозоя России.

За время существования Лаборатории численность ее сотрудников варьировала от 8 до 24 человек. Полевые работы проходили в районах классического развития рифея и венда в Северной Евразии, на опорных разрезах нижнего докембия в Карелии, Кольском полуострове, в Швеции, а также в Англии, Шпицбергене, Канаде, США, Австралии, Индии, Северной Африке и КНДР. Проведение работ было поддержано крупными программами фундаментальных исследований, грантами РФФИ, ИНТАС-РФФИ и МПГК, а результаты докладывались на Международных геологических конгрессах и других представительных совещаниях. Сотрудники Лаборатории входят в состав российских и международных геологических организаций. М.А. Семихатов является заместителем председателя Межведомственного стратиграфического комитета (МСК), Б.М. Келлер и М.А. Семихатов в разное время являлись председателем Постоянной комиссии МСК по верхнему докембрию, а Н.М. Чумаков и В.Н. Сергеев являются ее членами. В задачи ближайших исследований Лаборатории входит развитие мультидисциплинарного обоснования Общей шкалы расчленения протерозоя и расширение знаний в области ранней эволюции биосфера.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

ЛАБОРАТОРИЯ СТРАТИГРАФИИ ФАНЕРОЗОЯ

В 1940–1980-е годы руководителем Сектора стратиграфии ГИНа и лидером всех стратиграфических исследований в институте был академик В.В. Меннер, а после реорганизации структуры Сектора в 1960-е годы он стал, кроме того, заведующим Лабораторией детальной стратиграфии фанерозоя (именно под этим названием она была организована В.В. Меннером). В 1986 г. заведующим Лабораторией стал Ю.Б. Гладенков, и в это время Лаборатория приобрела современное название. В течение всех лет Лаборатория включала 15–20 научных сотрудников.

Традиционно сотрудники Лаборатории проводили свои исследования по двум направлениям. Одно из них – это традиционная стратиграфия, ориентированная на создание детальных стратиграфических схем на базе комплексного использования разных методов при главенстве биостратиграфического. Второе направление – это восстановление эволюции и этапности развития палеоэкосистем и палеобиосферы с мониторингом палеогеографических обстановок и экосистемных преобразований. Первое направление реализовывалось в разработке стратиграфических схем регионального, межрегионального и субглобального масштабов на основе выделения ярусных и зональных подразделений в морских толщах фанерозоя Евразии. Отличительной особенностью этих работ было использование различных групп органических остатков. Это, с одной стороны, позволяло оценивать и реализовывать их стратиграфический потенциал при расчленении разнофациальных отложений, а с другой, при совместном нахождении этих групп осуществлять контроль над построениями, полученными по какой-нибудь одной группе. Для расчленения различных систем палеозоя использовались такие группы, как древнейшие мелкораковинные ископаемые (В.В. Миссаржевский, А.В. Кучинский), трилобиты (Н.В. Покровская, М.Н. Коробов, М.Н. Чугаева), брахиоподы (Х.С. Розман, А.В. Ворожбитов, В.Г. Ганелин), конодонты (В.А. Аристов, С.В. Дубинина) и радиолярии (Б.Б. Назаров). При построении и детализации стратиграфических схем мезозоя главными группами были аммониты (Н.П. Михайлов, М.А. Рогов), радиолярии (Н.Ю. Брагин), фораминиферы (О.А. Корчагин), двустворчатые моллюски (М.А. Пергамент, В.А. Захаров) и диноцисты (Е.К. Иосифова). Кайнозойские толщи расчленялись на основе изучения моллюсков (Ю.Б. Гладенков, В.Н. Синельникова, К.Б. Баринов, А.Э. Олейник), радиолярий (Д.И. Витухин), фораминифер (С.И. Ступин) и флоры (А.И. Челебаева).

Исследования многих из перечисленных сотрудников Лаборатории заслуженно пользуются

широкой известностью. В подтверждение сказанного упомянем монографии Н.П. Михайлова “Бореальные юрские аммониты (*Dorsoplantinae*) и зональное расчленение волжского яруса” (1966 г.), М.Н. Чугаевой “Биогеографические особенности распространения трилобитов на территории СССР в ордовике” (1976 г.), Х.С. Розман “Биостратиграфия и зоогеография верхнего ордовика Северной Азии и Северной Америки (по брахиоподам)” (1977 г.), Б.Б. Назарова “Радиолярии палеозоя” (1988 г.), М.Н. Коробова “Биостратиграфия и полимерные трилобиты нижнего кембрия Монголии” (1989 г.), В.В. Миссаржевского “Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембия и кембия” (1989 г.), Ю.Б. Гладенкова и В.Н. Синельниковой “Моллюски и климатические оптимумы миоцена Камчатки” (1990 г.), Н.Ю. Брагина “Радиолярии и нижнемезозойские толщи востока СССР” (1991 г.), Ю.Б. Гладенкова “Зоны перехода от океана к континентам: опыт стратиграфических палео-экосистемных исследований” (1992 г.), В.А. Аристова “Конодонты девона–нижнего карбона Евразии: сообщества, зональное расчленение, корреляция разнофациальных отложений” (1994 г.), С.В. Дубининой “Конодонты и зональная стратиграфия пограничных отложений кембия и ордова” (2000 г.), О.А. Корчагина “Классификация мезозойских планктонных фораминифер” (2003 г.). Многие монографии вошли в золотой фонд мировой науки и оказали на ее развитие серьезное влияние (в качестве примера назовем книги Б.Б. Назарова о палеозойских радиоляриях и В.В. Миссаржевского о первых скелетных организмах).

Специальное внимание во многих публикациях уделялось двум аспектам. Во-первых, выявлению этапности и фазовости эволюции отдельных таксонов и экосистемных сообществ, которые служили основой ярусного и зонального расчленения (выделения подразделений продолжительностью соответственно 3–7 и 1–3 млн. лет), а во-вторых, анализу смены ископаемых ассоциаций под влиянием изменений экологических факторов. В последние десятилетия в практику исследований сотрудников Лаборатории широко вошел метод прослеживания последовательных биотических и других маркеров, что в ряде случаев позволило перейти к более дробному инфразональному расчленению древних осадков с выделением биогоризонтов, слоев с фауной и других стратонов продолжительностью от 1–0.5 до 0.25 млн. лет. Именно на такой основе были созданы стратиграфические шкалы и региональные схемы нового поколения, которые нашли широкое применение в практике при разработке легенд геологических карт, корреляции разнофациальных толщ и расчленении осадочных последовательностей, вскрытых бурением при поисках нефти и газа.

Сотрудники Лаборатории работали и работают в различных районах Евразии и Америки, изучая разные по геологическому строению объекты в платформенных и складчатых областях (европейская часть России, Сибирь, Арктика, Урал, Монголия, Алтае-Саянская область), в зонах перехода от океана к континенту (Дальний Восток. Япония, Аляска), в океанах и морях (Исландия, Северная Пацифика, Средиземноморье, Черное и Каспийское моря). Ими исследовались отложения различных типов палеобассейнов (океанических, окраинных, эпиконтинентальных), приуроченных часто к разным широтным зонам. Чрезвычайно важно, что собранные стратиграфические и палеонтологические материалы позволили перейти к палеогеографическим и палеобиогеографическим реконструкциям, рассмотреть изменения ареалов сообществ и таксонов и установить пути их миграций. В результате составлены схемы зоогеографического районирования Евразии практически для всех периодов фанерозоя, а для ряда геологических эпох и в глобальном масштабе. Многие из созданных схем приобрели мировое признание. Такое направление исследований дает возможность моделировать многие особенности обстановок прошлого, в частности, вертикальную и трофическую зональности древних бассейнов, морские течения, проливы, особенности седиментации и области сноса, и является составной частью экосистемного анализа (В.В. Меннер, Х.С. Розман, М.Н. Чугаева, В.Г. Ганелин, А.Е. Шанцер, Ю.Б. Гладенков, В.А. Захаров, Н.Ю. Брагин, В.А. Аристов, О.А. Корчагин, К.Б. Баринов, Д.И. Витухин). В результате решается одна из ключевых стратиграфических проблем, на которую всегда обращал внимание В.В. Меннер: увязка региональных данных, основанных на глубокой проработке конкретных материалов, с выявленными глобальными трендами геологических явлений.

В последние годы сотрудники Лаборатории работали над общей проблемой “Детальная стратиграфия морского фанерозоя разных палеобиогеографических провинций, мониторинг палеогеографических обстановок и экосистемных преобразований”. При этом конкретные стратиграфические разработки, основанные на региональных материалах, привлекались к решению проблем общегеологического плана, в том числе одной из главных проблем стратиграфии – естественной периодизации геологической истории Земли. Так, специалисты по палеозою, изучая последовательность и латеральные соотношения биофаций, участвуют в выявлении особенностей развития палеозойских океанов и вносят свой вклад в оценку мобилистических моделей. Специалисты по мезозою, помимо построения детальных схем сопоставления осадков разных широтных зон, вносят много нового в понимание на-

правленности смены палеогеографических обстановок океанических и эпиконтинентальных палеобассейнов. Биостратиграфы кайнозоя, кроме разработки детальных стратиграфических схем палеогена и неогена Голарктики (прежде всего Северной Пацифики с ее обрамлением), делают много для расшифровки глобальных палеоклиматических и эвстатических флюктуаций, выявления этапов развития древних бассейнов и тектонических структур. В последние десятилетия возросла востребованность специалистов Лаборатории в различных производственных организациях (определение палеонтологических остатков) и в разных геологических проектах, в том числе тектонических, при производстве бурения и т.д.

Наряду с разработкой стратиграфических схем различных систем фанерозоя сотрудники Лаборатории особое внимание уделяли теоретическим и методическим аспектам стратиграфии (В.В. Меннер, Ю.Б. Гладенков, Н.П. Михайлов, В.А. Захаров) – методам стратиграфического расчленения, вопросам стратиграфической классификации и принципам составления стратиграфических схем разного масштаба. При этом принималось, что стратиграфические подразделения являются отражением (в известной мере протоколами) определенных этапов геологической истории того или иного значения, и что каждый стратон имеет комплексную характеристику, обладая не каким-то одним (например, палеонтологическим) признаком, а рядом признаков. Их совокупность делает любой стратон уникальным и неповторимым компонентом геологической летописи. В результате стратиграфические шкалы рассматриваются как отражение последовательности геологических событий и этапности развития отдельных экосистем и биосфера в целом, а выделение стратонов опирается на принципы геоисторической концепции стратиграфии. Одновременно реализуются методы составления календарей геологических событий и явлений, что уже получило распространение за пределами России. Вместе с тем активно развиваются идеи “биосферной стратиграфии” как стратиграфии ископаемых (“былых”, по В.И. Вернадскому) биосфер или состояний биосфер прошлого и анализируется возможное влияние на них не только земных, но и космических факторов (Ю.Б. Гладенков, В.А. Захаров, В.Г. Ганелин). Так как биосфера является сложной и самоорганизующейся системой, состоящей из отдельных экосистем, то в региональном масштабе стратиграфия выглядит как стратиграфия палеоэкосистем. Применение системного подхода вооружает ее новыми возможностями, а развитие такого подхода рассматривается в Лаборатории как перспективное стратегическое направление (Ю.Б. Гладенков).

Специально следует отметить активное участие сотрудников Лаборатории в разработке Стратигра-

фического кодекса России (1992 г.) и его последующих модификаций и в обсуждении Международного стратиграфического кодекса-руководства. В Лаборатории выполнен перевод с английского языка на русский последнего варианта Международного стратиграфического руководства, что позволило познакомить с его идеями всю стратиграфическую общественность России. Вместе с тем, из недр Лаборатории вышел ряд получивших широкую известность публикаций, посвященных общим проблемам стратиграфии. Среди этих публикаций особое место занимают монография В.В. Менnerа “Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит” (1962 г.), коллективная монография “Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций” (2001 г.) и монография Ю.Б. Гладенкова “Биосферная стратиграфия” (2004 г.).

Многие сотрудники Лаборатории ведут большую научно-организационную работу в российских и международных комитетах и комиссиях, в том числе в Межведомственном стратиграфическом комитете (МСК) нашей страны. В.В. Меннер и Ю.Б. Гладенков в разные годы входили в руководящие органы МСК в качестве заместителей председателя комитета, а В.А. Захаров, В.А. Аристов, Н.Ю. Брагин, В.Г. Ганелин и С.В. Дубинина как председатели или члены его постоянных комиссий. Активность сотрудников проявляется также в их участии в Международных геологических конгрессах и различных совещаниях, что позволяет знакомить геологическую общественность с новыми идеями и методами, которые разрабатываются в Лаборатории. В традициях Лаборатории является регулярное проведение семинаров, на которых обсуждаются как результаты конкретных работ, так и актуальные широкие проблемы стратиграфии. Вместе с тем, некоторые сотрудники в течение многих лет читали и читают сейчас лекции в МГУ, НГУ и МГРА и подготовили многих молодых специалистов через аспирантуру (В.В. Меннер, Ю.Б. Гладенков, В.А. Захаров, О.А. Корчагин). Необходимо также отметить вклад стратиграфов Лаборатории в геологическую практику – их непосредственное участие в составлении геологических карт и в поиске минерального сырья с выявлением определенных стратиграфических уровней скопления полезных ископаемых. Это, в частности, относится к определению возраста тех фанерозойских отложений, которые вмещают залежи нефти, газа, угля, золота и фосфоритов в Западной Сибири, на Сахалине и Камчатке, на Северо-Востоке России, на Урале, в Алтае-Саянской области и Предкавказье.

В заключение отметим, что 2005 г. – это особенный год для Лаборатории стратиграфии фанерозоя. В ноябре исполнилось 100 лет со дня рож-

дения академика В.В. Меннера, выдающегося геолога и стратиграфа XX века и создателя названной лаборатории. К этой дате сотрудники Лаборатории подготовили специальные монографии "Биосфера–экосистема–биота в прошлом Земли" и "Экосистемы кайнозоя Северной Пацифики", а в ГИН РАН проведена международная научная конференция "Проблемы стратиграфии начала XXI века: новые пути и подходы".

ЛАБОРАТОРИЯ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИИ

Лаборатория микропалеонтологии – одна из первых лабораторий, созданных в Геологическом институте. Ее основы и традиции были заложены профессором Д.М. Раузер–Черноусовой – создателем отечественной микропалеонтологической школы. Начав работать в институте в 1934 г., Д.М. Раузер–Черноусова сразу же организовала лабораторию микрофауны, которой бессменно руководила почти 40 лет (с 1934 до 1970 г.). Первоначально в состав Лаборатории входили ближайшие соратники и ученики Дагмары Максимилиановны – Е.А. Рейтлингер, Г.Д. Киреева, О.А. Липина, С.Ф. Щербович, Е.Л. Кулик, позже М.Н. Соловьева, а исследования были сосредоточены на разработке по фораминиферам зональных шкал для верхнепалеозойских отложений европейской части СССР. Микропалеонтологический метод таил в себе громадные потенциальные возможности и вскоре продемонстрировал колossalную роль в решении проблем как фундаментального, так и прикладного значения. Примером связи науки и геологической практики в исследованиях Лаборатории явилась разработка новой стратиграфической схемы каменноугольных отложений Волго–Уральской нефтегазоносной провинции и строгое обоснование возраста продуктивных горизонтов.

В число важнейших научных проблем, которые в предвоенные и первые послевоенные годы разрабатывались Д.М. Раузер–Черноусовой и ее школой, входили разработка критерии систематики фораминифер, установление периодичности и этапности их развития, а также использование полученных результатов для обоснования дробных (зональных) биостратиграфических шкал и корреляции разнофациальных отложений. При этом большое значение придавалось анализу как экологических особенностей существования фузулинид, так и выявлению их изменчивости (в том числе внутривидовой), составу и структуре фораминиферовых сообществ в отложениях и бассейнах разного типа. В рамках разработки этих проблем Е.А. Рейтлингер – ученица и соратник Дагмары Максимилиановны – выявила этапность развития нижнекаменноугольных фораминифер и смену их комплексов на границах крупных стратонов. Полученные выводы были подкреплены

анализом материалов, полученных для верхнего девона, среднего карбона, верхней перми и триаса. Существенным вкладом в изучение систематики фораминифер и расчленение нижнего карбона явились работы О.А. Липиной. Ею были впервые выделены видовые зоны фораминифер для турнейских отложений европейской части СССР. Огромен вклад М.Н. Соловьевой, талантливого микропалеонтолога и стратиграфа, в создание Единой зональной шкалы среднего карбона СССР, построенной с учетом местных локальных зон различных регионов. При этом М.Н. Соловьева продемонстрировала не только широкий кругозор и умение подняться до философских обобщений, но и неординарность научного мышления.

Одной из актуальных задач, стоявших перед сотрудниками Лаборатории в 1950–1970-е годы, было изучение стратиграфии верхнего карбона и нижней перми. Работы Д.М. Раузер–Черноусовой, С.Ф. Щербович и Г.Д. Киреевой, проведенные совместно с исследователями других институтов, позволили разработать зональные схемы по фузулинидам для касимовского, гжельского и асельского ярусов. Эти схемы были позднее приняты МСК для всей Восточно–Европейской платформы. В 1960–1970-е годы М.Н. Соловьева, Э.Я. Левен и С.Ф. Щербович установили возможность прослеживания почти всех восточноевропейских фузулинидовых зон карбона в среднеазиатскую часть Тетиса и показали, что усиливающийся вверх по разрезу эндемизм фузулинидовых сообществ определяет необходимость построения самостоятельной стратиграфической шкалы для пермских отложений Тетиса. В 1960-е годы Э.Я. Левеном была начата разработка такой шкалы, и через десяток лет им была обоснована детальная шкала расчленения перми по фузулинидам для Тетической области. Результаты перечисленных исследований легли в основу создания зональных схем всех отделов каменноугольной и пермской систем. Посвященные им 18 монографий и множество статей, опубликованных в 1948–1970 гг., составляют золотой фонд исследования фораминифер и стратиграфии верхнего палеозоя. Позднее предложенные биостратиграфические зональные схемы претерпевали лишь уточнения и дополнения.

Велика роль Лаборатории в организации в 1950-е годы микропалеонтологических исследований в различных научных и производственных организациях всей страны и в концентрации усилий отдельных групп на решении наиболее насущных проблем. Для обеспечения доступа широкого круга специалистов к микропалеонтологической информации были созданы видовые картотеки фораминифер (первоначально преимущественно палеозойских), а в 1954 г. на базе Лаборатории Д.М. Раузер–Черноусовой создана Комиссия по микропалеонтологии, в задачи кото-

рой входила координация всех микропалеонтологических работ, ведущихся в центральных и периферийных организациях бывшего СССР, проведение рабочих коллоквиумов, разработка и внедрение новых методик исследований, широкий обмен научной литературой. Как председатель этой Комиссии, которую она возглавляла около 40 лет, Д.М. Раузер-Черноусова инициировала серийное научное издание “Вопросы микропалеонтологии”. Бессменным секретарем Комиссии и великолепным научным редактором тридцати опубликованных выпусков “Вопросов микропалеонтологии” была Т.П. Бондарева. Это издание получило широчайшее научное признание у нас в стране и за рубежом, поскольку в нем публиковались важные обобщения, освещались новые достижения в решении вопросов биостратиграфии, морфологии, филогении и систематики простейших.

Палеозойские фораминиферы долгое время оставались главным объектом изучения в Лаборатории, но время шло, ставились новые задачи, расширялся как стратиграфический диапазон, так и география исследования фораминифер. В 1950-е годы в ГИНе началось изучение микрофауны юры, мела, палеогена и неогена, в Лаборатории появились специалисты по фораминиферам мезозоя-кайнозоя В.Г. Морозова, М.Я. Серова, К.И. Кузнецова, В.А. Крашенинников, а исследования приобрели глобальные масштабы, охватив Крымско-Кавказскую область, Среднюю Азию, Дальний Восток, Восточное Средиземноморье, осадки и микробиоты Мирового океана. Разработке зональной стратиграфии юрских отложений Восточно-Европейской и Тетнической областей по фораминиферам и проблемам палеобиогеографии этого этапа геологической истории посвящены исследования К.И. Кузнецовой. Ею намечены основные пути и закономерности эволюции тропических фораминифер, проведено сравнение их с представителями бореальных фаун. Значительно позже, в 1990-е годы, наряду с фораминиферами в юрских бассейнах Восточно-го Средиземноморья стали изучаться сообщества остракод, на основании которых М.Р. Добровой была разработана зональная схема юрских отложений Сирии. Существенный вклад в познание микрофауны мела и палеогена внесли работы В.Г. Морозовой. Принципиальное значение имели результаты проведенного ею изучения фораминифер маастрихта – дания и оценки стратиграфической принадлежности датского яруса. Опубликованные В.Г. Морозовой безусловно точные описания меловых таксонов фораминифер всех рангов не претерпели каких-либо дополнений и изменений в течение более 40 лет. Современные данные о зональном расчленении по фораминиферам кайнозойских отложений одного из труднодоступных регионов России – Дальнего Восто-

ка, Камчатки и Сахалина неразрывно связаны с именем замечательного стратиграфа, палеонтолога и геолога М.Я. Серовой.

Новый этап в микропалеонтологических исследованиях мезозоя и кайнозоя наступил в начале 1970-х годов. Он связан с поступлением массового материала глубоководного бурения в океанах. В эти годы (с 1970 до 1989 г.) Лабораторию микропалеонтологии возглавил В.А. Крашенинников, один из ведущих микропалеонтологов России, ученый с мировым авторитетом в стратиграфии кайнозоя. Он внес выдающийся вклад в разработку и научное обоснование исследований по приоритетной проблеме “Глобальные корреляции”, в частности, в развитие стратиграфии и микропалеонтологии меловых и кайнозойских отложений. В период руководства В.А. Крашенинниковым Лабораторией микропалеонтологии и Сектором стратиграфии кайнозойская микропалеонтологическая тематика в ГИНе оформилась в отдельное научное направление. Были начаты новые исследования по изучению различных групп фауны и флоры с целью выяснения строения осадочных толщ в океанических, открытых и полузамкнутых морских бассейнах кайнозоя. В сферу интересов биостратиграфов, кроме традиционных фораминифер, были вовлечены и другие группы микроорганизмов – наннопланктон, позже радиолярии, диатомеи, конодонты и остракоды. По времени это совпало с появлением электронной микроскопии, давшей уникальную возможность изучения микрообъектов. Тематика исследований значительно расширяется, начинается следующий этап в жизни Лаборатории микропалеонтологии.

Совместные усилия российских микропалеонтологов, среди которых видное место занимали специалисты ГИНа, руководимые В.А. Крашенинниковым, привели к созданию и практическому использованию зональных шкал кайнозоя по бентосным и планктонным фораминиферам, наннопланктону, радиоляриям и диатомеям. Крупные обобщения по стратиграфии, микропалеонтологии, палеогеографии и климату кайнозоя разных широт получили широкое научное признание (исследования Н.Г. Музылева, И.Е. Холовой, Т.В. Орешкиной, Э.П. Радионовой). К концу 1980-х годов зональные шкалы мезозоя-кайнозоя по основным группам микрофауны и микрофлоры были в той или иной степени разработаны. Используя их как основу, стало возможным перейти на новый уровень исследований – разработку событийной шкалы мезозоя и кайнозоя. Лабораторию микропалеонтологии в эти годы (с 1989 по 1998 гг.) возглавлял Н.Г. Музылев. Разработка событийной шкалы началась с анализа геологической летописи палеогена Крымско-Кавказской области и Средней Азии. Было доказано, что процесс седиментации в этих регионах

регулировался, прежде всего, эвстатическими колебаниями, а связанные с наиболее обширными трансгрессиями аноксические события могут рассматриваться как идеальные корреляционные реперы.

Наряду с разработкой мезозойско-кайнозойской тематики в Лаборатории проводились и ведутся исследования, направленные на детализацию биостратиграфических схем верхнего палеозоя, теоретическое и практическое обоснование объемов стратонов различного ранга и выработку общих принципов их обоснования. Это направление приобрело особую актуальность в связи с развернутыми Международной комиссией по стратиграфии работами по модернизации ярусной шкалы карбона и перми, обоснованию границ ярусов и выбору их глобальных стратотипов и точек. Для закрепления в новой глобальной шкале карбона тех ярусов, которые были выделены в России и имеют несомненный приоритет, необходимо детальное изучение их стратотипических и опорных разрезов. Поэтому детализация и взаимная увязка фораминиферовой и конодонтовой зональных шкал карбона и перми Восточно-Европейской платформы и Урала и их корреляция с соответствующими шкалами Тетической области составляет основное содержание работ Лаборатории по верхнему палеозою (Э.Я. Левен, Н.В. Горева, Т.Н. Исакова, Т.В. Филимонова). В результате этих работ достигнут значительный прогресс в комплексном обосновании московского и касимовского ярусов, существенно детализированы и скоррелированы зональные шкалы этих ярусов по конодонтам и фораминиферам, совместно с сотрудниками ПИН РАН разработана схема комплексного расчленения московского яруса и обоснована его глобальная корреляция. Полученные материалы позволили уточнить унифицированную стратиграфическую шкалу среднего карбона Восточно-Европейской платформы и обосновать московский ярус в качестве подразделения Международной стратиграфической шкалы карбона. В настоящее время в рамках Международных рабочих групп по установлению лимитотипов границ продолжаются работы по обоснованию касимовского и гжельского ярусов, по совершенствованию пермской шкалы на основе динамики и этапности развития фузулинид и по корреляции субглобальной и тетической ярусных шкал этой системы.

Что же касается мезозоя, то в этой части геологической летописи в настоящее время К.И. Кузнецова, А.И. Вознесенский и Л.Г. Брагина исследуют динамику изменения уровня юрского и мелового палеоокеанов на основании смены таксономического состава фораминифер и радиолярий в отложениях трансгрессивно-регressiveных фаз развития бореальных и тетических бассейнов. При этом особое внимание уделяется вопро-

су о синхронности или диахронности названных фаз в разных климатических поясах, выявлению эволюции среды, а также определению важнейших абиотических факторов, влиявших на состав и расселение фораминиферовых сообществ в палеобассейнах.

При изучении кайнозойского этапа эволюции биосфера внимание сотрудников Лаборатории привлекает выявление биотических и абиотических событий на границах ярусов палеогена и неогена, корреляция зональных шкал по различным группам микрофауны, обитавших в эпиконтинентальных морях и океанах, а также реконструкция палеогеографических связей и палеосреды океанических, открытых и полузамкнутых морских бассейнов того времени. Результаты этих исследований отражены в монографиях В.А. Крашенинникова и в многочисленных статьях Э.П. Радионовой, В.Н. Беньяновского, Т.В. Орешкиной, Е.А. Щербининой, Н.Г. Музылева и С.И. Ступина. Сильной стороной этих публикаций является комплексность подхода к решению названных проблем. Именно поэтому работы кайнозойской группы Лаборатории заложили основы стратиграфических шкал нового поколения, принятых для нижнего палеогена европейской части России и Западной Сибири. Следует также отметить, что членами названной группы на основании анализа палеонтологических и литолого-geoхимических данных разработана модель развития палеогеновых трансгрессий в Северном Перитетисе и достигнуты значительные успехи в понимании специфики развития кремневой и карбонатной микробиоты в периоды биотических кризисов на рубежах мела и палеогена, а также палеоценена и эоценена в разнофациальных отложениях краевых эпиконтинентальных бассейнов северо-восточно-го Перитетиса.

В настоящее время Лаборатория включает 14 научных сотрудников и с 1998 г. ею заведует Н.В. Горева. Проводимые исследования отличаются комплексным подходом с охватом стратиграфически наиболее важных групп микробиоты: фораминифер и конодонтов для палеозоя, фораминифер и радиолярий для мезозоя, фораминифер, наннопланктона и диатомей для кайнозоя. Работы ведутся по двум направлениям: 1) выявление этапов эволюции различных групп микробиоты, биотических кризисов прошлого и их связи с абиотическими событиями; 2) совершенствование и детализация схем расчленения, обоснование и корреляция стратиграфических границ на основании комплекса биостратиграфических и седиментологических методов. Такой подход позволяет не только обосновывать расчленение и корреляцию отложений, накопившихся в бассейнах разного типа и в разных широтно-климатических зонах, но и приблизиться к решению про-

блем событийной стратиграфии в глобальном масштабе.

Нет возможности детально рассмотреть весь огромный объем информации, полученный микропалеонтологами ГИНа. Достаточно сказать, что ими опубликовано более 50 монографий и многие сотни научных статей, что результаты проведенных исследований систематически до-кладывались на российских и международных конференциях и конгрессах, а основополагающие статьи и монографии изданы за рубежом. Многие исследования ведутся в тесном сотрудничестве с другими лабораториями ГИНа, а также с сотрудниками ПИН РАН, МГУ, ВСЕГЕИ и других организаций в рамках неформализованных рабочих групп. Все сказанное позволяет думать, что Лаборатория микропалеонтологии ГИНа будет существовать долгие годы, сохраняя свою научную монолитность, расширяя научные интересы и совершенствуя подходы к решению актуальных проблем.

ЛАБОРАТОРИЯ ПАЛЕОФЛОРИСТИКИ

Лаборатория палеоботаники и стратиграфии континентальных отложений под руководством В.А. Вахрамеева была создана в ГИНе в 1955 г., но изучение ископаемых растений в стенах института началось задолго до этого и проводилось теми же специалистами, которые вошли в созданную Лабораторию. Во главе Лаборатории стояли В.А. Вахрамеев (1955–1986 гг.), С.В. Мейен (1986–1987 гг.), М.А. Ахметьев (1987–2005 гг.), а в 2005 г. на этот пост избран А.Б. Герман.

В предвоенные годы особые заслуги в палеоботанических исследованиях принадлежали М.Ф. Нейбург. Возглавив Отдел стратиграфии в 1934 г., она продолжила начатое ранее изучение палеозойских флороносных отложений Кузбасса, решила проблему корреляции ангарских и евромерийских флор карбона и перми, внесла значительный вклад в разработку систематики ископаемых растений палеозоя и открыла пермские листостебельные мхи Ангариды. Капитальная сводка по верхнепалеозойской флоре Кузбасса, опубликованная М.Ф. Нейбург в 1948 г., сыграла огромную роль в развитии палеофлористики палеозоя в нашей стране. Примерно в то же время С.Н. Наумова начала разработку методов спорово-пыльцевого анализа и его использования для корреляции палеозойских отложений, представила классификацию ископаемых спор и пыльцы из угленосных палеозойских толщ, а в послевоенные годы изучила палиноморфы нижнего палеозоя.

Среди важнейших достижений нельзя не упомянуть результаты исследований В.П. Маслова и Н.А. Болховитиной, начатые в 1930-е годы. В.П. Маслов уточнил само понятие “стромато-

лит”, ввел в практику комплексное изучение морфологии и микроструктуры построек, определил критерии выделения таксонов разного ранга и наметил некоторые межрегиональные сопоставления по строматолитам. Позднее он поставил под сомнение стратиграфическую ценность строматолитов, связав наблюдавшиеся в разрезах изменения их морфологии с воздействием среды. Кроме того, В.П. Маслов внес решающий вклад в познание ископаемых известковых водорослей. Н.А. Болховитина разработала палинологическое обоснование стратиграфии меловых континентальных отложений и создала ряд монографий и атласов ископаемых спор и пыльцы, которые до сих пор не утратили своего значения.

В годы войны к палеоботанике обратился В.А. Вахрамеев. На казахстанском материале он показал пример использования палеофлористических данных не только для обоснования стратиграфических построений, но и для восстановления как палеоклимата, так и обстановок бокситообразования. Исследования завершились докторской диссертацией В.А. Вахрамеева (1952 г.). Одним из важных отмеченных А.Н. Криштофовичем достижений этой работы было открытие древнейших раннемеловых покрытосеменных. С начала 1950-х годов В.А. Вахрамеев совместно с Ю.М. Пущаровским приступил к изучению мезозойских толщ Вилюйской синеклизы и на основании изучения собранной обширной коллекции флоры радикально изменил существовавшее представление о возрасте развитых здесь отложений.

Широкий резонанс получила сделанная в 1951 г. С.Н. Наумовой находка органостенных микрофоссилий в отложениях рифея и венда. В итоге их изучения С.Н. Наумова в 1968 г. высказала мнение, что в верхнем докембрии европейской России эти фоссилии, которые тогда считались спорами, образуют ряд таксономически различных стратиграфически значимых комплексов. Позднее Н.А. Волкова показала, что таксономическое разнообразие и различия этих комплексов являются лишь кажущимися и связаны с контаминацией проб посторонним материалом и с использованием для классификации микрофоссилий ряда вторичных признаков, приобретенных органико-стенными оболочками в ходе фоссилизации.

При создании Лаборатории ее исследования были нацелены на использование ископаемых флор для расчленения континентальных отложений. Поэтому в конце 1950-х годов лейтмотивом работ стала разработка проблем палеофитогеографии и эволюции флор на фоне абиотических событий, а позднее и развитие методической основы создания палеофитогеографических карт, сочетавших фитохориальную дробность с размещением на них растений – индикаторов климата и

типа растительности. Итогом первых двух десятилетий работ в этом направлении явились сводка В.А. Вахрамеева “Юрские и меловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени” (1964 г.), создание С.В. Мейеном “Карты палеофлористического районирования карбона СССР” (1969 г.) и его докторская диссертация “Сравнительно-исторический анализ каменноугольных и пермских флор Евразии”. Первый этап работ Лаборатории закончился публикацией в 1970 г. монографии “Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени” (В.А. Вахрамеев, И.А. Добрускина, Е.Д. Заклинская, С.В. Мейен; немецкое издание 1974 г.). Ее выход в свет отражало становление московской палеоботанической школы.

В начале второго этапа работ Лаборатории Е.Л. Лебедев опубликовал серию работ по юрским и меловым флорам Дальнего Востока, М.П. Долуденко изучила позднеюрскую флору Грузии и юрские чекановские Иркутского бассейна, а Н.А. Волкова достигла значительных успехов в изучении и стратиграфическом использовании органикостенного фитопланктона венда и нижнего палеозоя европейской России. В те же годы О.П. Ярошенко завершила изучение палинологии юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа и обратилась к исследованию триасовых палинофлор, И.З. Котова впервые описала пыльцу древнейших покрытосеменных Забайкалья, Г.М. Братцева опубликовала монографии по палинологии мела и палеогена Зейско-Буреинского осадочного бассейна (1965 и 1969 гг.), а работы Е.В. Кореневой во многом способствовали становлению маринопалинологии. В палинологическом изучении четвертичных отложений Сибири и европейской России активное участие принимали Р.Е. Гитерман, Л.В. Голубева, О.В. Матвеева и Л.А. Скиба. Эти работы завершились монографией “Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене” (1968 г.). Успешному проведению названных выше работ во многом способствовала слаженная работа лаборантского коллектива – В.К. Большиковой, Г.Д. Веселовой, Н.П. Звездиной, Н.М. Дубининой, Н.И. Запорожец, К.А. Печниковой, Г.М. Смирновой.

Второй этап деятельности Лаборатории завершился с уходом из жизни В.А. Вахрамеева (1986 г.), С.В. Мейена (1987 г.) и Е.Д. Заклинской (1989 г.). Исследования В.А. Вахрамеева в 1980-е годы были направлены на решение глобальных проблем фитогеографии и климатологии мезозоя, выявление палеоботанических факторов, имеющих отношение к концептуальным положениям глобальной тектоники и развитию Атлантики. Его интересовало происхождение и расселение древних покрытосеменных, роль пыльцы *Classopollis* как индикатора климата юры и мела,

развитие меловых флор Тихоокеанской окраины и участия в них платанообразных. Результаты этих исследований были обобщены в монографии В.А. Вахрамеева “Юрские и меловые климаты Земли” (1988 г.). В это же время Е.Д. Заклинская уделяла большое внимание методическим проблемам палинологии, принципам детальной корреляции по палинологическим данным и соотношениям стратиграфических и палинохронологических групп покрытосеменных.

В 1970–1980-е годы со всей полнотой раскрылся талант С.В. Мейена – ученого, естествоиспытателя, энциклопедиста. В это время им была депонирована работа “Введение в теорию стратиграфии”, привлекшая внимание специалистов, и опубликована серия статей по теоретическим основам стратиграфии. На его плечи как Генерального секретаря легла подготовка и проведение VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона (Москва, 1975 г.). В последнее десятилетие жизни С.В. Мейен разработал новый вариант филогенетического древа голосеменных, изучил фруктификации различных растений позднего палеозоя, предложил оригинальную гипотезу происхождения покрытосеменных от беннетитовых, а также теорию фитоспрединга – глобальную концепцию, раскрывающую механизм флорогенеза, и опубликовал монографию “Основы палеоботаники”, которая в 1988 г. была удостоена Государственной премии. К середине 1980-х годов стало ясно, что дальнейшие успехи в развитии палеоботаники связаны с реконструкцией флорогенеза в планетарном масштабе, расшифровкой его факторов и механизмов. В эти годы появились сводки И.А. Добрускиной по триасовым флорам, Е.Л. Лебедева по развитию меловых флор и фитостратиграфии Охотско-Чукотского вулканического пояса, обобщения М.П. Долуденко по позднеюрским флорам юго-западной Евразии, а также М.В. Дуранте по флорам палеозоя Монголии, а М.А. Ахметьевым, Г.М. Братцевой, Л.В. Голубевой и Е.В. Кореневой завершены работы по флорам кайнозоя Исландии.

В начале 1990-х годов Лаборатория получила ее современное название и исследования были объединены общей темой “Этапы флорогенеза на фоне главных событий геологической истории”, включавшей три подтемы. Первая из них была направлена на изучением ископаемых флор, восстановление истории их становления и этапов флорогенеза. Объектами изучения являлись флоры верхнего палеозоя Восточной Европы, Урала, Кузбасса и Верхоянья (А.В. Гоманьков, М.В. Дуранте, И.А. Игнатьев, С.В. Наугольных), средней юры Канско-угленосного бассейна (Е.И. Костина), мела Дальнего Востока (Е.Л. Лебедев, А.Б. Герман), палеогена и неогена разных регионов России (М.А. Ахметьев,

Т.М. Кодрул). Особенno успешно изучались флоры перми Печорского бассейна, Волго-Вятского района и Предуралья, в том числе те, которые входили в экотонную зону между умеренной Ангарской и тропической Европейской областями. Полученные результаты приобрели важное значение в связи с пересмотром общей шкалы перми и дефиницией ее ярусных границ. Кроме флор татарского яруса, ядро которых составляли растения "татариновой флоры" (С.В. Мейен, А.В. Гоманьков), исследовались кунгурская флора Приуралья (С.В. Наугольных), фруктификации верхней перми Печорского бассейна (И.А. Игнатьев) и флора верхнего палеозоя Кузнецкого бассейна, Верхоянья и Монголии (М.В. Дуранте). Результаты проведенного Е.Л. Лебедевым данные о меловых флорах Охотско-Чукотского пояса и выявленная А.Б. Германом последовательность надежно датированных аптских-позднемеловых флор из прибрежно-морских и континентальных толщ Северной Пацифики были использованы как для установления этапности развития этих флор, так и для корреляции флороносных толщ упомянутого пояса, внутренних впадин Азиатского континента, Анадырско-Корякского региона, Камчатки и Аляски.

М.А. Ахметьевым в 1999 г. было завершено начатое В.А. Вахрамеевым и С.В. Мейеном построение единого фитохориального древа на всю постдевонскую часть фанерозоя с обоснованием периодов дифференциации и дедифференциации флор. Результаты изучения флор кайнофита отражены в монографиях М.А. Ахметьева: "Географическая дифференциация позднемеловых и кайнозойских флор Земного шара на фоне геологических событий" (1990 г.) и "Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена внетропической Евразии" (1993 г.).

Вторая подтема общей темы Лаборатории направлена как на создание детальных шкал по макроскопическим флористическим остаткам, спорам, пыльце и фитопланктону, так и на обоснование корреляции разнофациальных отложений по палеофлористическим данным. Особенno продуктивным для достижения этих цели оказалось привлечение органикостенного фитопланктона. Для нижнего палеозоя севера европейской России Н.А. Волковой была предложена зональная шкала по акритархам и празинофитам, выявлено влияние на микробиоту палеогеографических перестроек и ордовикского оледенения. Результаты изучения комплексов диноцист из кайнозоя Предкавказья, Русской плиты и Приаралья (Н.И. Запорожец), дополненные оригинальными данными по Воронежской антиклизии, Поволжью и Западной Сибири (Н.И. Запорожец, А.И. Яковлева, Г.Н. Александрова) легли в основу региональных зональных шкал палеогена по этой группе и позволили расшифровать особенности гидрологии и

климатических обстановок внутренних бассейнов того времени.

Третья подтема связана с экосистемным анализом флор и восстановлением климатических событий фанерозоя. В рамках этой подтемы А.В. Гоманьков, М.В. Дуранте, И.А. Игнатьев, С.В. Наугольных и О.П. Ярошенко исследовали флоры перми и переходного интервала к триасу. При этом А.В. Гоманьков и О.П. Ярошенко пришли к выводу, что смена флор в пограничных отложениях перми и триаса происходила постепенно и в разных фитохориях не одновременно. Работы А.Б. Германа по верхнемеловым высокосиротным флорам Северной Пацифики явились крупным прорывом в реконструкциях древних климатов. Вместе с Р. Спайсером (Великобритания) А.Б. Герман усовершенствовал метод расчета климатических параметров (включая оценку среднегодовых и сезонных температур и количества осадков) по морфолого-анатомическому строению листовых пластинок (CLAMP) и выявил ограничения этого метода. Параллельно была обоснована стратегия переживания растений в высоких широтах в условиях теплой биосфера и описан механизм инвазии древнейших меловых покрытосеменных в ранее сложившиеся растительные сообщества.

Исследования флоры в периоды биосферных кризисов на рубежах мела и палеогена (М.А. Ахметьев, Г.М. Братцева, А.Б. Герман, Т.М. Кодрул), а также эоцен и олигоцена (М.А. Ахметьев, Н.И. Запорожец) позволили сделать выводы, что наземная флора на этих рубежах избирательно реагировала на изменения окружающей среды. На рубеже мела и палеогена флора заметнее менялась вблизи морских побережий и слабее во внутренних регионах континентов, а изменения в составе комплексов начинались в высоких широтах и лишь позднее захватывали низкие. Было показано, что главную роль в мел-палеогеновом биосферном кризисе сыграли не импактные события, а глобальная регрессия конца маастрихта и связанная с ней термическая изоляция высокосиротных областей в результате исчезновения внутренних морей и меридиональных морских проливов. Вместе с тем было установлено, что на рубеже эоцен и олигоцена смена флор в различных ландшафтных зонах Северного полушария происходила по-разному. Так, на раннеолигоценовое похолодание флора отреагировала с опережением в интразональных группировках (долинные местообитания, горные районы), а флора возвышенных равнин и низкогорий, занятых зональной растительностью, оказалась более консервативной. В последние годы в Лаборатории поставлены новые темы, направленные на изучение палеопочв перми (С.В. Наугольных), растений раннего карбона, образующих антракофильные и антракофобные ассоциации (И.А. Игнатьев,

Ю.В. Мосейчик), и на получение комплексной палеонтологической характеристики типовых разрезов верхнего миоцена и плиоцена Таманского полуострова (Н.Ю. Филиппова).

С 1980-х годов коллектив Лаборатории принимал участие в выполнении программ “Глобальные изменения природной среды и климата” и “Экосистемные перестройки и эволюция биосфера в настоящем и геологическом прошлом”, а также в исследованиях по программе ОНЗ РАН (в 2003 г.) и Президиума РАН (с 2004 г.), направленной на восстановление эволюции древней биосферы. Кроме того, в последнее время исследования ведутся по международной программе “Меловая биота и граница мела и палеогена в бассейне Амура”, нацеленной на анализ формирования цагаянской флоры – предтечи современной хвойно-широколиственной теплоумеренной флоры Азии. Сотрудники лаборатории выступали с докладами на конгрессах Международной организации палеоботаники (IOP), а вице-президентами этой организации избирались С.В. Мейен (в 1978–1987 гг.), А.Б. Герман (в 1993–2000 гг.), М.А. Ахметьев (с 2004 г.). В составе Лаборатории многие годы успешно трудились Е.Л. Лебедев, Г.М. Братцева, Н.А. Волкова, А.В. Гоманьков, И.А. Добрускина и продолжают работать Г.Н. Александрова, М.А. Ахметьев, А.Б. Герман, И.П. Долуденко, М.В. Дуранте, Н.И. Запорожец, И.А. Игнатьев, Т.М. Кодрул, Е.И. Костина, С.В. Наугольных, Н.Ю. Филиппова, А.И. Яковleva, О.П. Ярошенко. Недавно после окончания МГУ в коллектив пришли молодые специалисты М.Г. Моисеева и Ю.В. Мосейчик, уже заявившие о себе интересными публикациями. Неоценимую повседневную помощь коллективу Лаборатории в научной и научно-организационной деятельности оказывают А.И. Назаров и К.А. Печникова.

ЛАБОРАТОРИЯ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Изучение геологии четвертичного периода началось в Геологическом институте с момента его образования и проводилось под руководством Г.А. Бонч-Осмоловского, а с 1935 г. Г.Ф. Мирчинка. Основным направлением работ были корреляция морских и континентальных неоген-четвертичных толщ Понто-Каспия и юга Русской равнины, а также изучение новейших отложений в районах проектирования и строительства гидротехнических сооружений. С 1937 г. в структуре института стал существовать Отдел четвертичной геологии. С этого времени и особенно в период Великой Отечественной войны сотрудники отдела проводили региональные исследования в восточных районах страны – на Урале (В.И. Громов, К.В. Никифорова, Л.Д. Шорыгина) и Алтае (Е.Н. Щукина). Эти исследования были направле-

ны на выяснение закономерностей формирования россыпных месторождений полезных ископаемых.

В 1943 г. по возвращении ГИНа из эвакуации Отдел четвертичной геологии возглавил В.И. Громов. В это время наряду с продолжением региональных исследований стали разрабатываться проблемы более широкого плана: построение единой стратиграфической шкалы четвертичной системы, установление принципов проведения стратиграфических границ внутри этой системы, определение таксономического ранга выделенных подразделений, восстановление новейшей истории развития фауны и флоры и истории ископаемого человека. В эти же годы в отделе развернулись обширные региональные работы в Сибири (М.Н. Алексеев, Э.И. Равский, И.М. Хорева, В.С. Трофимов, Н.П. Куприна, Э.А. Вангенгейм, Ю.А. Лаврушин, С.М. Цейтлин), на Алтае и в Туве (Е.Н. Щукина, Л.Д. Шорыгина, Л.П. Александрова, Н.А. Ефимцев), в Забайкалье (В.В. Ломакин, Э.И. Равский, В.Г. Гербова, Э.А. Вангенгейм), в Казахстане (К.В. Никифорова, В.Г. Гербова, Н.А. Константинова) и на Камчатке (О.М. Петров, И.М. Хорева, А.Э. Басилян). В результате были созданы первые детально обоснованные схемы расчленения неоген-четвертичных отложений этих регионов и проведена их межрегиональная корреляция. В это время на европейской территории СССР продолжались работы по детализации стратиграфических схем новейших отложений и корреляции морских и континентальных последовательностей. А.И. Москвитиным была разработана стратиграфическая схема четвертичных отложений Европейской равнины на полигляциалистической основе, которая легла в основу всех дальнейших разработок ледниковой стратиграфии региона. Работы по совершенствованию общей стратиграфической шкалы четвертичных отложений Европейской части страны активизировались в 1960-е годы и проводились на основе уточнения принципов корреляции отложений ледниковой и перигляциальной зон, с одной стороны, и области морских трансгрессий, с другой (В.И. Громов, К.В. Никифорова, Л.И. Алексеева, Л.П. Александрова, Н.В. Константинова, Н.В. Ренгартен, Ю.М. Васильев, П.В. Федоров, Н.А. Лебедева, А.И. Москвитин). В 1940–1960-е годы В.И. Громов создал новое направление в изучении квартера – биостратиграфию четвертичного периода по млекопитающим и обосновал важное значение исследований археологических памятников для стратиграфии и палеогеографии. За итоговый труд по этим проблемам, опубликованный в 1948 г., В.И. Громов был удостоен Сталинской премии.

В 1964 г. Отдел четвертичной геологии разделился на две лаборатории: Лабораторию геологии и истории четвертичного периода, которая вошла в Сектор стратиграфии ГИНа, и Лабораторию генетических типов континентальных от-

ложений, ставшую под руководством Е.В. Шанцера одним из подразделений Сектора литологии. Заведующим первой из этих лабораторий был назначен В.И. Громов, а после его кончины в 1970 г. К.В. Никифорова, которая занимала этот пост до 1986 г. В 1986–1989 гг. Лабораторией руководил М.Н. Алексеев, в 1989–2004 гг. Е.В. Девяткин, а с 2004 г. ею заведует А.Е. Додонов. В работах сотрудников этой Лаборатории получили дальнейшее развитие заложенные В.И. Громовым основы биостратиграфии квартера по млекопитающим. В 1950–1960-е годы было разработано палеонтологическое обоснование стратиграфии четвертичных отложений севера и северо-востока Азии (Э.А. Вангенгейм, А.В. Шер), юга Западной Сибири (В.С. Зажигин), европейской части СССР (Л.И. Алексеева, Л.П. Александрова), а в 1970-е годы – Таджикистана (Э.А. Вангенгейм, М.В. Сотникова). В основу палеонтологического обоснования установленных в этих регионах стратиграфических подразделений легли фаунистические комплексы крупных и мелких млекопитающих, которые были выявлены для каждой палеозоогеографической провинции, а затем скоррелированы между собой. Вместе с тем в 1960–1970-е годы продолжались работы в Западной Сибири и на Алтае (И.С. Чумаков, С.А. Архипов, В.С. Зажигин), в результате которых были разработаны детальные региональные стратиграфические схемы четвертичных отложений и модели формирования последних.

Монографическое изучение отдельных групп мелких млекопитающих в последующие годы дало возможность разработать детальные – зональные – биостратиграфические шкалы плиоцена и квартера Восточной Европы (А.С. Тесаков, Э.А. Вангенгейм, М.А. Певзнер), а также плиоцен на Западной Сибири (В.С. Зажигин). При этом восточноевропейская стратиграфическая шкала, разработанная для континентальных отложений, была скоррелирована с морскими шкалами Средиземноморья и Восточного Паратетиса, а также с континентальной шкалой Западной Европы и с магнитохронологической шкалой. В основу разработанных зональных шкал были положены эволюционные изменения в нескольких филетических линиях грызунов. Проведенное в 1970-е годы монографическое изучение хищных млекопитающих (М.В. Сотникова) позволило установить стадии их развития в отдельных филетических линиях, показать значение этих стадий для стратиграфических целей, выяснить палеозоогеографические различия фаун западного и восточного секторов Палеарктики, а также выделить в четвертичных отложениях Центральной Азии и юга Восточной Европы характерные последовательные ассоциации *Carnivora*, которые были использованы для обоснования зон, установленных в континентальной шкале Западной Европы. В

1980-е годы в Лаборатории были продолжены работы по разработке стратиграфических схем новейших отложений Северной Евразии и их корреляции. Одна из руководящих ролей в проведении этих работ принадлежала К.В. Никифоровой. Полученные материалы вошли в фундаментальную монографию “Стратиграфия СССР. Четвертичная система”; ее полутома 1 и 2 опубликованы в 1982 и 1984 гг.

Изучение геологии археологических памятников, начатое В.И. Громовым еще в начале 1920-х годов, продолжалось в Отделе четвертичной геологии, а затем в Лаборатории геологии и истории четвертичного периода параллельно с другими исследованиями. В азиатской части СССР такие работы в 1960–1970-е годы проводились Э.И. Равским, С.М. Цейтлиным, Э.А. Вангенгейм, в европейской части В.И. Громовым и И.К. Ивановой. Тематика, связанная с геологической периодизацией палеолита и использованием археологических памятников для стратиграфии и палеогеографии, а также для решения вопросов экологии и расселения древнего человека, позднее разрабатывалась Е.В. Девяткиным в Монголии, А.Е. Додоновым в Средней Азии, А.Э. Басиляном и П.А. Никольским на севере Восточной Сибири. В результате Е.В. Девяткиным было обосновано стратиграфическое положение ряда археологических памятников Монголии и решены вопросы их палеогеографии. В итоге изучения лессовых разрезов Таджикской депрессии А.Е. Додоновым была обоснована геохронология большого числа вновь открытых палеолитических местонахождений, связанных с ископаемыми почвами. В последние годы в арктическом секторе Восточной Сибири обнаружен и комплексно изучается новый верхнепалеолитический памятник, который имеет возраст 27 тыс. лет и расположен в низовьях р. Яна на 71° с.ш. (П.А. Никольский, А.Э. Басилян). Это самая древняя и самая северная стоянка первобытного человека в Арктике.

Особое внимание в стратиграфических исследованиях сотрудников Лаборатории в 1974–1984 гг. было уделено границе неогена и квартера (проект МПГК № 41, руководители К.В. Никифорова и М.Н. Алексеев). В этом проекте приняло участие большое число зарубежных и отечественных стратиграфов. В результате десятилетней работы в качестве названной границы был рекомендован возрастной рубеж 1.8 млн. лет, который в избранном типовом разрезе Брика на юге Италии соответствует, согласно современной шкале, границе между гелазием и калабрием. Такой выбор опирался на детальные биостратиграфические исследования морских и континентальных отложений и палеомагнитные данные. Эти материалы были представлены на IX Конгрессе ИНКВА в Москве в 1982 г., после чего проведение рассматриваемой границы на рекомендуемом уровне

было утверждено Стратиграфической комиссией ИНКВА, а в 1985 г. и Международной стратиграфической комиссией. В результате был создан надежный базис для дальнейших исследований четвертичной системы в международном масштабе.

Одним из важных направлений изучения новейших континентальных отложений в Лаборатории являются климатостратиграфические и палеогеографические исследования в разных палеоклиматических и ландшафтных зонах (Е.В. Девяткин, А.Е. Додонов, А.Н. Симакова). Эти исследования сосредоточены на уточнении стратиграфических шкал и детальной корреляции континентальных толщ плиоценена и плейстоцена во внеледниковой зоне Евразии, а также на обосновании моделей, отражающих палеоклиматические события, динамику изменения биоты и миграционные процессы в развитии фауны и флоры. Для аридных территорий Восточной Азии на примере Монголии Е.В. Девяткиным разработана плювиально-аридная модель развития природной среды и палеоклимата в четвертичном периоде, а А.Е. Додоновым предложена лёссово-почвенная шкала квартера Средней Азии и обоснована ее корреляция не только с континентальными шкалами Европы и Китая, но и с океанической изотопно-кислородной шкалой. А.Н. Симаковой с использованием компьютерных технологий на основании палинологических и радиоуглеродных данных для Европы построена серия карт палеорасительности, позволяющих проследить динамику развития палеофитоценозов при переходе от эпохи последнего ледникового к голоцену.

В 1980-е годы К.В. Никифорова и В.А. Крашенинников приняли решение о создании в Лаборатории микропалеонтологической группы, специализирующейся на изучении плиоцен-четвертичной микрофлоры и микрофлоры. В эту группу вошли молодые специалисты М.Е. Былинская (планктонные фораминыферы), Л.А. Головина (наннoplантон), С.С. Габлина (диатомовые) и А.Н. Симакова (споры и пыльца). Материалом для исследований вначале служили образцы из скважин глубоководного бурения судна "Гломар Челленджер", а после приобретения Геологическим институтом судна "Академик Николай Страхов" стали активно изучаться глубоководные осадки, вскрытые донными трубками. Результаты, полученные при их изучении, легли в основу уточнения зональной стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений северной половины Атлантического океана по известковому планктону и корреляции зональных подразделений, выделенных по наннoplантону в шкале С. Гартнера, с подразделениями по планктонным фораминыферам в шкале Г. Болли и с подразделениями магнитохронологической шкалы. Кроме того, на основании анализа возрастной и широтной изменчивости комплексов известкового планктона в

плиоценовых и четвертичных глубоководных осадках Атлантики в пределах Северного полушария было установлено, что низкоширотная зональная шкала по планктонным фораминыферам, ранее применявшаяся только в наиболее тепловодных океанических областях, с некоторой потерей детальности может быть распространена вплоть до бореальных районов. Таким образом было показано, что данная шкала имеет субглобальный характер, а по структурным перестройкам комплексов фораминыфер и наннoplантону реконструированы ключевые события неогенеквартера в северо-восточной Атлантике (М.Е. Былинская, Л.А. Головина, В.А. Крашенинников).

Наряду с изучением океанических отложений в Лаборатории продолжалось исследование наземных разрезов морских плиоцен-четвертичных отложений на юге России, на Украине, в Молдавии, Туркмении, Азербайджане и Грузии, а также в Восточном Средиземноморье (Кипр и Сирия). При этом на территории Сирии было проведено комплексное изучение микрофауны и микрофлоры и впервые установлено по наннoplантону положение границы между плиоценом и квартером.

Основная цель будущих исследований Лаборатории – это создание общей детальной стратиграфической шкалы плиоцен-квартера Северной Евразии на мультидисциплинарной основе. Разработка такой шкалы имеет большое значение для широких межрегиональных корреляций геологических событий в масштабе всего континента.

* * *

В заключение подчеркнем, что в журнальной статье невозможно хотя бы кратко изложить все результаты исследований стратиграфов Геологического института РАН за 75 лет его существования. Итоги работ, проведенных этим коллективом до 1980 г., относительно подробно рассмотрены в книге "Стратиграфия в исследованиях Геологического института Академии наук СССР" (М.: Наука, 1980. 299 с.), изданной к пятидесятилетию Института. Что же касается результатов более поздних стратиграфических исследований ГИНа, то они опубликованы в нескольких десятках монографий и во множестве статей, которые вышли в свет в нашей стране и зарубежом и хорошо известны обширному кругу геологов, стратиграфов и палеонтологов. Широкая востребованность результатов этих исследований определяется тем, что стратиграфия, как неоднократно подчеркивал Б.С. Соколов, занимает особое место среди наук о Земле, так как именно она снабжает геологию координатой времени, без которой невозможны ни фундаментальные, ни прикладные исследования, направленные на познание эволюции нашей планеты, ее биосфера и природных ресурсов.

УДК 551.734.5(234.853) (574.13)

ВЕРХНЕДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАЗАХСТАНСКОГО УРАЛА

© 2005 г. Е. В. Чибрикова, В. А. Олли

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа

Поступила в редакцию 22.03.2004 г., получена после доработки 15.02.2005 г.

При биостратиграфических исследованиях на основе спор растений, с привлечением данных по другим органическим остаткам, в Казахской части Южного Урала (Орь-Илекское междуречье) установлено три типа разрезов верхнедевонских отложений. В первом из них – центральном, приуроченном к Егиндинской мульде, нижняя часть разреза (егиндинская свита – $D_3 fr_1 - fm_1$) слагается кремнистыми образованиями, а верхняя – флишоидной граувакковой зилаирской свитой ($D_3 fm$). Второй, западный тип разреза, характеризуется обратной последовательностью литофаций. Нижнюю часть его составляет зилаирская свита (но иного стратиграфического объема: $D_3 fr_3 - fm_1$), а верхнюю – кремнистые породы киинской свиты ($D_3 fm$). В данных разрезах наблюдается наибольший для всего Урала диапазон диахронности нижней границы зилаирской свиты (серии). Восточный тип разреза (Бакайская синклиналь) близок к центральному, но отличается наличием в егиндинской и киинской свитах маломощных пачек пород, литологически близких к зилаирским. Подобное различие состава верхнедевонских пород обусловлено структурно-тектоническими факторами. В разрезах западного типа они являются автохтонными образованиями Косистекско-Аксуского тектонического покрова, обрамляют его с запада и выступают (восточнее) в тектонических окнах. Разрезы же верхнего девона центрального и восточного типов приурочены к наложенным синформам (Егиндинской и Бакайской) названного покрова. Сближение позднедевонских пород автохтона и аллохтона произошло при формировании последнего в позднем палеозое.

Ключевые слова. Верхний девон, споры, конодонты, литофации, Южный Урал, аллохтон, автохтон.

ВВЕДЕНИЕ

Близ широтного отрезка р. Урал, пересекающего одноименную складчатую область, проходит граница Казахстана с Оренбуржьем (местами она совпадает с долиной реки). Такое разграничение соответствует, или почти соответствует, различию верхнедевонских образований, развитых на западном склоне хребта к северу и к югу от широтного течения р. Урал. В общих чертах, эти различия заключаются в следующем. На “севере” в одних разрезах и франский, и фаменский ярусы представлены карбонатными породами, в других – флишоидной граувакковой зилаирской свитой (серий) фаменского возраста, которая залегает на франских, местами на нижнефаменских известняках, либо на кремнях средне-позднефранского возраста.

В “южных” разрезах (Актюбинская область Казахстана), в западной части Орь-Илекского междуречья развиты, в основном, кремнистые и флишоидные граувакковые породы (аналогичные упомянутым зилаирским) позднего девона. Как в тех, так и в других разностях встречаются лишь маломощные пачки и линзы известняков. При этом представления о соотношении толщ “кремнистых” и “зилаирских” литофаций были различными у разных исследователей и менялись со временем.

В настоящее время появились новые материалы, позволяющие дать более расширенную и уточненную, по сравнению с прежней, характеристику верхнедевонских отложений Казахстанской части южного Урала.

Разработка стратиграфии девонских отложений указанного региона связана с именами таких исследователей как Н.И. Леоненок, Х.С. Розман, Р.А. Сегедин, Г.И. Водорезов, В.Г. Кориневский. В Унифицированной стратиграфической схеме девона Урала (1980) и в объяснительной записке к геологической карте Казахстана (Сегедин и др., 1981) верхнедевонские отложения рассматриваемой территории были подразделены на егиндинскую свиту раннефранского возраста (“кремнистые литофации”), толщу флишоидных граувакковых пород, не названных свитой и отнесенных к верхнефранскому подъярусу. Завершающая разрез киинская свита (тоже преимущественно кремнистые породы) в упомянутой схеме относилась к фаменскому ярусу, а самая верхняя ее часть – к раннему турне (интервал лытвинского горизонта верхнего фамена, который в то время считался раннекаменноугольным).

С 1981 г. к изучению верхнедевонских отложений Казахстанской части Южного Урала были

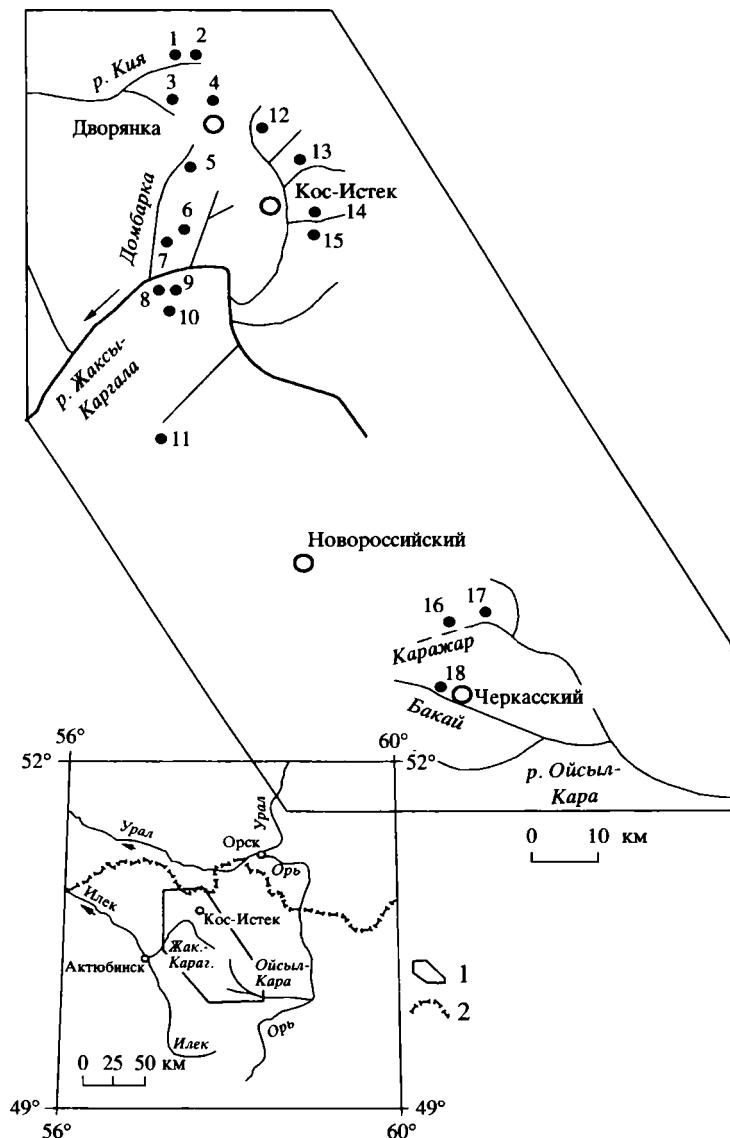


Рис. 1. Схема местоположения территории исследований и изученных разрезов с находками спор растений.

1 – территория исследований; 2 – граница Казахстана и Оренбургской области России. Разрезы: 1, 2 – на р. Кие; 3 – на ее притоке; 4 – в овраге Красном у д. Дворянки; 5–7 – на междуречье Домбарки и Чанчара; 8–11 – в Кинско-Шандинской полосе к югу от широтного участка р. Жаксы-Каргала; 12 – в бассейне верховьев р. Кос-Истек; 13 – на р. Айтпайке; 14, 15 – на р. Егинды и ее притоке; 16, 17 – на руч. Каражар; 18 – на р. Бакай.

привлечены споры растений (Чибрикова, Олли, 1984г., 1987) и конодонты (Иванов, Пучков, 1984; Пучков, Иванов, 1987). В результате этого, а также повторного геологического картирования отдельных участков рассматриваемой территории геологами ПГО “Запказгеология” было получено немало новых данных по стратиграфии верхнего девона. При его изучении в западной части Орь-Илекского междуречья нами было установлено, что здесь можно выделить три типа разрезов, каждый из которых характеризуется своим, единственным ему соотношением “кремнистых” и “зилаирских” литофаций, стратиграфическим

объемом тех и других. Это центральный тип (Егиндинская мульда), западный, прослеживающийся к западу от него и восточный – к востоку.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТИП РАЗРЕЗА

Егиндинская мульда, к которой приурочен данный тип разреза, является одной из наложенных небольших структур в области Косистек-Аксуского тектонического покрова, слагающегося породами ордовика, силура, среднего девона (покров был выделен как продолжение Сакмарского аллохтона к югу от широтного течения р. Урал – Р.А. Сегединым и др., 1981).

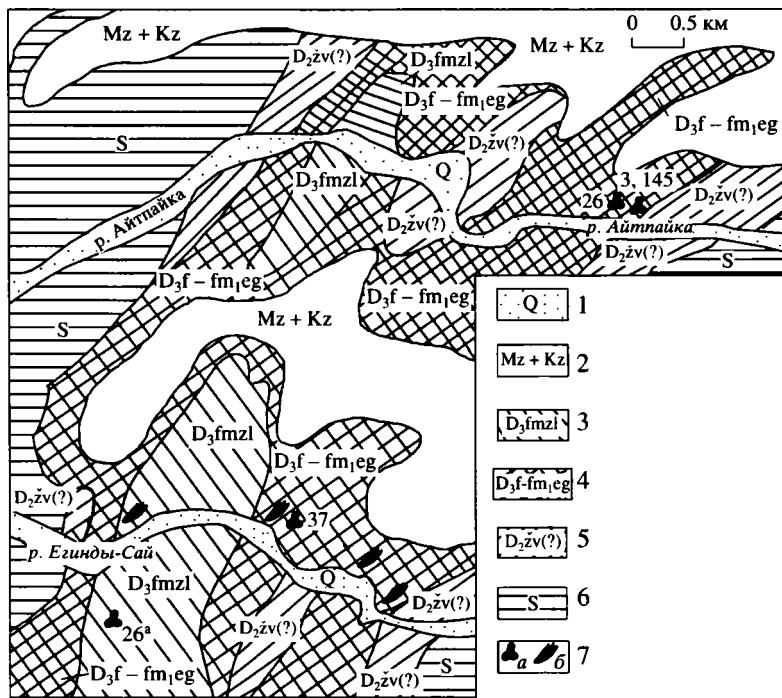


Рис. 2. Схематическая геологическая карта низовьев рек Егинды и Айтпайка (по Х.С. Розман и др., 1952г. и по данным авторов).

1 – четвертичные отложения (Q); 2 – мезозойские и кайнозойские (Mz + Kz); 3, 4 – свиты: 3 – зилаирская ($D_3fm zl$); 4 – егиндинская (D_3f-fm_1eg); 5 – айтпайская толща ($D_2žv(?)$); 6 – силурийские отложения (S); 7 – местонахождения: а – споры растений, б – конодонтов.

Названная мульда субмеридионального простирания расположена к востоку от пос. Ленинского (Кос-Истека). Хорошие однотипные обнажения верхнедевонских пород имеются здесь по рекам Айтпайка и Егинды (верховые р. Кос-Истек), пересекающим данную структуру вкрест простирания (рис. 1, 2). На р. Егинды (Егинды-Сай) была выделена и по ней названа свита (Розман и др., 1952 г.), наиболее полная характеристика которой имеется в публикации Х.С. Розман (1962).

Егиндинская свита представлена довольно однородной толщей белесых светло-серых и серовато-желтых плитчатых кремней и кремнистых пород – сланцев, алевролитов и аргиллитов; изредка встречаются тонкие прослои их серой и зеленовато-серой окраски. Породы названной свиты смяты в мелкие складки, осложненные разрывными нарушениями, что затрудняет определение их мощности. Примерно она равна, по данным разных исследователей, 200–250 м. Залегает егиндинская свита на микстите, названном айтпайской толщей животского возраста (Стратиграфические схемы ..., 1993), но палинологических данных для ее датировки нет. Переекрывает егиндинскую свиту зилаирской, с которой связана постепенным переходом.

Зилаирская свита слагается флишоидной толщей переслаивающихся полимиктовых песчани-

ков, алевролитов, кремнистых аргиллитов. К песчаникам, преобладающим в разрезе, приурочены шаровидные конкреции со скорлуповатой отдельностью. Окраска пород желтовато-серая, зеленовато-серая. Мощность их, по данным Х.С. Розман (1962), около 200 м.

Палеонтологическая характеристика обеих свит к началу наших работ сводилась к следующему. С.Н. Наумовой из самых верхних горизонтов егиндинской свиты, вскрывающейся одноименной речкой на восточном крыле мульды, были определены раннефаменские споры (Розман, 1962). Б.Б. Назаров (1975) обнаружил на той же речке в верхней трети разреза егиндинской свиты радиолярии и конодонты франского возраста.

Нами в нижней части егиндинской свиты споры растений были обнаружены в трех образцах с правобережья р. Айтпайки выше ее притока – ручья Курсай (рис. 2, точки 26, 3, 145). Один из них отобран примерно в 1.5 м от выходов айтпайской толщи живота (¹?, два других (из карьера) в 50–60 м выше по разрезу).

Во всех образцах споры сходные, составляющие комплекс, близкий к формам из семилукско-

¹ Возраст данных отложений трактуется неоднозначно (в пределах среднего девона), но в "Стратиграфических схемах Урала ..." (1993) он принят животским.

Таблица I

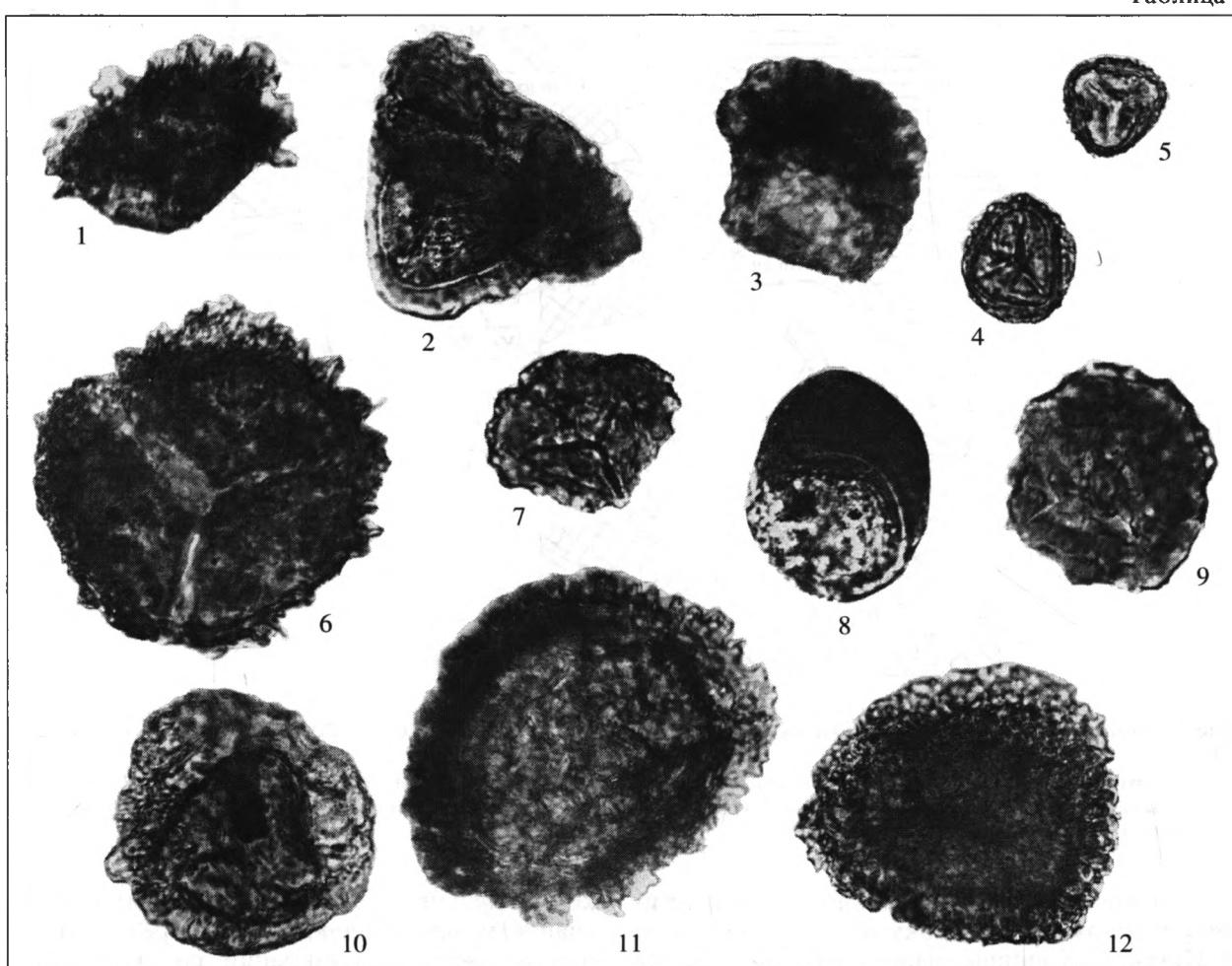


Таблица I. Комплекс спор из нижней части егиндинской свиты с р. Айтпайки. Увеличение здесь и на других таблицах $\times 500$.

1 – *Archaeozonotriletes polymorphus* Naum., 2 – *A. timanicus* Naum., 4 – *Camarozonotriletes obtusus* Naum., 5 – *C. devonicus* Naum., 6 – *Hymenozonotriletes* cf. *argutus* Naum., 7 – *Lophozonotriletes crassatus* Naum., 8 – *A. variabilis* Naum., 9 – *L. torosus* Naum., 10 – *Diducites poljessicus* (Kedo), 11 – *H. inaequalis* Phil., 12 – *Spelaeotriletes krestovnikovii* (Naum.).

го горизонта Русской платформы (палинозона *G. semilucens*, *P. donensis* – Avkhimovitch et al., 1993)². Он представлен следующими видами: *Archaeozonotriletes polymorphus* Naum., *A. timanicus* Naum., *A. variabilis* Naum., *Diducites poljessicus* (Kedo), *Hymenozonotriletes inaequalis* Phil., *H. cf. argutus* Naum., *Spelaeotriletes krestovnikovii* (Naum.), *Lophozonotriletes crassatus* Naum., *L. torosus* Naum., *Camarozonotriletes devonicus* Naum., *C. obtusus* Naum. (табл. I). Интервал семилукского горизонта относится к среднему франу (Решение Межведомственного ..., 1990), но, исходя из общей палинологической характеристики франских отложений, более корректно подразделение их на два

подъяруса по кровле семилукских отложений и их аналогов.

Следует отметить, что платформенные (шельфовые) лиофации девона дали возможность увязать палинозоны с конодонтовой шкалой. По ней рассматриваемый интервал разреза относится к зонам т.-и. *asymmetricus*³.

Верхние горизонты егиндинской свиты получили нашу датировку в стратотипическом разрезе по р. Егинды (рис. 2, точка 37). Споросодержащий образец был отобран примерно в 4.5 км от устья речки на ее правом берегу, где кремнистые породы рассматриваемой свиты слагают восточное крыло Егиндинской мульды. Здесь располо-

² По спорам растений верхнедевонские отложения Урала коррелируются с платформенными разрезами, так что для них применима соответствующая стратиграфическая схема.

³ В настоящей статье мы будем называть конодонтовые зоны, в основном, "с платформы".

Таблица II

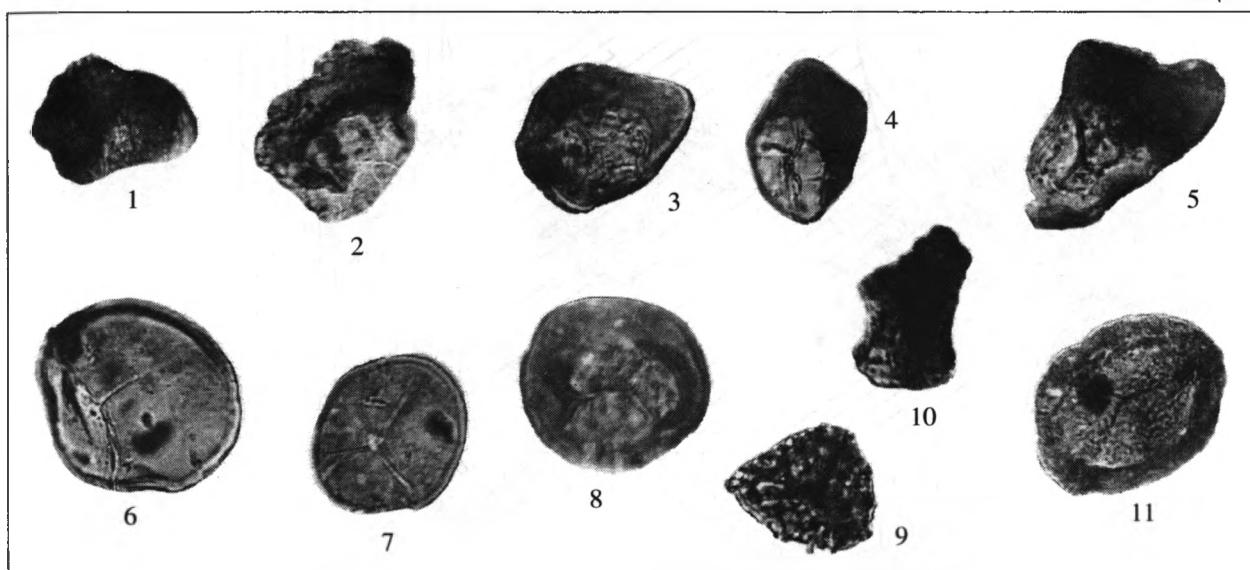


Таблица II. Комплекс спор из зилаирской свиты с притока р. Егинды.

1, 2 – *Cyrtospora cristifer* (Luber); 3 – *Archaeozonotriletes variabilis* Naum. 4, 5 – *A. variabilis* Naum. var. *cristiferiformis* Olli et Tschibr. 6 – *Stenozonotriletes laevigatus* Naum. 7 – *S. conformis* Naum. 8 – *Retusotriletes psychovii* Naum. 9 – *Converrucosporites curvatus* (Naum.). 10 – *Cornispora monocornata* Nazar. 11 – *Archaeozonotriletes* sp.

жено высокое скальное обнажение их, к западу от которого рельеф резко понижается на породах зилаирской свиты. В указанном пункте обнаружены споры датирующие верхнюю часть егиндинской свиты фаменом (Чибрикова, Олли, 1987): *Verrucosporites concessus* (Naum.), *Converrucosporites curvatus* (Naum.), *Pustulatisporites famenensis* (Naum.), *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *A. variabilis* Naum. var. *cristiferiformis* Olli et Tschibr., *A. formosus* Naum.

Находки спор в зилаирских отложениях Егиндинской мульды приурочены к приустьевой части крупного левого притока речки (два образца, точка 26^a на рис. 2). Комплекс их – среднегаменский: *Cyrtospora cristifer* (Luber), *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *A. variabilis* Naum. var. *cristiferiformis* Olli et Tschibr., *Cornispora monocornata* Nazar., *Stenozonotriletes laevigatus* Naum., *S. conformis* Naum., *Retusotriletes psychovii* Naum., *Converrucosporites curvatus* (Naum.), *Archaeozonotriletes* sp. (табл. II). Таким образом, в центральном типе разреза верхнего девона егиндинская свита датируется по спорам растений от конца раннего франа до раннего фамена включительно, зилаирская – фаменом.

К.С. Ивановым и В.Н. Пучковым (1984) в нижней части егиндинской свиты (на одноименной речке) отмечались находки конодонтов *Polygnatus dengleri* Bisch. et Zieg., *P. asymmetricus asymmetricus* Bisch. et Zieg., *P. cf. dengleri* Bisch. et Zieg.; выше по разрезу – *Palmatolepis flabelliformis* Stauf., *P. cf. subrecta* Mill. et Yong., *P. martenbergensis* Mill. По трактовке упомянутых авторов перечислен-

ные конодонты характерны для нижнего – среднего франа.

Из “основания зилаирской серии” ими отмечается *Palmatolepis quadratinodosalobata* Sann., *P. minuta minuta* Br. et M., *P. superlobata* Br. et M., *P. tenuipunctata* Sann. (нижняя часть зоны *scerida*).

Эти данные позволили названным авторам сделать заключение, что “... кремни егиндинской свиты, развитые в стратотипическом разрезе, формировались в течение почти всего франского века, сменившись в самом начале фамена граувакковыми песчаниками зилаирской серии” (с. 42) – то есть, что граница рассматриваемых свит совпадает с межъярусной границей франа и фамена.

Однако такого совпадения не существует, если учесть, что в настоящее время комплексом органических остатков доказано – и принято в Международной Стратиграфической шкале (МСШ) – положение названной границы в подошве нижележащей зоны *triangularis* (Klapper et al., 1993). На нее в рассматриваемом разрезе приходится верхняя часть егиндинской свиты, в которой, следовательно, по конодонтам, как и по спорам растений, в монотипическом кремнистом разрезе проходит граница между франским и фаменским ярусами (Чибрикова, Олли, 1986г).

ЗАПАДНЫЙ ТИП РАЗРЕЗА

На рассматриваемой территории западный тип разреза занимает наибольшую площадь – от западной границы выходов девонских отложений

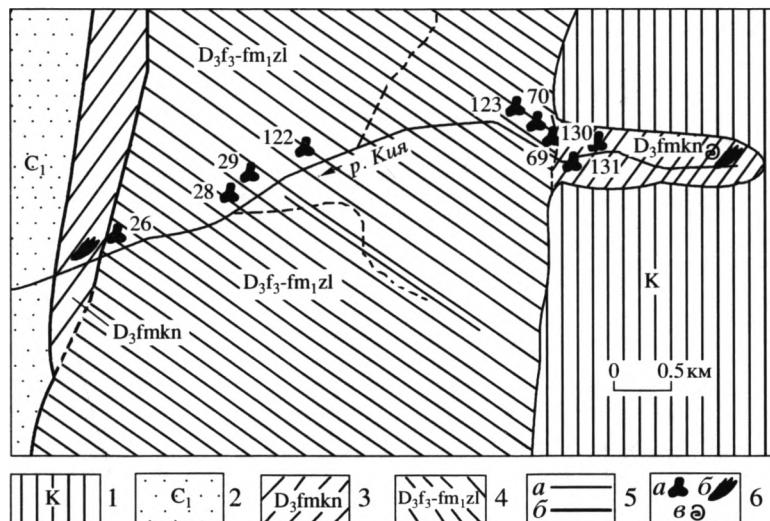


Рис. 3. Схема геологического строения верховья р. Ки (по Х.С. Розман и др., 1952 г. и по данным авторов).
1 – кайнозойские отложения (К); 2 – нижнекаменноугольные (C₁); 3, 4 – свиты: 3 – кининская (D₃ fm kn); 4 – зилаирская (D₃ fm₁ zl); 5 – контакты: а – стратиграфические, б – тектонические; 6 – местонахождения: а – спор растений, б – конодонтов, в – макрофауны.

в области Орь-Илекского междуречья до бассейна р. Жалгыз-Агаш (Джангиз-Агач) включительно (рис. 1). На западе породы верхнего девона слагают неширокую (7 км и менее) субмеридиональную полосу, протягивающуюся, примерно, на 70–75 км – почти от р. Урал на севере до верховьев р. Шанды, левого притока р. Жаксы-Каргалы на юге. Эта полоса, получившая от Р.А. Сегедина название Кининско-Шандинской, представляет собой фрагмент южного продолжения Зилаирского синклиниория, его западной части, не перекрытой Косистекско-Аксуйским тектоническим покровом (он, как отмечалось, является южным продолжением Сакмарского аллохтона). На западе Кининско-Шандинская полоса ограничивается разломом (или зоной разломов) одноименного названия, на востоке – Сакмарско-Косистекским надвигом (Сегедин и др., 1981). По первому из названных нарушений верхнедевонские отложения контактируют с каменноугольными, по второму – с эйфельскими и более древними палеозойскими породами, слагающими аллохтон. Восточнее выходы верхнедевонских пород находятся в западной части Косистекско-Аксуйского покрова.

Для данного типа разреза характерна приуроченность “зилаирских литофаций” к нижней части, а “кремнистых” – к верхней, т.е. последова-

тельность их здесь – обратная той, которая наблюдается в Егиндинской мульде (центральный тип разреза).

Терригенная флишоидная толща на рассматриваемой территории называлась ранее зилаирской свитой, но датировалась то франом-фаменом (Розман и др., 1952 г.), то только фаменом (Розман, 1962 и др.). В начале 80-х годов данные образования были отнесены к верхнефранскому подъярусу, но не к зилаирской свите, поскольку в стратотипической местности ее возраст в то время считался фаменским – раннетурнейским.

Важную роль в определении и пересмотре возраста зилаирских отложений не только на рассматриваемой территории, но и повсеместно в области их распространения сыграл *Manticoceras intumescens* Beug, найденный А.Л. Яншиным (1932) и определенный Б.И. Богословским. Названный гониатит был долгое время единственным показателем наличия в составе зилаирской свиты пород франского возраста; на него обычно ссылались все исследователи, когда речь шла о нижнем возрастном пределе данных отложений (Келлер, 1949 и др.).

Точное место находки *Manticoceras intumescens* в публикации А.Л. Яншина не указывается, но нам удалось уточнить его по устному сообщению

Таблица III. Комплекс спор из домбарковской толщи зилаирской свиты верховья р. Ки.

1 – *Converticosporites curvatus* (Naum.). 2 – *Stenozonotriletes simplex* Naum. 3 – *Archaeozonotriletes variabilis* Naum. 4 – *Spelaeotriletes hopericus* (Nazar.). 5 – *Stenozonotriletes rugosus* Nekr. 6, 7 – *Cristatisporites deliquesens* (Naum.). 8 – *Auroraspora speciosa* (Naum.). 9 – *Hymenozonotriletes eximius* Naum. 10 – *Lophozonotriletes excisus* Naum. 11 – *L. crassatus* Naum. 12 – *H. impexus* Nazar. 13 – *Vertucosporites evlanensis* (Naum.). 14 – *Geminospora notata* (Naum.) var. *microspinosa* Tschibr.

Таблица III

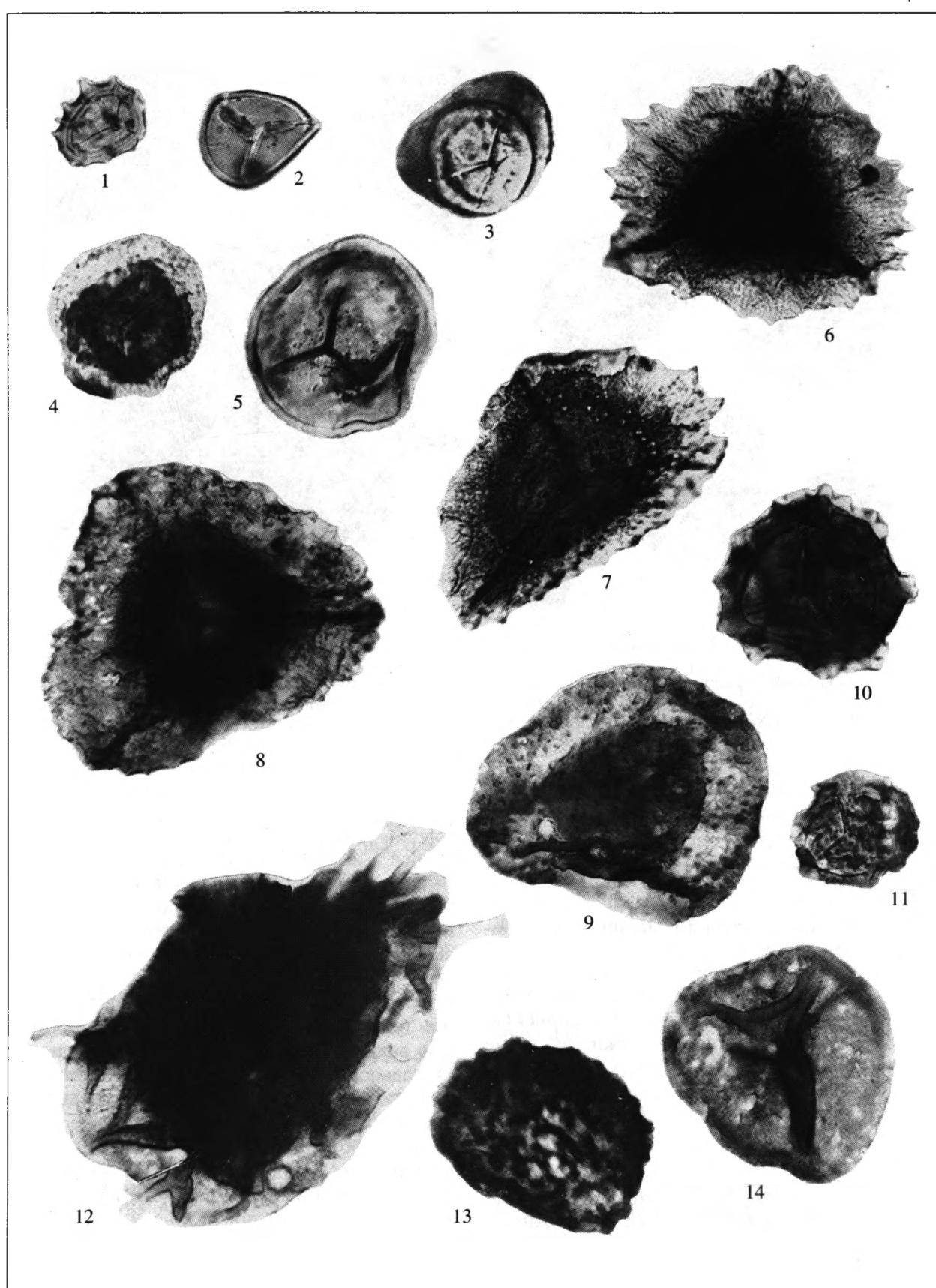


Таблица IV

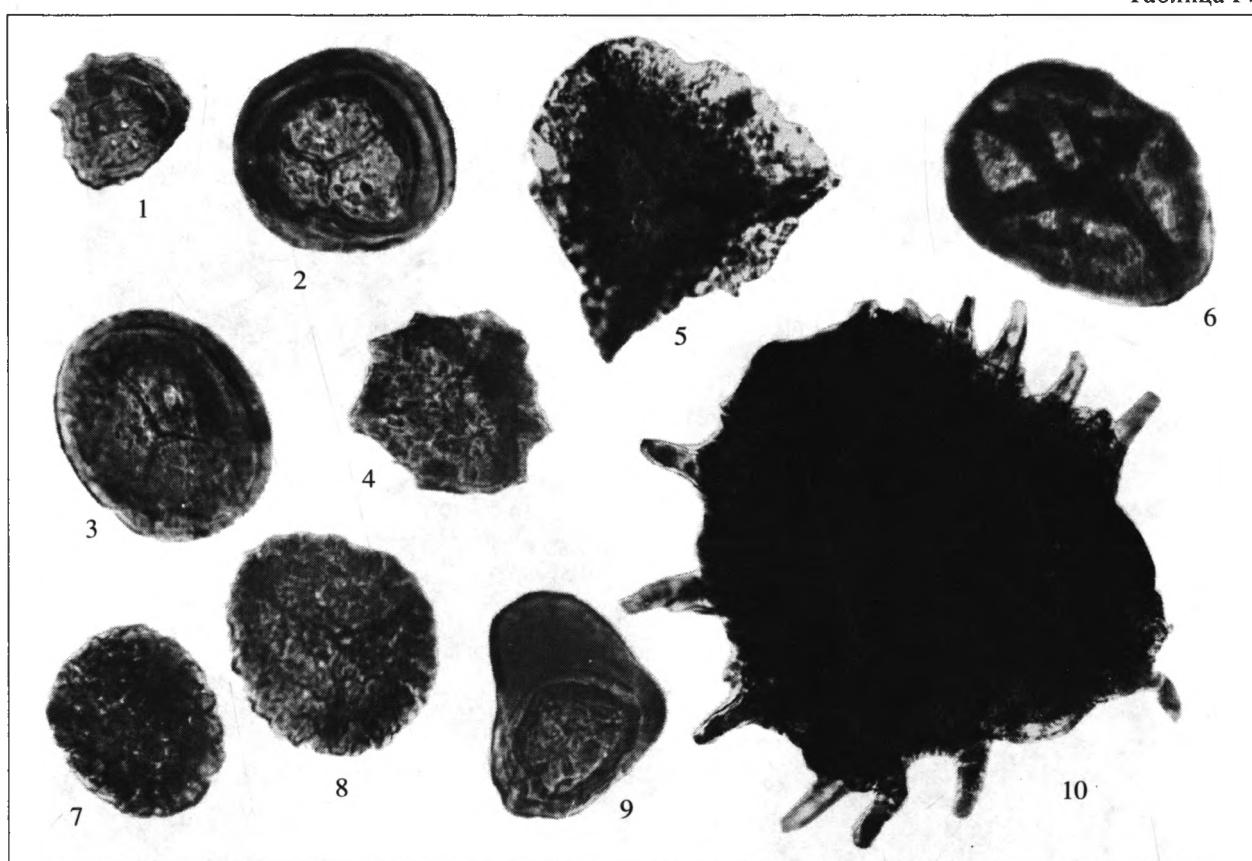


Таблица IV. Комплекс спор из вазымской толщи зилаирской свиты верховья р. Кии.

1 – *Converrucosporites curvatus* (Naum.). 2 – *Retusotriletes psychovii* Naum. 3 – *Stenozonotriletes laevigatus* Naum. 4 – *Corbulispora semireticulata* (Tschibr.). 5 – *Cristatisporites subdeliquescens* (Tschibr.). 6 – *Geminospora notata* (Naum.) var. *microspinosa* Tschibr. 7 – *Vertucosporites grumosus* (Naum.). 8 – *V. evlanensis* (Naum.). 9 – *Archaeozonotriletes variabilis* Naum. 10 – *Hystricosporites hamulus* (Naum.).

автора. Из него следует, что находка приурочена к западной части Кийинско-Шандинской полосы близ пересечения ее автострадой Актюбинск – Кос-Истек.

Залегание “кремнистой литофации” на “зилаирской” наблюдается в верховье р. Кии (левого притока р. Урал), где фауной охарактеризованы самые верхние горизонты позднедевонских отложений. Они здесь были выделены в кийинскую свиту, отнесенную к фамену–нижнему турне (Розман и др., 1952 г.; Розман, 1962; Сегедин и др., 1981 и др.). В других разрезах данного региона ее нередко принимали, по сходству литологического состава, за егиндинскую свиту франского возраста.

Указанное соотношение литофаций нами было прослежено не только на р. Кие, но и южнее – во всей Кийинско-Шандинской полосе, а также на междуречье правых притоков р. Жаксы – Каргальы, Домбарки и Чанчара (Шоншара). Установле-

ны они также на р. Жалгыз-Агаш (правое верховье р. Тарангул – рис. 1).

Зилаирская свита представлена флишоидной толщей переслаивающихся полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов; подчиненное значение среди них имеют линзовидные прослои гравелитов, переходящих в мелкогалечные конгломераты. В песчаниках встречаются конкреции шаровидной и эллипсоидальной формы разной величины, со скорлуповатой отдельностью. Окраска пород зеленовато- и желтовато-серая, реже серая. Мощность данной свиты не установлена не только из-за мелких тектонических нарушений и больших закрытых участков между обнажениями. В одних разрезах ее подошва находится ниже уровня эрозионного среза, в других зилаирская свита по разрывным нарушениям контактирует с породами эйфельского возраста (например, на р. Жалгыз-Агаш). Ее мощность оценивается, примерно, в 250–300 м.

Наиболее полная палинологическая характеристика верхнедевонских отложений западного типа получена на р. Кие (рис. 1, 3). Почти все образцы, отобранные нами из зилаирских пород от западной границы их распространения (от тектонического контакта с киинской свитой) до восточной, оказались содержащими богатые комплексы спор, в которых наиболее характерными являются (табл. III): *Cristatisporites deliquescens* (Naum.), *Auroraspora speciosa* (Naum.), *Lophozonotriletes excisus* Naum., *L. crassatus* Naum., *Spelaeotriletes hopericus* (Nazar.), *Hymenozonotriletes eximus* Naum., *H. impexus* Nazar., *Geminospora notata* (Naum.) var. *microspinosis* Tschibr., *Converrucosporites curvatus* (Naum.), *Verrucosporites evlanensis* (Naum.), *Stenozonotriletes rugosus* Nekr., *S. simplex* Naum., *Archaeozonotriletes variabilis* Naum. Они относятся к палинозоне *C. deliquescens*, *V. evlanensis* (конодонтовая зона *gigas* – Avkhimovitch et al., 1993⁴), что датирует вмещающие породы позднефранским, евлановско-ливенским временем. Данный интервал разреза был выделен нами в первую толщу зилаирской свиты, которая вошла в Стратиграфические схемы Урала 1993 г. Позднее ей было присвоено название “домбарковская” (по р. Домбарке, протекающей по Киинско-Шандинской полосе к югу от р. Кии и впадающей в р. Жаксы-Каргала – Чибрикова, 1997).

В двух образцах из самых верхних горизонтов зилаирских пород (№№ 69, 70 – рис. 3) у подножья возвышенной гряды, сложенной кремнистыми образованиями киинской свиты, был встречен вазямский комплекс спор (табл. IV), состоящий из *Converrucosporites curvatus* (Naum.), *Retusotriletes psychovii* Naum., *Stenozonotriletes laevigatus* Naum., *Corbulispora semireticulata* (Tschibr.), *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *Geminospora notata* (Naum.) var. *microspinosis* Tschibr., *Cristatisporites subdeliquescens* (Tschibr.), *Hystricosporites hamulus* (Naum.), *Verrucosporites grumosus* (Naum.), *V. evlanensis* (Naum.). Вазямская (вторая) толща зилаирской свиты выделена в Зилаирском синклиниории, где она слагает фрагмент ложа Сакмарского тектонического покрова в его северной части (Камалетдинов и др., 1968).

Возраст названной толщи определялся как раннефаменский, но более древний, чем задонский (Чибрикова, Назаренко, 1974). Породы данного интервала, локально развитые на всей территории Русской платформы, позднее получили название волгоградского горизонта. Он характеризуется спорами палинозоны *G. vasjamica*, *C. vimineus* и конодонтами зоны *triangularis* (Назаренко и др., 1993; Avkhimovitch et al., 1993; Манцирова и др., 2003).

⁴ В новой стратиграфической шкале это зоны *rhenana* и *linuginiformis*.

Таким образом, граница между франом и фаменом в данном разрезе проходит внутри литологически однородной флишоидной толщи зилаирских пород. К востоку, вверх по разрезу последнее сменяются светлыми серовато-желтыми кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, кремнисто-глинистыми алевролитами киинской свиты. К более высоким горизонтам ее, обнажающимся выше по течению р. Кии, приурочена пачка с прослойми горючих сланцев темнобурой окраски. По данным Х.С. Розман (1962) в “продуктивной толще” содержится до 55 прослоев сланцев мощностью от 0.02 до 13.0 м, а суммарная мощность ее 150 м. Наличие горючих сланцев является отличительной особенностью данного разреза рассматриваемой свиты от разрезов в других пунктах. В ее верхних горизонтах (пачка мощностью ~3.5 м) имеются карбонатные породы. Мощность киинской свиты определяется в 300–350 м.

Споры растений из данной свиты были обнаружены в 2-х образцах (№№ 130, 131 – рис. 3), один из которых приурочен к основанию пачки горючих сланцев, второй – к ее кровле. Оба комплекса их – раннефаменские, близкие к задонским Русской платформы. Они представлены следующими видами (табл. V): *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *A. variabilis* Naum. var. *cristiferiformis* Olli et Tschibr., *Geminospora notata* (Naum.) var. *microspinosis* Tschibr., *Converrucosporites curvatus* (Naum.), *Cyrtospora cristifer* (Luber), *Hystricosporites hamulus* (Naum.), *H. solaris* (Nekr.) (палинозона *C. cristifer*, *D. zadonica*, по конодонтам – зона *stereida* – Avkhimovitch et al., 1993).

Выше по разрезу рассматриваемой свиты споры не найдены, но отсюда известна богатая разнообразная фауна (Сегедин и др., 1981). Это аммоноидеи, трилобиты, брахиоподы, пелициподы. Комплекс их определил принадлежность вмещающих пород к биостратиграфическим зонам *Prolobites*, *Laevigites* фаменского яруса и к зоне *Wocklumeria*, относившейся к турне. Палеонтологическая характеристика последней (упоминавшаяся пачка с карбонатами) пополнилась впоследствии находками конодонтов (Симаков и др., 1983 и др.): *Palmatolepis gracilis gracilis* Br. et Mehl., *Pa. gracilis sigmoidalis* Zieg., *Polygnathus communis communis* Br. et Mehl., *Pseudopolygnathus trigonicus* Zieg., *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl.), *B. costatus spinulicostatus* (Brans.), *Spathognathodus werner* Zieg., *Siphonodella praesulcata* Sandb. (зона *praesulcata*) и выше – *Pa. gracilis gracilis* Br. et Mehl., *Po. communis communis* Br. et Mehl., *Po. purus subplanus* Voges, *Po. purus purus* Voges, *Po. longiposticus* Br. et Mehl., *S. praesulcata* Sandb., *S. sulcata* (Huddle), *B. stabilis* (Br. et Mehl.), *Ps. primus* Br. et Mehl. (зона *sulcata*).

Поскольку зона *Wocklumeria* относилась к нижнему карбону, то соответственно определялся и

Таблица V

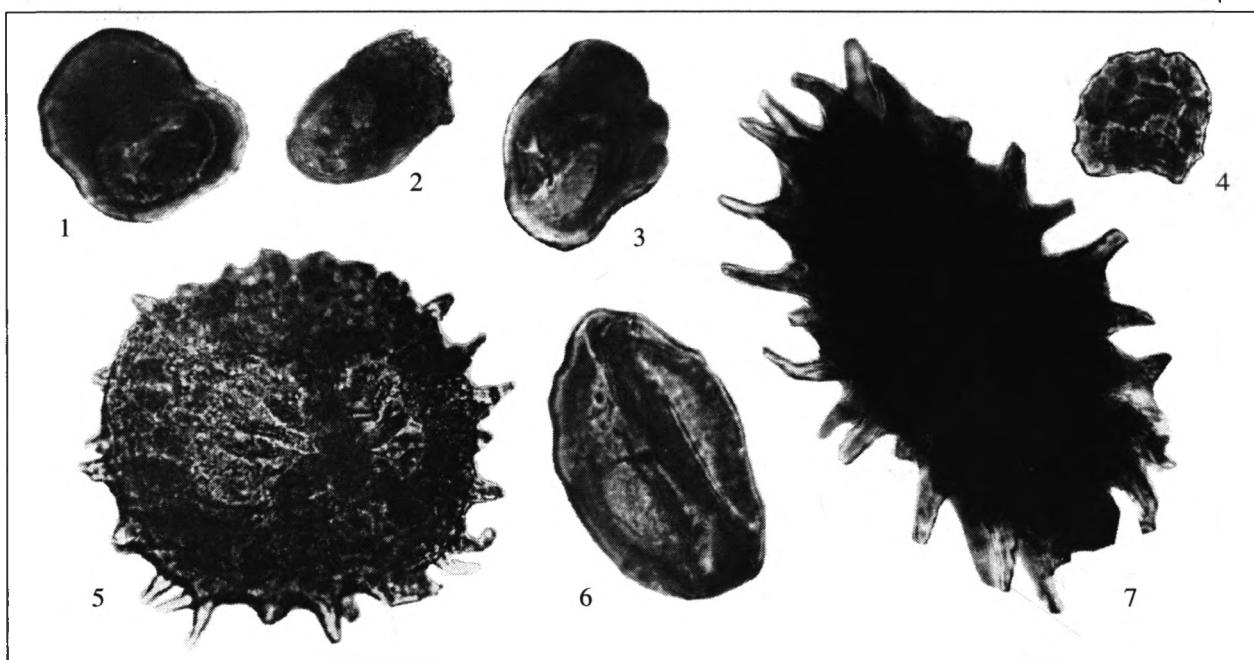


Таблица V. Комплекс спор из кининской свиты верховья р. Кии.

1 – *Archaeozonotriletes variabilis* Naum. 2 – *Cyrtospora cristifer* (Luber). 3 – *A. variabilis* Naum. var. *cristiferiformis* Olli et Tschibr. 4 – *Converrucosporites curvatus* (Naum.). 5 – *Hystricosporites solaris* (Nekr.). 6 – *Geminospora notata* (Naum.) var. *microspinosus* Tschibr. 7 – *H. hamulus* (Naum.).

верхний возрастной предел кининской свиты. Однако по палинологическим данным интервал разреза указанной зоны всегда включался в верхний фамен (палинозона *R. lepidophyta*), что теперь стало общепринятым и вошло в М.С.Ш. (Paproth et al., 1991 и др.).

Таким образом, изложенные данные свидетельствуют, что кининская свита в стратотипе имеет фаменский возраст, но без самого нижнего интервала (биостратиграфические зоны: по спорам *C. vimineus*, *G. vasjamica*, по конодонтам – *triangularis*).

Не исключено, что между вазямской толщой и кининской свитой в рассматриваемом разрезе имеется небольшое разрывное нарушение (контакт между ними закрыт), но при этом сохраняется нормальная стратиграфическая последовательность. Тектонический контакт с нарушением стратиграфической последовательности имеется у западного конца выходов зилаирских пород на р. Кие. Они представлены здесь домбарковской толщей позднефранского возраста, а с запада к ним примыкает пачка карбонатно-кремнистых пород (рис. 3), отнесенных по позднефаменским конодонтам к кининской свите (Иванов, Пучков, 1984).

В шести километрах к югу от рассмотренного разреза западную часть Кининско-Шандинской полосы пересекает вершина левого притока р. Кии

(рис. 1). Все отобранные здесь образцы (5 штук – точка 3) содержат ассоциации спор домбарковской толщи зилаирской свиты. Более высокие горизонты ее обнажаются на той же широте, в восточной части названной полосы, в овраге Красном (рис. 1, точка 4). Это – небольшой левый приток в верховье р. Домбарки у бывшей д. Дворянки. Как показали споры растений, зилаирская свита представлена здесь вазямской толщой. Породы ее наклонены на восток, в сторону микстита (олистостромы) эйфельского (?) возраста, представляющего собой фрагмент фронтальной части Косистекско-Аксуского тектонического покрова. Таким образом, в данном разрезе кининская свита “срезана” тектоническим нарушением. Далее к югу, по левобережью р. Домбарки, зилаирская свита также представлена домбарковской (позднефранской) и вазямской (раннефаменской) толщами (рис. 1, точки 5, 7).

Кининские кремнистые образования прослеживаются до широтного отрезка р. Жаксы-Каргала в виде крупных фрагментов в основном на междуречье Домбарки и Чанчара (Шоншара). При этом местами по разрывным нарушениям они контактируют с чанчарской свитой эйфельского возраста. Здесь они многими исследователями долгие годы считались егиндинской свитой нижефранского возраста (Розман, Сегедин, 1952 г.; Розман,

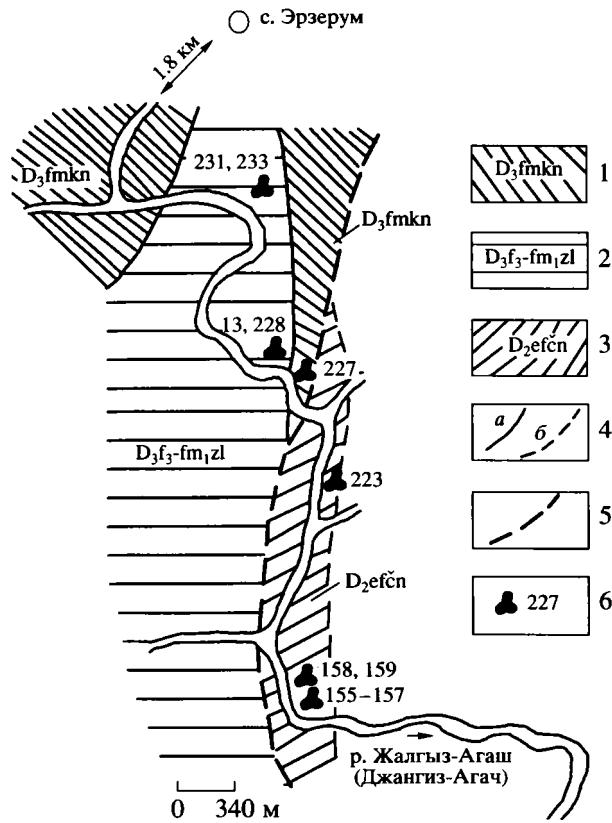


Рис. 4. Схема выходов чанчарской свиты и верхнедевонских отложений на р. Жалгыз-Агаш.

1–3 – свиты: 1 – кининская ($D_3 fm kn$); 2 – зилаирская ($D_3 f_3-fm_1 zl$); 3 – чанчарская ($D_2 efcn$); 4 – геологические границы: *a* – установленные, *b* – предполагаемые; 5 – тектонические контакты; 6 – местонахождение спор растений.

1962; Унифицированные и корреляционные ..., 1980 и др.).

Спорами растений мы смогли датировать кининскую свиту только в одном пункте – на междуречье Домбарки и Чанчара (рис. 1, точка 6). Комплекс их можно считать нижнефаменским, хотя зональных видов в нем не обнаружено.

Южнее широтного отрезка р. Жаксы-Каргала Кининско-Шандинская полоса выходов верхнедевонских отложений слагается породами зилаирской свиты и выражается в рельефе пологой лопиной, протягивающейся по левобережью названной реки. Только небольшой фрагмент кининских кремней слагает здесь сопку, расположенную, примерно, напротив устья р. Карабутак (правого притока р. Жаксы-Каргала). Фрагментарность распространения кининских отложений в данном регионе обусловлена эрозионным срезом в сочетании со сложной дислоцированностью пород.

Зилаирская свита, как и севернее, представлена домбарковской и вазямской толщами, что показали находки спор растений (рис. 1, точки 8–11). В

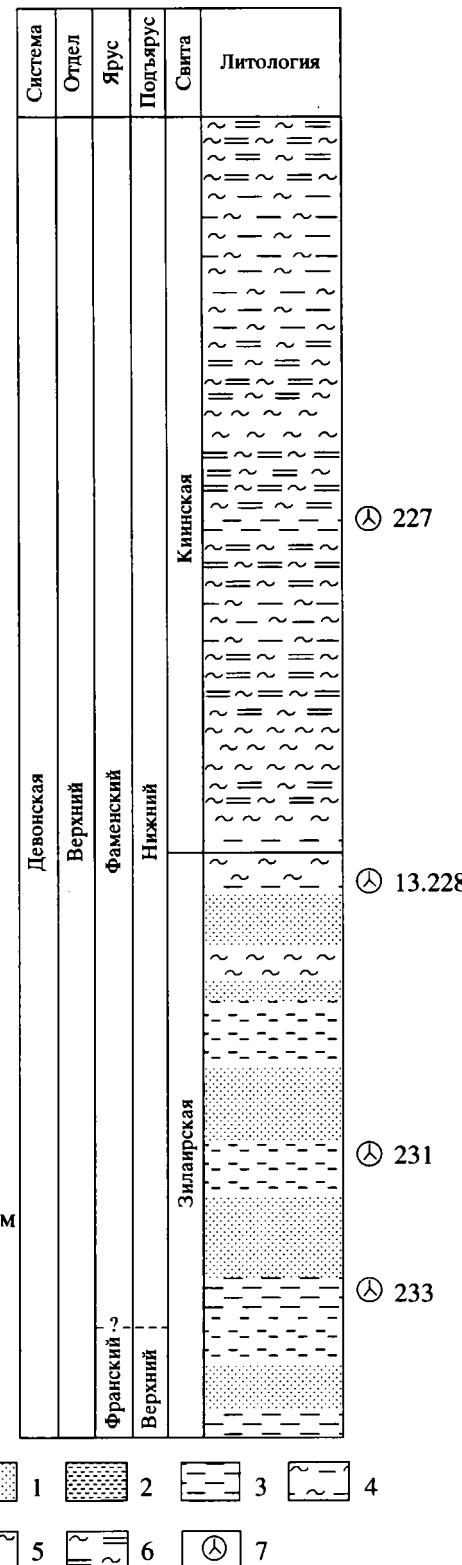


Рис. 5. Разрез верхнедевонских отложений на левобережье р. Жалгыз-Агаш.

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – кремнистые аргиллиты; 5 – кремни и кремнистые породы; 6 – кремнисто-глинистые сланцы; 7 – образцы со спорами растений.

Таблица VI

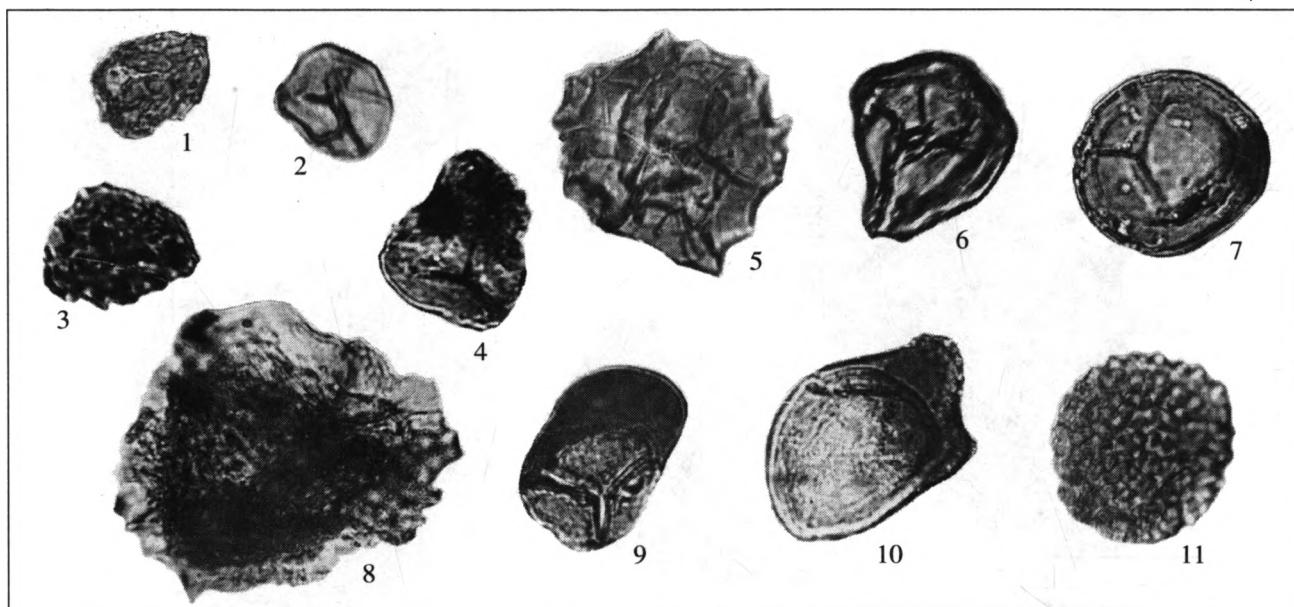


Таблица VI. Комплекс спор из вазымской толщи зилаирской свиты руч. Жалгыз-Агаш (Джангиз-Агач).

1 – *Pustulatisporites famenensis* (Naum.) var *minor* Tschibr. 2 – *Punctatisporites angularis* (Kedo). 3 – *Converrucosporites curvatus* (Naum.). 4 – *Cyrtospora cristifer* (Luber). 5 – *Corbulispora semireticulata* (Tschibr.). 6 – *Strenozonotriletes rugosus* Nekr. 7 – *Retusotriletes psychovii* Naum. 8 – *Cristatiaporites subdeliquescens* (Tschibr.). 9 – *Archaeozonotriletes variabilis* Naum. 10 – *A. variabilis* Naum. var *cristiferiformis* Olli et Tschibr. 11 – *Verrucosporites grumosus* (Naum.).

кремнях же К.С. Ивановым и В.Н. Пучковым (1984) отмечаются конодонты “*Palmatolepis stericida crepida* Sann. и другие, относящиеся к низам раннего фамена (зона *crepida*)” (с. 43). Однако почему-то названные авторы отнесли данные породы к егиндинской свите, которая в стратотипе у них датируется только франом.

Западный тип разреза верхнего девона прослеживается также в бассейне верховьев р. Кос-Истек, относившемся к Жалгызагашской синклинали (Сегедин и др., 1981). Территориально он расположен ближе к Егиндинской мульде (центральный тип разреза), чем к Кийинско-Шандинской полосе (рис. 1, точка 12). Разрез рассматриваемых отложений здесь такой же, как в верховье р. Кии; как и там, он не всегда трактовался однозначно, а кремнистые образования относились то к кийинской, то к егиндинской свитам.

Палинологическая характеристика разреза верхнего девона данной территории была получена нами по обнажениям на левобережье руч. Жалгыз-Агаш (Джангиз-Агач). Он является правой ветвью верховья р. Тарангул, представляющей в свою очередь правую ветвь р. Кос-Истек. В 1.8 км к югу от южной окраины с. Эрзерум (рис. 4) в названный ручей слева впадает короткий отвершек, у устья которого имеются хорошие обнажения зилаирских пород. Они прослеживаются и по отвершку на расстоянии, примерно, 150 м от устья. Задернованная вершина отвершка подходит к

возвышенной субмеридиональной гряде, сложенной кремнистыми образованиями кийинской свиты. Здесь они не обнажены, но в 1.2 км южнее вскрываются в обрыве левого берега Жалгыз-Агаша (рис. 4).

Среди образцов, отобранных в упомянутом отвершке, два оказались споросодержащими (231, 233, рис. 4). Они – с близкого стратиграфического интервала и содержат “вазымский” комплекс спор раннефаменского возраста (палинозона *C. vimineus* – *G. vasjamica*): *Converrucosporites curvatus* (Naum.), *Punctatisporites angularis* (Kedo), *Cyrtospora cristifer* (Luber), *Retusotriletes psychovii* Naum., *Strenozonotriletes rugosus* Naum., *Pustulatisporites famenensis* (Naum.) var *minor* Tschibr., *Corbulispora semireticulata* (Tschibr.), *Cristatiaporites subdeliquescens* (Tschibr.), *Verrucosporites grumosus* (Naum.), *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *A. variabilis* Naum. var *cristiferiformis* Olli et Tschibr. (табл. VI).

Не исключено, что в составе зилаирских отложений по руч. Жалгыз-Агаш имеются и верхнефранские, но они пока не получили палеонтологическую характеристику.

Примерно в 1.2 км ниже по руч. Жалгыз-Агаш на левом склоне его долины, в излучине, полого выгнутой на восток-северо-восток, хорошо обнажены смежные горизонты зилаирских и перекрывающих их кийинских пород (рис. 5). В 1.0 м от подошвы кремней, в прослое глинистого алевролита среди песчаников зилаирской свиты, нами

Таблица VII

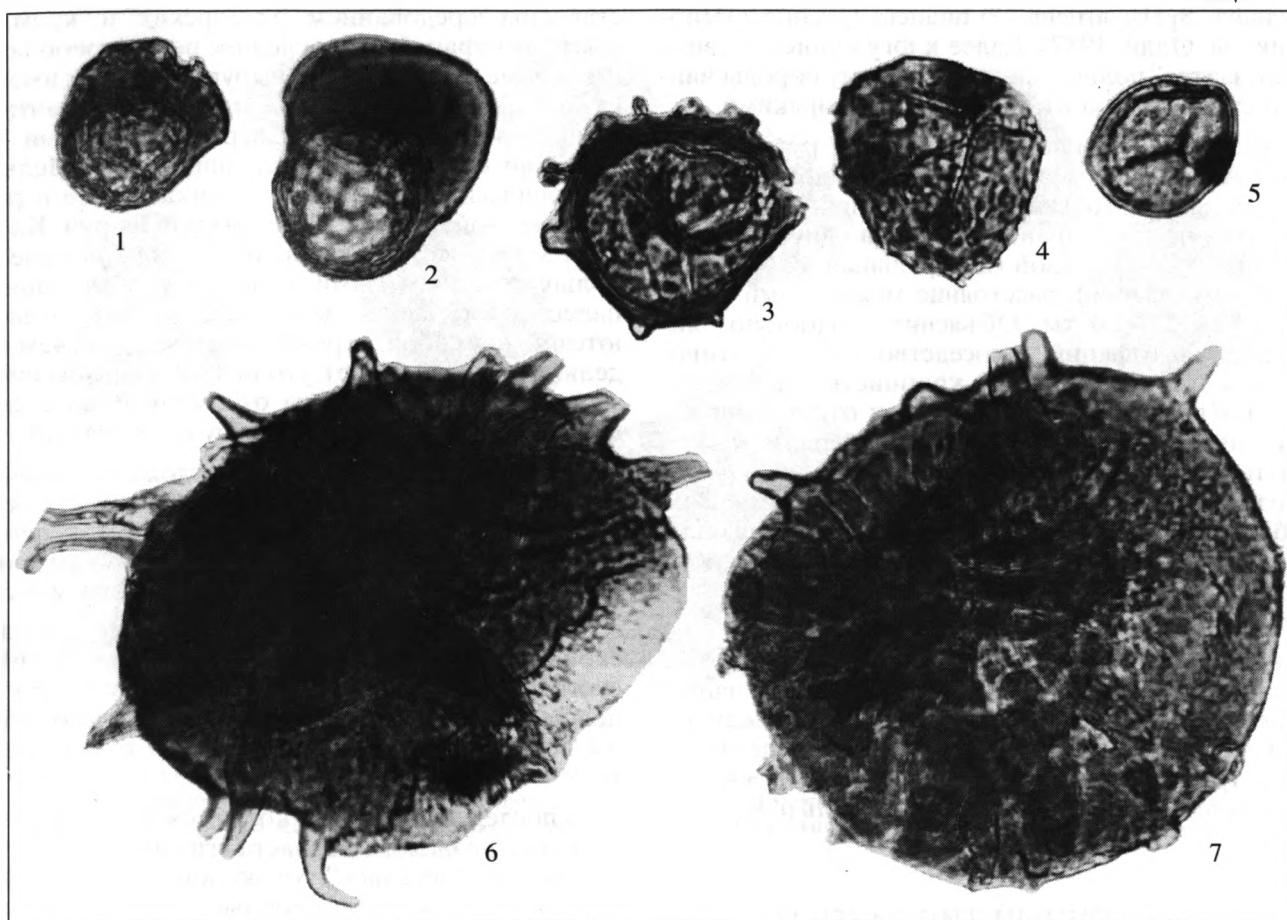


Таблица VII. Комплекс спор из кининской свиты руч. Жалгыз-Агаш (Джангиз-Агач).

1 – *Cyrtospora cristifer* (Luber). 2 – *Archaeozonotriletes variabilis* Naum. 3 – *Lophozonotriletes excisus* Naum. 4 – *Verrucosporites concessus* (Naum.). 5 – *Retusotriletes communis* Naum. 6 – *Archaeotriletes honestus* Naum. 7 – *Hystricosporites solaris* (Nekr.).

были обнаружены споры “вазямского интервала” (обр. №№ 13, 228), а в 22–25 м выше по разрезу (обр. № 227), в кремнистой толще кининской свиты – комплекс спор зоны *C. cristifer*, *D. zadonica* интервала задонско-елецких отложений нижнего фамена: *Cyrtospora cristifer* (Luber), *Retusotriletes communis* Naum., *Archaeotriletes honestus* Naum., *Hystricosporites solaris* (Nekr.), *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *Verrucosporites concessus* (Naum.), *Lophozonotriletes excisus* Naum. (табл. VII).

Рассмотренный разрез – такой же, как на р. Кие, но в нем обнажена нижняя граница кининской свиты. Его, таким образом, можно считать типовым для данной границы.

Следует отметить, что залегание “кремнистой литофации” на “зилаирской” в верховье р. Тарангула отмечалось Н.Н. Целиковым (1975 г.) при геологическом доизучении территории, включающей бассейн верховьев Тарангула. Он писал, что “кремнистые породы в районе, относимые

ранее к егиндинской свите, нами отнесены к кининской”. Подстилающие породы упомянутый автор, не называя зилаирской свитой, считал верхнефранскими – нижнефаменскими.

Мощность зилаирских отложений на рассматриваемой территории точно не установлена, так как подошва их не обнажена. Что же касается кининской свиты, то здесь распространена только нижняя ее часть, а верхняя “срезана” субмеридиональным разрывным нарушением (рис. 4). Оно пересекает ручей Жалгыз-Агаш и прослежено нами в южном направлении вдоль меридионального отрезка названного ручья до широтного (рис. 4). По этому нарушению кининская свита контактирует с чанчарской, охарактеризованной эйфельскими спорами: *Acanthotriletes parvispinosus* Naum., *A. varispinosus* Tschibr., *Camarozonotriletes minutus* Naum., *Azonomonoletes fusiformis* Kedo, *Az. subreticularis* Tschibr., *Retusotriletes minor* Kedo, *R. devonicus* Naum., *Apiculiretusispora sterlib-*

aschevensis (Tschibr.), *Emphanisporites radiatus* Schultz, *Spelaeotriletes* (?) *turaticus* (Tschibr.) (Чибrikova, Olly, 1987). Далее к югу киинская свита “резается” полностью, и по разлому породы чанчарской свиты контактируют с зилаирскими.

Верхнедевонские отложения на ручье Жалгыз-Агаш являются восточной периферией разрезов западного типа. Если мысленно переместить их по простианию к югу на одну широту с Егиндинской мульдой (центральный тип разреза верхнего девона), расстояние между ними будет порядка 1.0–2.0 км. Объяснить подобную “инверсию лиофаций” – соседство прямо противоположных соотношений кремнистых и флишидных граувакковых пород, при отсутствии каких-либо переходных толщ по латерали, можно только тектоническим фактором. Очевидно, в позднем палеозое произошло тектоническое сближение пород, формировавшихся в разных, значительно удаленных зонах верхнедевонского бассейна седиментации.

Предположение о крупном тектоническом нарушении, сблизившем участки распространения разрезов верхнего девона центрального и западного типов, подтверждается наличием между ними субмеридиональной “цепочки” серпентинитов, трассирующейся вдоль ручья Жалгыз-Агаш, затем р. Тарангул и (еще южнее) вдоль р. Кос-Истек.

ВОСТОЧНЫЙ ТИП РАЗРЕЗА

Данный тип разреза верхнедевонских отложений приурочен к Бакайской синклинальной складке, значительно удаленной на юг-юго-восток от Егиндинской (центральный тип разреза). Северная часть Бакайской синклинали, имеющей субмеридиональное простиранье, пересекается ручьем Каражар (рис. 1). Он после слияния с ручьем Сарымурза дает начало р. Ойыл-Кара (Уйыл-Кара) – левому притоку р. Орь.

В приустьевой части ручья Каражар обнажается олистостромовый комплекс пород, которые прежде считались живетскими и относились к айтпайской свите. Находки спор растений в олистоитах и в матриксе показали их эйфельский возраст (палинозона *P. tortus*), принадлежность к чанчарской свите. Комплекс их состоит из следующих видов: *Acanthotriletes parvispinosus* Naum., *A. varispinosus* Tschibr., *Camarozonotriletes minutus* Naum., *Diatomozonotriletes devonicus* Naum., *Azono-monoletes fusiformis* Kedo, *Az. subreticularis* Tschibr., *Apiculiretuspora sterlibaschevensis* (Tschibr.), *Perilecotriletes tortus* Egor., *Spelaeotriletes* (?) *turaticus* (Tschibr.), *Grandispora naumovae* (Kedo) (Чибrikova, Olly, 1984 г., 1987). Выше по ручью, до его верховья, прослеживаются верхнедевонские образования.

В отличие от рассмотренных типов, они представлены чередованием “зилаирских” и “кремнистых” лиофаций, но последние резко преобладают. Кроме того, и в тех, и в других породах имеется примесь туфогенного материала. Контакт чанчарских отложений с верхнедевонскими закрыт, но он, очевидно, тектонический. Мелкие тектонические нарушения – пликативные и разрывные свойственны всему разрезу на руч. Каражар. К тому же отдельные обнажения разделены большими закрытыми участками. Имеющиеся палеонтологические данные не совсем согласуются между собой, стратиграфический объем отдельных толщ требует уточнения. Все сказанное заставило нас отказаться от составления схемы геологического строения для ручья Каражар.

Поначалу верхнедевонские отложения названного ручья датировались по фауне в известняках, обнажающихся, примерно, в среднем течении руч. Каражар. Из них были определены аммоноиды зон *Prolobites* и *Prionoceras* позднего фамена (Розман, 1962)⁵. Но в то время возраст егиндинской свиты считался, хотя и без палеонтологического обоснования, средне-позднедевонским (в целом), поэтому к названной свите были отнесены все верхнедевонские отложения ручья Каражар.

В последующие годы, когда появились доказательства франского возраста егиндинской свиты, а в фамене “осталась” только киинская (Унифицированные и корреляционные..., 1980; Сегедин и др., 1981), весь разрез верхнего девона Бакайской синклинали стали включать в киинскую свиту (Сегедин и др., 1981; Коробков и др., 1983 г.).

Светлыми кремнистыми породами типа егиндинских на ручье Каражар представлена нижняя часть разреза верхнего девона, обнажающаяся на восточном крыле складки. Они образуют также две полосы выходов на ее западном крыле близ верховья названного ручья. В центриклинали складки имеющиеся кремнистые образования сменяются, вверх по разрезу, переслаивающимися терригенными и карбонатно-терригенными породами, затем известняками, упоминавшимися выше. Небольшие пачки терригенных пород, сходных с зилаирскими, прослеживаются в крайних западных выходах в верховье ручья на его левобережье; в 1.0 км восточнее, напротив устья правого отвершка Каражара.

Находки раннефаменских спор, определявшихся С.Н. Наумовой, были известны из пород, подстилающих известняки с фауной (Розман, 1962). Такие же споры и среднефаменские были определены в разных частях разреза Л.М. Попониной (Коробков и др., 1983г). Наши же находки

⁵Этот интервал разреза относится в настоящее время к среднефаменскому подъярусу.

Таблица VIII

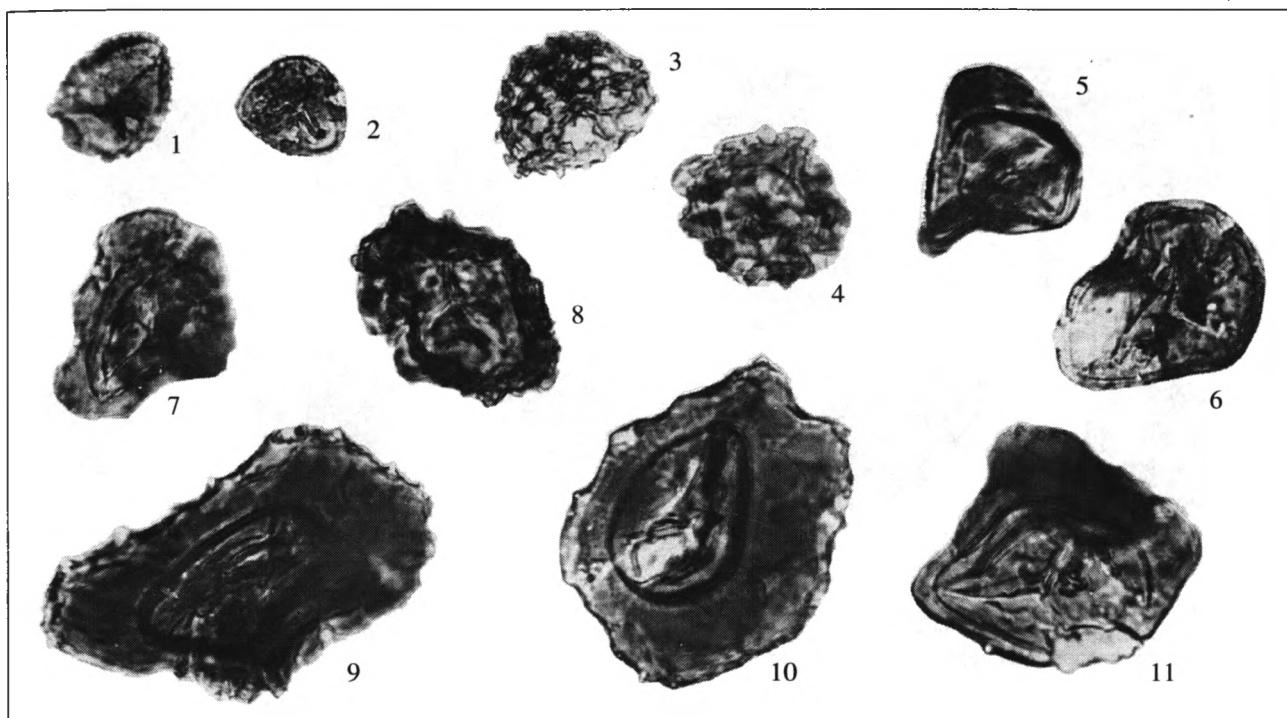


Таблица VIII. Комплекс спор из егиндинской свиты руч. Каражар (верховье р. Ойсыл-Кары).

1 – *Camarozonotriletes obtusus* Naum. 2 – *C. devonicus* Naum. 3 – *Reticulatisporites volgogradicus* Mants. 4 – *Lophozonotriletes notabilis* Zhdan. 5 – *Archaeozonotriletes variabilis* Naum. 6 – *Stenozonotriletes simplex* Naum. 7 – *A. polymorphus* Naum. 8 – *L. crassatus* Naum. 9–11 – *A. timanicus* Naum.

спор показали, что в рассматриваемом разрезе имеются, помимо фаменских, и франские отложения (рис. 1, точка 16). Особенno представительным оказался комплекс спор с левого берега ручья Каражар в 3-х км от его устья (рис. 1, точка 17).

Он включает *Archaeozonotriletes timanicus* Naum. (в массовом количестве), *A. polymorphus* Naum., *A. variabilis* Naum., *Reticulatisporites volgogradicus* Mants., *Lophozonotriletes crassatus* Naum., *L. notabilis* Zhdan., *Stenozonotriletes simplex* Naum., *Camarozonotriletes devonicus* Naum., *C. obtusus* Naum. (табл. VIII) и совершенно аналогичен комплексу из нижней части стратотипического разреза егиндинской свиты. Вмещающие породы споры здесь датируют концом раннего франа (палинозона *G. semilucens* – *P. donensis*).

Такой же возраст пород определен по спорам в одном из небольших обнажений в верховье ручья. Однако в соседнем пункте из отобранныго нами образца известняков (тонкий прослой) В.Г. Халымбаджой были выделены многочисленные конодонты (160 экз.) *P. triangularis* (Чибрикова, Олли, 1987). Они, как отмечалось выше, по современным данным характеризуют низы фамена, но прежде считались верхнефранскими.

Интересно, что В.Н. Пучков и К.С. Иванов (1987), примерно в том же, или ближайшем пунк-

те, находили конодонты нижнефранского подъяруса: *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* Zieg. et Klap., *P. asymmetricus ovalis* Glen. et Klap. и др. Ниже по ручью ими отмечалось еще несколько местонахождений конодонтов разных интервалов разреза, даже “позднего эйфеля – живета”. В известняках же с макрофауной – конодонты зоны *velifer* (*Palmatolepis glabra elongata* Zieg., *Pa. glabra pectinata* Zieg., *Pa. perllobata schindewolfi* Zieg., *Pa. gracilis gracilis* Br. et M., *Pa. g. sigmoidalis* Zieg., *Polygnathus aff. foliatus* Br., *Spathognathodus inornatus* (Br. et M.) и другие).

Названные авторы заключают, что “... к киинской свите относится лишь крайняя восточная часть этого разреза; остальную часть следует относить к егиндинской свите, проводя границу между свитами по появлению в разрезе известняков”⁶ (с. 89).

Таким образом, не только споры растений, но и конодонты показывают, что в разрезе “Каражар” имеются как егиндинские, так и киинские отложения. По нашим данным, благодаря тектоническим нарушениям те и другие распространены как восточнее, так и западнее упомянутых известняков. В их состав входят небольшие пачки

⁶ Имеются в виду известняки с макрофауной.

Таблица IX

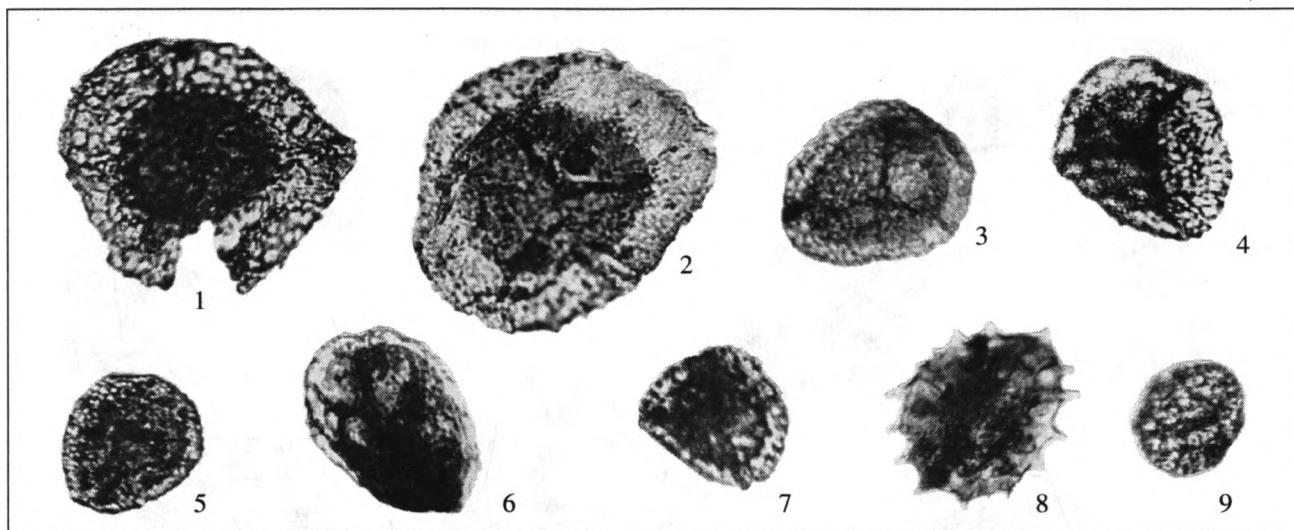


Таблица IX. Комплекс спор из верхних горизонтов кийинской свиты (р. Бакай)

1, 2 – *Retispora lepidophyta* (Kedo) (2 – фокусировка на трещину прорастания). 3, 4 – *R. lepidophyta* (Kedo) var. *tenera* Kedo. 5 – *R. lepidophyta* (Kedo) var. *minor* Kedo. 6 – *Auroraspora varia* (Naum.). 7 – *Hymenozonotriletes flavus* Kedo. 8 – *Acanthotriletes* sp. 9 – *Archaeozonotriletes pugatschevicus* Tschibr.

пород “зилаирских лиофаций”, не выделяющихся в самостоятельные стратоны.

На ручье Бакай, пересекающем одноименную синклиналь южнее ручья Каражар (рис. 1), прослеживается такой же разрез верхнего девона (по западному крылу складки). Но здесь имеются еще и более высокие горизонты фамена, пограничные с карбоном. Из них споры растений были найдены нами в обнажении, расположенном, примерно в 1.0 км выше, по течению ручья, пос. Черкасского. В подвернутом крыле небольшой антиклинальной складки, в 3 м ниже пачки известняков, но стратиграфически выше них, в глинистокремнистых алевролитах встречены многочисленные споры зоны *R. lepidophyta* (лытвинский горизонт Урала – Чибрикова, Олли, 1987): *Retispora lepidophyta* (Kedo), *R. lepidophyta* (Kedo) var. *tenera* Kedo, *R. lepidophyta* (Kedo) var. *minor* Kedo, *Auroraspora varia* (Naum.), *Hymenozonotriletes flavus* Kedo, *Archaeozonotriletes pugatschevicus* Tschibr., *Acanthotriletes* sp. (табл. IX).

Вышележащие среднезернистые песчаники отнесены здесь к турнейскому ярусу (Розман, 1962). Таким образом, на Бакае, как и на Кие, имеются самые верхние горизонты девона, пограничные с карбоном (интервалы лытвинского горизонта). Но на р. Кие они слагаются карбонатными породами, охарактеризованными фауной, а на ручье Бакае – кремнисто-терригенными, со спорами растений.

В других, более западных пунктах данного разреза, найденные споры оказались плохой сохранности, не позволяющие точно датировать вмеща-

ющие породы в пределах верхнего девона. Однако уже давно в нем были известны находки раннефаменской макрофaуны (Розман, 1962), позднее отмечались конодонты фаменских зон *triangularis*, *cerpida*, *marginifera*, а в верхах разреза – *Palmotolepis gracilis sigmoidalis* Zieg. (Пучков, Иванов, 1987). Этот конодонт, по словам авторов публикации, характерен “... для верхнего фамена – низов турне”.

Нижняя часть разреза верхнего девона на р. Бакай остается палеонтологически не охарактеризованной. Возможно, что здесь, как и на ручье Каражар, имеются франские (егиндинские) отложения.

ВЫВОДЫ

Выводом из изложенных данных является, прежде всего, схема стратиграфии и корреляции верхнедевонских отложений Орь-Илекского междуречья Казахстанской части Южного Урала. Она является наиболее полно и комплексно палеонтологически обоснованной (рис. 6), чему способствовали общие корректины стратиграфии верхнедевонских отложений, принятые в 90-х годах прошлого века. К ним относятся утвержденные в МСШ границы между франским и фаменским ярусами по конодонтовой зоне *triangularis* (Klapper et al., 1993), выделение волгоградского горизонта с конодонтами указанной зоны и со спорами зоны *C. vimineus* – *G. vasjamica* (Назаренко и др., 1993; Avkhimovitch et al., 1993; Манцузова и др., 2003). Граница девона с карбоном, обозна-

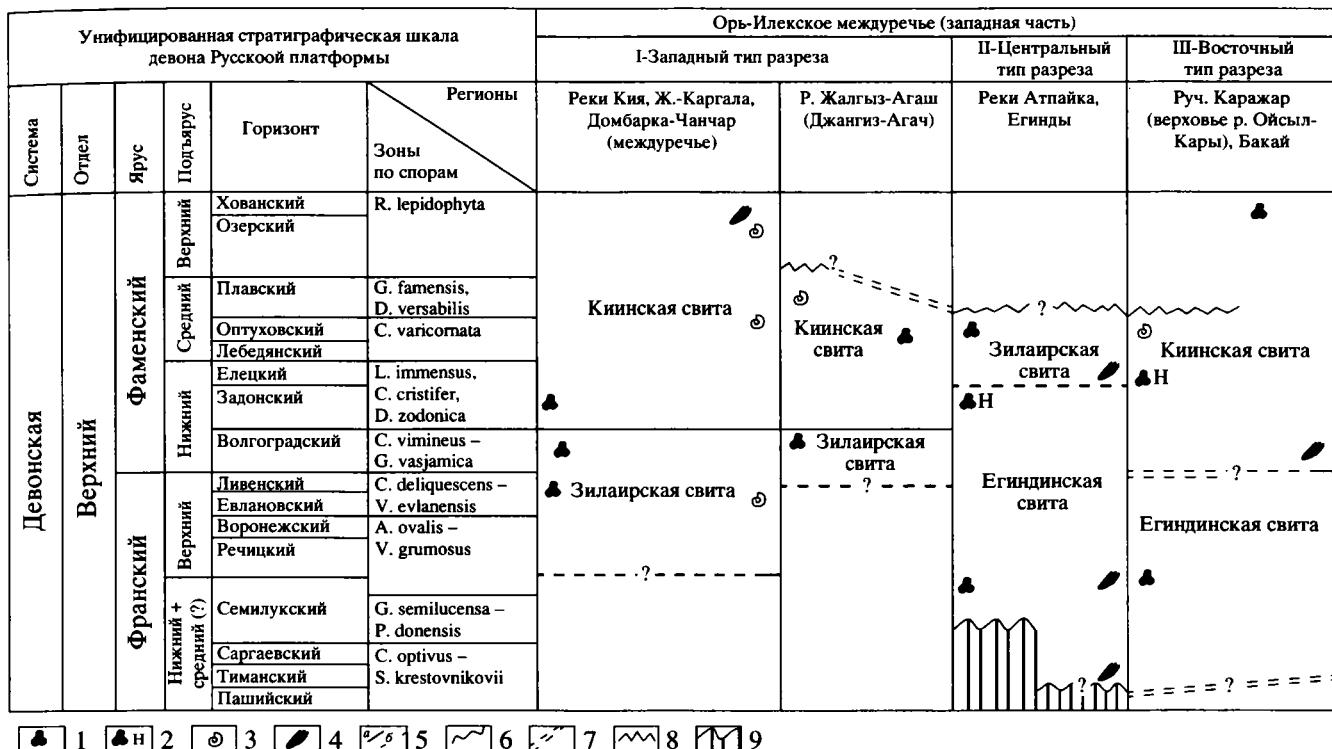


Рис. 6. Схема стратиграфии и корреляции верхнедевонских отложений Орь-Илекского междуречья (с некоторыми корректировками в соответствии со шкалой зонального деления по спорам (Avkhimovich, Tchibrikova et al., 1993).

1 – местонахождения спор растений (авторские); 2 – местонахождения С.Н. Наумовой; 3 – местонахождения макрофауны (брахиопод, трилобитов и др.); 4 – местонахождения конодонтов; 5 – границы между стратонами: а – достоверные, б – предполагаемые; 6 – размыты; 7 – тектонические контакты; 8 – современный эрозионный срез; 9 – отсутствие отложений.

ченная по спорам растений еще в конце 50-х–начале 60-х годов (Кедо, 1957 а, б и др.), на том же уровне принята теперь в МСШ (Paproth et al., 1991).

Для центрального типа разреза уточняется датировка егиндинской свиты (кремнистой литофации). Теперь она не D_3f , а $D_3f_1-fm_1$, так что межъярусная граница проходит внутри названной свиты.

В разрезах западного типа зилаирские отложения следует датировать не D_3f_3 , а $D_3f_3-fm_1$. Здесь межъярусная граница также находится внутри монофациальной толщи, но другого – флишоидного типа. Кремнистые образования Бакайской синклинали (восточный тип разреза) включают, как теперь установлено, и егиндинскую, и кинскую свиты.

Общий интервал разреза верхнего девона в рассматриваемом регионе – от верхов нижнего франа до границы с карбоном. Споры растений показали диахронность нижней границы зилаирских отложений, наиболее низкий уровень которой – в подошве биостратиграфических зон *C. deliquesens*, *V. evlanensis* (споры растений), *rhenana*, *linguiformis* (конодонты). Верхний уро-

вень той же границы – в подошве зоны *crepida* (конодонты), *C. cristifer*, *D. zodonica* (споры). Указанное различие уровней подошвы зилаирских образований наблюдается в разных типах разреза верхнего девона данной территории, а для Урала в целом такой масштаб диахронности является максимальным.

Своеобразие верхнедевонских отложений Орь-Илекского междуречья заключается также в наличии кремнистых литофаций разных стратиграфических интервалов, замещение ими зилаирских пород в трех различных типах разреза. К особенностям рассматриваемых образований относятся и локально развитые горючие сланцы в интервале зоны *C. cristifer*, *D. zodonica* (= *crepida*), в нижней части кинской свиты. Подобные явления не наблюдаются к северу от широтного течения р. Урал, что указывает на широтную зональность Уральской складчатой области.

То, что в Кинско-Шандинской полосе верхнедевонские отложения представляют собой автохтонные образования, подстилающие Косистекско-Аксуский тектонический покров, совершенно очевидно. Однако породы аналогичного состава (западный тип разреза) прослеживаются значи-

тельно восточнее – на междуречье Домбарки и Чанчара, в верховьях р. Тарангул. Здесь они также являются автохтонными и выступают фрагментами в тектонических окнах упомянутого покрова.

Выходы автохтонных зилаирских отложений в тектонических окнах были установлены ранее по находкам спор растений в Сакмарском покрове (Камалетдинов и др., 1968; Чибрикова, 1972). Теперь это стало известно и в его южном продолжении – в Косистекско-Аксуском альлохтоне.

Резкое отличие рассматриваемых отложений центрального и восточного типов от западного обусловлено тем, что они приурочены к наложенным синформам (Егиндинской и Бакайской) названного покрова. С этим же связано, с одной стороны – сходство, с другой – некоторое различие разрезов верхнего девона центрального и восточного типов. Верхнедевонские образования автохтона и альлохтона (Косистекско-Аксуского) оказались сближенными при шарыровании последнего в позднепалеозойское время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Иванов К.С., Пучков В.Н.* Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 86 с.
- Камалетдинов М.А., Чибрикова Е.В., Казанцев Ю.В.* Новые данные о геологии северной части так называемого Сакмарского поднятия в Зилаирском синклиниории // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: БФАН СССР. Вып. 11. 1968. С. 108–114.
- Кедо Г.И.* Стратиграфическое значение *Nymenozonopites pusilleites* sp. n. // Докл. АН БССР, 1957а. Т. 1. № 1. С. 21–23.
- Кедо Г.И.* Споры из надсолевых девонских отложений Припятского прогиба и их стратиграфическое значение // Палеонтология и стратиграфия БССР. Минск: Наука и техника, 1957б. Вып. 2. С. 3–43.
- Келлер Б.М.* Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклиниории на Южном Урале и сходные с ней образования // Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол. 1949. Вып. 104. № 34. 167 с.
- Манцирова В.Н., Цыганкова В.А., Смирнов В.Е.* Стратотип волгоградского горизонта фамена Русской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т 11. № 1. С. 3–10.
- Назаренко А.М., Чибрикова Е.В., Авхимович В.И. и др.* Палинологическое обоснование границы франского и фаменского ярусов на территории Восточно-Европейской платформы // Палеонтол. метод в геологии. Сб. науч. тр. ИГиРГИ. М.: ИГиРГИ, 1993. С. 11–23.
- Назаров Б.Б.* Радиолярии нижнего – среднего палеозоя Казахстана. М.: Наука, 1975. 203 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С.* К стратиграфии верхнедевонско-нижнекаменноугольных толщ Сакмарской зоны // Новые данные по геологии Урала. Свердловск: УНЦ РАН, 1987. С. 84–93.
- Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1990.
- Розман Х.С.* Стратиграфия и брахиоподы фаменского яруса Мугоджар и смежных районов // Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 50. 196 с.
- Сегедин Р.А., Агафонова В.А., Костик Г.А. и др.* Геологическая карта Казахской ССР, м-б 1:500 000. Серия Турагайско-Мугоджарская. Объяснительная записка. Алма-Ата: Недра, 1981. 228 с.
- Симаков К.В., Богословский Б.И., Гагиев М.Х. и др.* К характеристике пограничных отложений девона и карбона Мугоджар // Биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1983. 50 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1993.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск: ИГиГ УНЦ РАН СССР, 1980.
- Чибрикова Е.В.* Растительные микрофоссилии Южного Урала и Приуралья (из силурских и девонских отложений). М.: Наука, 1972. 222 с.
- Чибрикова Е.В.* Возраст и расчленение зилаирских отложений Урала // Отеч. геология. 1997. № 11. С. 31–35.
- Чибрикова Е.В., Назаренко А.М.* Новые стратиграфические подразделения в верхнем девоне юго-востока Русской платформы и Урала и их палинологическая характеристика // Тр. III Междунар. палинолог. конференции: палинология протерофита и палеофита. М.: Наука, 1974. С. 78–82.
- Чибрикова Е.В., Олли В.А.* Новые данные по стратиграфии девона северной части Казахского Урала. Уфа: БФАН СССР, 1987. 28 с.
- Яншин А.Л.* Тектоника Каргалинских гор // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1932. Т. 10. Вып. 2. С. 308–346.
- Avkhimovitch V.I., Tchibrikova E.V. et al.* Middle and Upper Devonian miospore zonation of Eastern Europe // Bull. Center Rech. Explor. 1993. V. 17. № 1. P. 79–147.
- Klapper G., Feist R., Becker R.T. et al.* Definition of the Fransian / Famenian Stage boundary // Episodes. 1993. V. 16. № 4. P. 433–441.
- Paproth E., Feist R., Flajs G.* Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype // Episodes. 1991. V. 14. № 4. P. 331–336.

Рецензенты В.А. Аристов, А.С. Алексеев

УДК 551.8:551.784(571+574)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2005 г. Н. И. Акулов

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию 02.02.2004 г., получена после доработки 17.12.2004 г.

Каменноугольные отложения юга Сибирской платформы сформировались в пяти осадочных бассейнах, располагавшихся в пределах древней Ангарской суши – Ангариды. Впервые приведена межбассейновая корреляция стратиграфических подразделений каменноугольной системы. Особое внимание уделено палеогеографии и условиям седиментации исследуемых отложений. Приведена серия литолого-палеогеографических схем, в основе которых лежат литолого-палеогеографические построения масштаба 1: 2500000.

Ключевые слова. Сибирская платформа, Ангарида, каменноугольная система, корреляция, литология, палеогеография.

ВВЕДЕНИЕ

Почти четыреста лет назад голландец Витсен, прошедший с экспедицией через Сибирь, впервые указал, что на р. Таймуре (притоке Нижней Тунгуски), непрерывно горит гора. Последующими землепроходцами было установлено, что это горел каменный уголь. В 1723 г. Петр I послал первого ученого для исследования Сибири. Это был Д.Г. Мессершмидт, который добрался до устья р. Нижней Тунгуски, затем поднялся вверх по ее течению и открыл несколько углепроявлений. Прошло несколько столетий и только в 1918 г. один из замечательных русских ученых С.В. Обручев (1919), исследовавший огромную территорию от Енисея до Лены, впервые оконтурил эту угленосную область и назвал ее Тунгусским угленосным бассейном (Тунгбассом).

Впоследствии изучением верхнепалеозойских отложений занимались Г.П. Радченко, Н.А. Шведов, Е.С. Рассказова, М.Ф. Нейбург, С.В. Мейен, С.Г. Вербицкая, Н.П. Ильюхина, В.И. Будников, А.Р. Ананьев, М.И. Грайзер. За последние двадцать лет этому вопросу посвятили свои работы О.А. Бетехтина, О.И. Богуш, О.В. Вааг, Т.К. Ломоносова, Р.Г. Матухин, В.Вл. Меннер, С.Ф. Павлов, Н.Г. Пашкевич, Л.Н. Петерсон и многие другие исследователи. Обширная геологическая информация, полученная в ходе этих исследований, позволила разделить весь каменноугольный мегакомплекс отложений на два самостоятельных биостратиграфических горизонта – тушамский и катский (Решения Всесоюзного..., 1982). Тушамский биостратиграфический горизонт объединяет комплекс терригенных пород ранекаменно-

угольного возраста, а катский – угленосно-терригенных образований среднего и позднего карбона. Это связано, прежде всего, с тем, что в пределах Сибирской платформы невозможно отделить континентальные среднекаменноугольные отложения от верхнекаменноугольных, как в полевых условиях, так и в лабораторных. Поэтому их предлагается считать единой стратиграфической единицей (Акулов, 1995). Таким образом, каменноугольные образования Тунгусского угленосного бассейна удобнее подразделять не на три отдела, а на два – нижний и верхний.

А.С. Алексеев (2003) и А.И. Жамойда (2004) рассмотрели основные проблемы Общей стратиграфической шкалы каменноугольной системы, провели ревизию подразделений и показали, что для придания каменноугольной системе международного статуса ее следует делить на две подсистемы – миссисипскую и пенсильванскую. Это хорошо согласуется с нашими данными, только вместо совершенно не свойственного для геохронологической шкалы такого понятия как “подсистема”, необходимо использовать уже существующие “отделы”, как предлагалось и ранее (Руженцев, 1965; Черных, 1976; Gradstein, 2000), а ярусное деление оставить прежним (Кагарманов, 1998). Дополнительные западноевропейские ярусы можно использовать в качестве подъярусов при проведении более детальной корреляции.

Палеогеографию каменноугольного периода южной части Сибирской платформы рассматривали В.И. Будников, О.В. Вааг, В.Вл. Меннер и С.Ф. Павлов. Многие их исследования нашли свое отражение в литолого-палеогеографических кар-

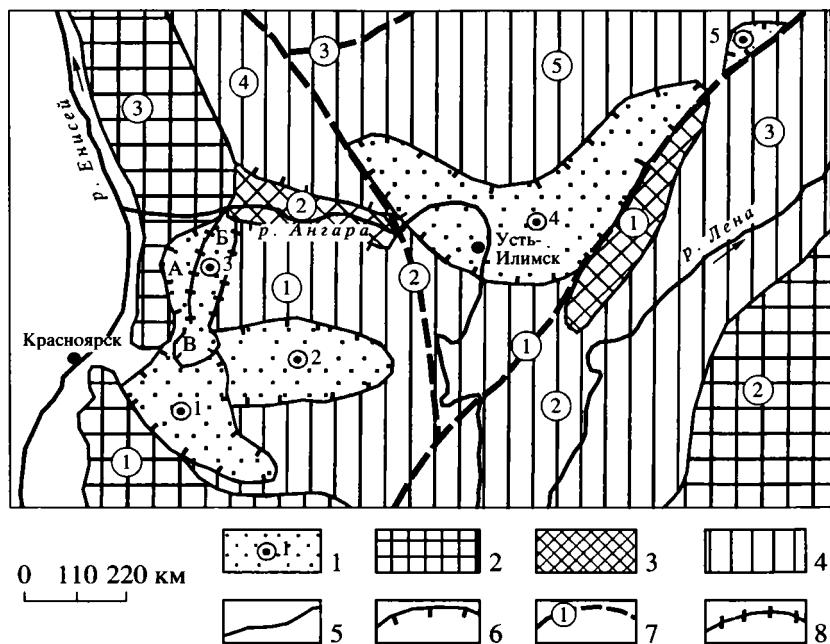


Рис. 1. Обзорная палеотектоническая схема раннекаменноугольной (миссисипской) эпохи.

1 – палеобассейны и номера опорных разрезов: 1 – Рыбинский, 2 – Поймо-Бирюсинский, 3 – Канско-Тасеевский (подзоны: А – Западно-Тасеевская, Б – Восточно-Тасеевская, В – Канская), 4 – Ангаро-Тунгусский (Гушамский), 5 – Ичодинский; 2 – горно-складчатые сооружения: 1 – Саянские, 2 – Байкальские, 3 – Енисейские; 3 – зоны складчатости в осадочном чехле платформы (докаменноугольные): 1 – Непская, 2 – Иркинеевская; 4 – внутриплатные поднятия: 1 – Чуно-Мурское, 2 – Саяно-Байкальское, 3 – Непско-Ботуобинское, 4 – Приенисейское, 5 – Ботуобинско-Мархинское; 5–6 – границы: 5 – Сибирской платформы, 6 – структурных подразделений; 7 – зоны глубинных разломов: 1 – Ангаро-Вилюйская, переходящая севернее Ичодинского палеобассейна в Вилюйско-Мархинскую флексуру, 2 – Окино-Виходревская флексура, 3 – Тунгусско-Кютюнгдинская; 8 – соляной вал.

такх СССР. К настоящему времени получен ряд новых данных по стратиграфии и литологии каменноугольных отложений этой территории (Юферев и др., 1980; Колодезников, 1982; Вааг и Матухин, 1989; Тарновский, 1979; Матухин, 1991; Акулов, 2003а), позволяющих уточнить некоторые прежние представления об условиях осадконакопления и палеогеографии.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИОННАЯ УВЯЗКА КАМЕНОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Как отмечалось ранее (Павлов и др., 1990), в пределах Тунгусского угленосного бассейна каменноугольные отложения распространены неравномерно, образуя самостоятельные структурные элементы в осадочном чехле платформы в виде изолированных впадин (палеобассейнов), которые выделены в ранге структурно-седиментационных зон (ССЗ). Основным критерием для оконтуривания ССЗ (литосборных бассейнов) послужила структурная обособленность зон древней седиментации, разделенных между собой поднятиями (Чуно-Бирюсинским, Непско-Ботуобинским и др.) и флексурами (Окино-Виходревской, Вилюйско-Мархинской и др.), осложненными

весьма протяженными (до нескольких сотен километров) зонами глубинных разломов (Ангаро-Вилюйской, Лено-Пятской, Вилюйско-Котуйской и др.). По своей природе ССЗ являются рифтовыми или рифтогенными структурами (Акулов, 2003). В каменноугольном периоде в южной части платформы существовало пять ССЗ: Рыбинская, Поймо-Бирюсинская, Канско-Тасеевская, Ангаро-Тунгусская и Ичодинская (рис. 1). Важным свидетельством индивидуального развития каждой из зон служат угольные пласти (их количество, мощность, характер распределения в разрезе, степень их метаморфизма). Следует подчеркнуть, что в пределах зон, где вскрыты пласти угля, каменноугольные отложения обладают относительной выдержанностью по мощности и однотипным или близким литологическим составом. В пределах выявленных зон седиментации автором проанализирована вся совокупность литологических данных, полученных при бурении скважин, а также при проходке многочисленных горных выработок, и составлены внутризональные (внутрибассейновые) схемы корреляции исследуемых отложений. Это позволило построить единый для каждой зоны сводный опорный стратиграфический разрез каменноугольных отложений. Таким об-

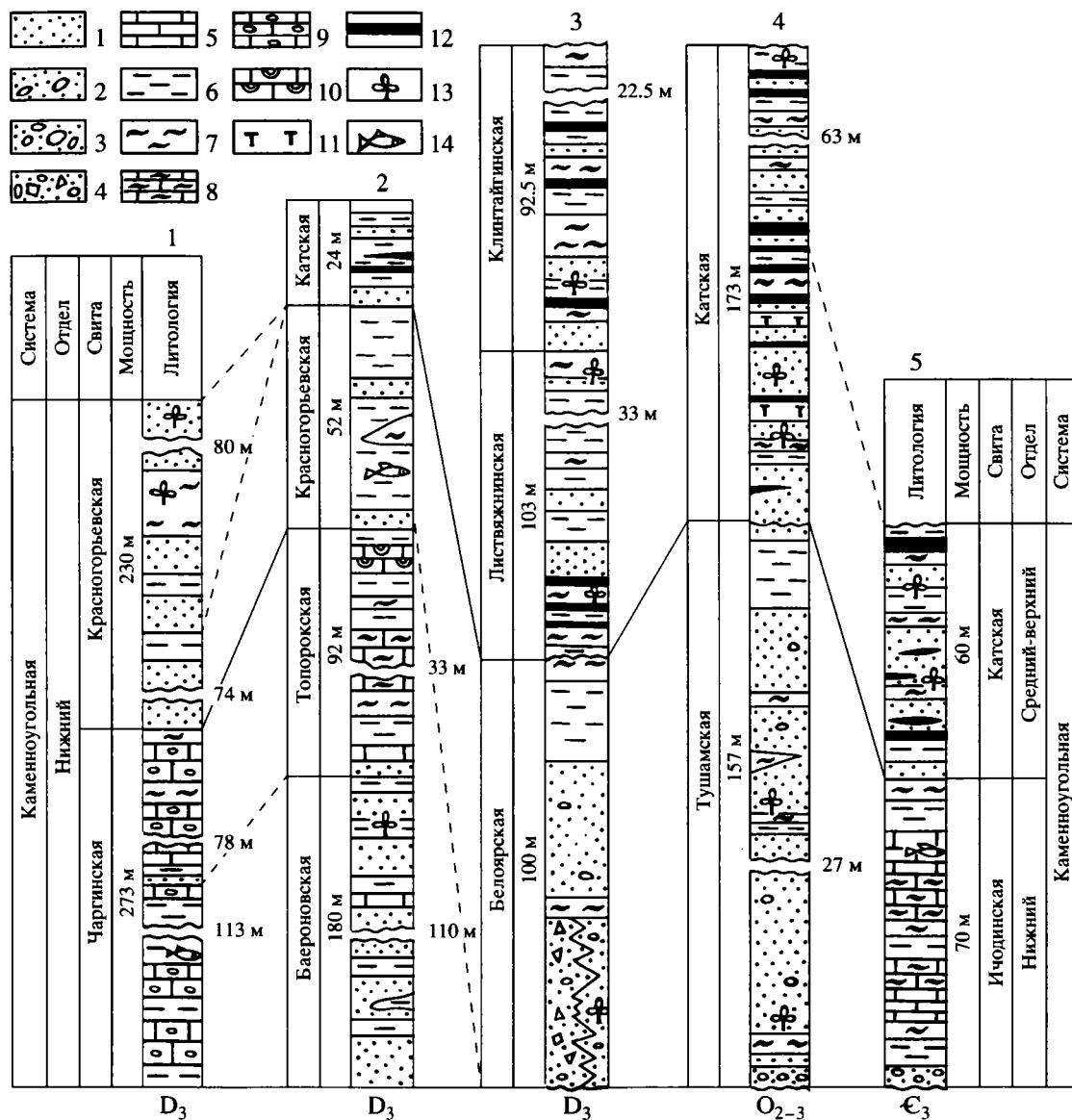


Рис. 2. Схема корреляции стратиграфических подразделений каменноугольной системы по опорным разрезам на юге Сибирской платформы (расположение и названия опорных разрезов показано на рис. 1).

1–11 – породы: 1 – песчаники, 2 – песчаники с включением отдельных галек, 3 – конгломераты, 4 – конглобрекции, 5 – известняки, 6 – алевролиты, 7 – аргиллиты, 8 – мергели, 9 – известняки с включениями прожилков и желваков халцедона, 10 – строматолитовые известняки, 11 – туффиты; 12 – каменные угли; 13–14 – палеонтологические остатки: 13 – флоры, 14 – ихтиофауны.

разом, все многообразие осадочных пород каменноугольного возраста распространенных на описываемой территории схематично можно представить по пяти сводным опорным разрезам, на основе которых проведена межзональная (межбассейновая) корреляционная увязка исследуемых стратиграфических подразделений (рис. 2). В настоящее время все выявленные ССЗ представляют собой типичные породные бассейны (ПБ), краткая характеристика которых сводится к следующему.

Рыбинский ПБ расположен к востоку от г. Красноярска и ограничен с юга складчатыми сооружениями западной части Восточного Саяна, с севера и северо-запада – южной оконечностью Енисейского кряжа. Размер его 110 × 320 км. Заложение бассейна произошло на заре раннедевонской эпохи. Каменоугольные отложения в нем представлены лишь нижним отделом, охватывающим чаргинскую и красногорьевскую свиты.

Чаргинская свита (C_1^1) вскрыта в северной, центральной и западной частях Рыбинской ССЗ.

Вблизи д. Чаргинской в береговом обнажении р. Кан она согласно залегают на отложениях верхнего девона. Для нее характерны кварцевые песчаники, алевролиты и известняки с включениями прожилков и желваков халцедона. Мощность свиты увеличивается по направлению от краевых частей ССЗ к центральной и достигает 273 м.

В отложениях чаргинской свиты у д. Чаргинской Э.Н. Яновым найдены щитки *Panderichtis* sp., *Osteolepidae* gen. ind. и нижняя челюсть *Coccosteidae* ind. (определения Д.В. Обручева). Отпечатки ихтиофауны были собраны в береговом обнажении по р. Малая Камала, в 1.7 км выше д. Малая Камала. Найденные отпечатки рыб принадлежат семейству палеонисцид (ганоиды) и относятся к *Strepsodus siberiacus* Chab. и другому новому виду *Strepsodus*. По заключению Д.В. Обручева, отложения, содержащие вышеупомянутые отпечатки, характерны для турнейского яруса раннего карбона.

Красногорьевская свита (C_1^2) представлена кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Характерная особенность свиты – наличие линз и прослойков зеленовато-серых бентонитовых аргиллитов, обладающих высокой адсорбционной способностью. В алевролитах, вмещающих бентонитовые аргиллиты, сохранились реликты вулканического пепла. От нижележащей чаргинской свиты она отличается отсутствием в разрезе известняков и наличием пепловых туфов. В ее основании Г.П. Радченко обнаружил обильные растительные остатки: *Zalesskyodendron sibiricum* Radcz., *Lyginopteris* sp., *Protosolanus distans* (Chachl.) Radcz. Мощность флюросодержащего горизонта около 45 м. В кровле подсвиты залегают ярко-зеленые мергелистые песчаники, мощность которых достигает 80 м. К этой песчаниковой пачке тяготеет второй флюристический горизонт мощностью 0.5 м, содержащий большое количество отпечатков ископаемой флоры: *Praealpidodendron varium* Radcz., *Zalesskyodendron alternans* (Schm.) Radcz. Полная мощность красногорьевской свиты достигает 230 м.

Поймо-Бирюсинский ПБ находится вблизи северной окраины Восточного Саяна и охватывает площадь водораздела рек Поймы и Бирюсы, простираясь в северо-западном направлении от верховьев р. Чуны до верховьев р. Усолки. Его размер 160 × 240 км. Время заложения – поздний девон. Нижнекаменноугольный комплекс пород Поймо-Бирюсинского ПБ – самый сложный из всех коррелятных ему комплексов Сибирской платформы (Акулов, Машук, 2002).

Баероновская свита (C_1^1) широко распространена в Поймо-Бирюсинском ПБ, где она со стратиграфическим несогласием залегает на отложениях нижнего палеозоя и представлена плотными

и слабосцементированными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями, трепелами и конгломератами. Во время геологосъемочных работ масштаба 1: 200000, В.Л. Каницким в алевролитах баероновской свиты, обнаружены отпечатки ископаемых растений (окрестность д. Нижняя Гоголевка). По заключению Н.М. Петровсян, среди отпечатков определен *Lepidodendropsis theodorii* (Zal.) Jongm., известный из отложений, возраст которых не выходит за пределы раннего карбона (нижний турне). Позднее В.Л. Каницкий в подобных же отложениях севернее г. Тайшета собрал коллекцию отпечатков растений, принадлежащих, по определению Д.И. Ермолаева, к примитивным лепидофитам (класс *Licopsida*). Интересно отметить, что А.Л. Калиновский на правом берегу р. Уды, между ее притоками – реками Ангой и Ангой Сухой в отложениях свиты обнаружил отпечатки чешуи рыб. По определению Д.В. Обручева остатки ихтиофауны принадлежат одному из видов оконтодий (*Lomphodus* sp.), возраст которых не выходит за пределы турнейского века раннего карбона. Стратиграфическим аналогом баероновской свиты являются саранческая (южная часть Поймо-Бирюсинского ПБ) и чукшинская (восточная часть бассейна) свиты.

Топорокская свита (C_1^2) отличается от баероновской меньшим количеством терригенного материала, большей известковостью, наличием сравнительно мощных и выдержаных по профилю пластов окремненных известняков-маркеров. Мощность свиты около 92 м. Палеонтологически она охарактеризована слабо. В известняках встречены трубчатые образования органического происхождения. В поперечном сечении они имеют неясное концентрическое строение, а в продольном – полосчато-ячеистое. По определению В.П. Маслова и Б.С. Соколова, они принадлежат водорослевым строматолитам, но возраст их не установлен. Других палеонтологических остатков не обнаружено.

Красногорьевская свита (C_1^3). Характерная особенность свиты – отсутствие известняков и наличие туффитов. Она состоит из монотонно переслаивающихся аргиллитов, туффитов, песчаников и алевролитов при преобладании аргиллитов и туффитов. Для свиты свойственна светло-серая с голубоватым, зеленоватым, реже желтоватым оттенками окраска. Песчаники кварцевые, реже кварц-полевошпатовые на известковистом цементе. Мощность свиты достигает 60 м. Возраст свиты определен на основании находок в зеленовато-серых алевролитах (рыбный горизонт) большого количества отпечатков чешуи рыб *Strepsodus siberiacus* Chab. (определение Д.В. Обручева).

Канско-Тасеевский ПБ расположен в юго-западной части Сибирской платформы, где он вплотную примыкает к восточному борту Енисейского кряжа. Некогда единый породный бассейн к настоящему времени отчетливо разделен соляными валами на три подзоны: Кансскую, Восточно-Тасеевскую и Западно-Тасеевскую (Акулов, 1984). Каменноугольные отложения, залегающие в пределах Канско-Тасеевского ПБ подразделены, на белоярскую, листвяжнинскую и клинтайгинскую свиты (Акулов, 2002).

Белоярская свита (C_1) состоит из конгломератов, конглобрекчий и песчаников. Почти повсеместно в основании свиты залегает каолинит-халцедоновый горизонт, представленный конглобрекчиями, брекчиями, песчаниками и аргиллитами. Мощность свиты достигает 100 м.

В составе каолинит-халцедонового горизонта белоярской свиты выявлен богатый споровый комплекс растительных сообществ, который, по мнению Г.Н. Трошковой (Павлов, 1974) и Л.Н. Петерсон (Юферев и др., 1980), однозначно указывает на серпуховской век раннего карбона.

Листвяжнинская свита (C_{2-3}^1) представлена песчаниками, алевролитами и углами, многократно переслаивающимися между собой. Для пород характерны темно-серый цвет, обильная насыщенность органикой, преимущественно горизонтальная или косая слоистость. В опорных разрезах отмечено от одного до четырех пластов каменных углей мощностью от 0.5 до 2.5 м. Мощность свиты колеблется от 40 м на юге до 103 м на севере.

Среди найденных отпечатков ископаемой растительности установлены следующие виды: *Paracalamites tenuicostatus* Neub., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schum.) Zal., *Angarodendron obrutschevii* Zal., *Angaridium* sp., *Koretrophyllites acuminata* (Chachl.) Radcz. et al., *Noeggerathiopsis* sp., *Phyllotheeca deliquesens* (Goepp.) Schm. (определения М.Ф. Нейбург); *Neuropteris* aff. *topksensis* Zal., *Rufloria* cf. *theodorii* (Tsch. et Zal.) S. Meyen (определения М.В. Ковбасиной); *Neurogangamopteris cardiopteroides* Schm. (определения А.В. Аксарина).

В нижней части свиты обнаружена фауна: створки брахиопод – *Chonetes carboniferus* Keys.?, *Chonetes* sp. (определения О.Л. Эйнора и В.И. Волгина), *Lingula* sp. (определения В.Э. Кырвел), *Wellerella* sp. (определения А.Н. Сокольской), мшанок – *Fenestella* sp. (определения О.Ф. Лазуткиной), пелеципод – *Mrassiella magniforma* Rad., *M. cf. ovata* Khalfin, *Anthraconaea* cf. *pygmaea* Tchern. (определения И.С. Спасской).

Клинтайгинская свита (C_{2-3}^2 – P_1^1) залегает согласно на листвяжнинской свите, с которой во всех разрезах имеет условную границу, так как состав их пород и строение разреза совершенно

одинаковы. На основании анализа ископаемой флоры *Phyllotheeca deliquesens* (Goepp.) Schm., *Angarodendron obrutschevii* (Zal.), *Rufloria theodorii* (Tsch. et Zal.) S. Meyen, *R. subangusta* (Zal.) S. Meyen, *R. intermedia* (Radcz.) S. Meyen, *Paracalamites askyzensis* Kovb. и *Koretrophyllites speranski* (Chachl.) Radcz. et al. Г.П. Радченко и Н.Г. Вербицкая оценивают возраст свиты в довольно широком диапазоне – от среднего и позднего карбона до ранней перми включительно.

Ангаро-Тунгусский ПБ занимает обширную площадь на междуречье Ангары и Нижней Тунгуски, включая бассейны Тушамы, Каты, Катанги, Тэтэрэ, Тетеи и других крупных рек Восточной Сибири. Его восточной границей служит контур распространения нижнекаменноугольных отложений, приуроченных к Ангаро-Вилюйской зоне разломов с амплитудами сбросов более 100 м (Акулов и др., 2000). Большую роль в развитии ПБ сыграла и Окино-Вихоревская флексура, проходящая вдоль его юго-западного борта (рис. 1). Каменноугольные образования в пределах бассейна отчетливо подразделяются на две свиты: тушамскую (C_1) и катскую (C_{2-3}).

Согласно решению Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Средней Сибири тушамская свита по палеоботаническим данным разделена на две подсвиты: нижнюю (позднетурнейско-ранневизайскую) и верхнюю (поздневизайскую) (Решения Всесоюзного ..., 1982, с. 85), в то же время тушамский горизонт, установленный по стратотипу “Красный Яр”, стал отвечать лишь серпуховскому ярусу (там же, 1982, с. 108).

Р.Г. Матухин (1991) отметил, что возраст базальных и кровельных образований тушамской свиты на различных площадях различен. Согласно его построениям, в Ангаро-Нижнетунгусском районе возраст свиты датируется от позднетурнейского до раннесерпуховского, а в Иркинеево-Ковинском районе – от средневизайского до позднесерпуховского включительно.

Катская свита (C_{2-3}) сложена разнозернистыми песчаниками светло-серого или темно-серого цвета, темно-серыми алевролитами и аргиллитами, часто переслаивающимися между собой в разрезе. В составе свиты присутствуют до девяти пластов угля мощностью от 0.2 до 4 м. Полная мощность свиты изменяется от 105 до 182 м. Возраст пород установлен по богатому комплексу отпечатков листовой флоры хорошей сохранности, собранной автором вблизи г. Усть-Илимск. По определению И.М. Машук, здесь обнаружены *Evenkiella schortnotensis* Gorel., *Samoropsis patula* Zal., *Rufloria theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *Cordaites* sp., *Neokoretrophyllites* sp., *Rufloria derzavini* (Neub.) S. Meyen, *Paracalamites crassis* Gorel., *Samaropsis* cf. *skovii* Neub., *Bardocarpus discretus*

(Neub.) Neub., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Ramicella phyllothecoides* Chachl., *Rufloria et gr. subangusta* (Zal.) S. Meyen, *Neuropteris* sp., *Cordaites cf. turganicum* (Radcz.) S. Meyen.

Приведенный комплекс ископаемых растений характерен средне-позднекаменоугольным отложением.

Ичодинский ПБ. В 1976 г. геологами Таас-Юряхской геологоразведочной партии (ПГО Якутскгеология) впервые были выделены нижнекаменоугольные отложения на междуречье Киллэмтинэ и Ичода. Анализ геологического строения и условий залегания нижнекаменоугольных пород ичодинской свиты позволил нам оконтурить этот древний осадочный бассейн в виде самостоятельного породного бассейна, который расположен в 125 км к юго-западу от г. Мирного и в плане представляет собой эллипсоидальную структуру протяженностью около 100 км вдоль ее длинной оси. Выходы каменоугольных пород на поверхность прослежены в форме линейно вытянутой полосы вдоль рек Киллэмтинэ, Ичоды и Мукоки.

Ичодинская свита (C_1) с глубоким размывом залегает на кембрийских отложениях илгинской свиты и представлена конгломератами, гравелитами, аргиллитами, известняками и мергелями. Кровля свиты сложена серыми тонкослоистыми аргиллитами и алевролитами, а также известковыми конглобрекциями и водорослевыми известняками с ихтиофауной семейства *Cheirolepidae* и рода *Moythomasia*. Суммарная мощность свиты достигает 70 м. По данным В.С. Тереховой палинокомплекс свиты представлен спорами следующего видового состава: *Leiotriletes conformis* Naum., *L. trivialis* Naum., *L. simplicissimus* Naum., *Calamospora microgigosa* (Jbr.) S.W.B., *Trachytriletes solidus* Naum., *Retusotriletes communis* Naum., *R. rarus* Kedo., *R. sp.*, *Trachytriletes punctatus* Naum., *T. minutus* Naum., *Lophotriletes rugatus* Naum., *L. sp.*, *Archaezonotriletes basilaris* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. dentatus* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. sibiricus* Pash., *Hymenozonotriletes kurungurachus* Pash. и др.

Приведенный палинологический спектр резко отличается по видовому составу от комплекса, содержащегося в вышележащих среднекарбоновых отложениях, и по составу имеет много общего с комплексом из верхнедевонских толщ, но наличие значительного количества мелких спор *Hymenozonotriletes kurungurachus* Pash., *Acanthotriletes sibiricus* Pash. дает основание относить данные отложения к турнейскому ярусу нижнего карбона.

Катская свита (C_{2-3}) залегает с размывом и стратиграфическим несогласием на известняках нижнего ордовика и согласно на вышеописанных отложениях ичодинской свиты. Она состоит из частого переслаивания темно-серых аргиллитов с

серыми песчаниками и алевролитами. Всюду в ее составе вскрыты угольные пласты (до четырех), мощность которых изменяется от 0.1 до 4 м. Вблизи угольных пластов нередко наблюдаются пласты и пропластки сидеритов, а также аргиллитов с большим количеством отпечатков флоры: *Angaridium finale* Neub., *A. submongolicum* Neub., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Angaroscarpus ungensis* (Zal.) Radcz. и многих других форм. По определению А.Н. Толстых, данный комплекс флоры в целом является средне-позднекаменоугольным и наиболее близок комплексам, известным из алыкаевской свиты Кузбасса и листвяжинской свиты Канско-Тасеевской впадины.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ

Восходящие блоковые движения гетерогенного фундамента платформы, начавшиеся в силурийском периоде, к началу раннего карбона привели к значительным структурно-ландшафтным преобразованиям на территории платформенной части Ангариды (Акулов, 2004). Произошла смена девонского карбонатного осадконакопления на терригенное. Это сопровождалось вулканизмом и сейсмической активностью. Существенно изменился климат. Жаркий аридный климат девона постепенно сменился более влажным (семиаридным) и умеренно холодным, с отчетливой сезонностью. Об этом свидетельствует широко развитый на восточном побережье Поймо-Бирюсинского бассейна мощный (до 1 м) пласт кирасы (железистого "панциря") содержащий до 73% Fe_2O_3 . По крепости он превосходит бетон и подвластен только взрывчатке. Образование кирасы происходило в условиях жаркого сухого лета, сменяющегося дождливой зимой.

Обновился животный и растительный мир. В пресноводных водоемах Ангариды появилась первая не морская фауна – "фауна М", получившая в дальнейшем широкое развитие (Бетехтина, 1978). В континентальных угленосных отложениях почти всюду встречаются отпечатки кордаитовой флоры, сменившей лепидофитовую. Все это предопределило, дальнейшую направленность геологических процессов в течение позднего палеозоя. Площадь Ангариды значительно увеличилась, что обусловило усиление процессов эрозии и денудации. Произошло заложение еще трех осадочных бассейнов: Канско-Тасеевского, Ангаро-Тунгусского и Ичодинского.

В турнейском веке раннего карбона (миссисипской эпохи) в пределах платформенной части Ангариды отлагались преимущественно осадки бассейновых фаций при незначительном участии дельтовых, сформированных в спокойных гидродинамических условиях (чаргинская свита и ее

стратиграфические аналоги). На отдельных участках реки обладали достаточно высоким гидродинамическим режимом, о чем свидетельствуют песчаники, содержащие отдельные “плавающие” гальки, а иногда мелкогалечные конгломераты. Основная часть песчаников представлена косослоистыми слабо отсортированными разностями с переотложенными растительным детритом. Они относятся к образованию равнинных потоков. К этому же фациальному типу относятся карбонатизированные песчаники и гравелиты.

Неслоистые плохо отсортированные алевролиты и аргиллиты, содержащие большое количество карбонатных конкреций и имеющие яркую пятнистую окраску, по всей видимости, сформировались в субаэральных условиях. Иногда в разрезах встречаются алевролиты и аргиллиты с нечеткой волнистой и горизонтальной слоистостью, мелкими трещинами усыхания на поверхностях наслоения и лучшей сортировкой обломочного материала, имеющие примесь песчаных размерностей. Отмечены прослои и линзы известняков. Все это свидетельствует об аккумуляции осадков в мелководном бассейне озерного типа. Встречаются алевролиты хорошей сортировки, со слабо выраженной тонкой однонаправленной косой слоистостью, образовавшиеся за счет плоскостного смыва при периодических ливнях.

Для чаргинских отложений Рыбинского бассейна характерны невыдержанность озерных фаций по площади и замещение по простиранию проливиальными фациями, чему способствовала разобщенность древних озер. Вероятно, озера временами пересыхали, что приводило к господству аэральных (эоловых) отложений. Этому способствовали еще сохранившиеся с позднедевонской эпохи засушливые (семиаридные) субтропические климатические условия. Возникли большие площади эоловых песков, примыкающие к осадочным бассейнам. Очики формирования эоловых песков были приурочены к зонам аккумулятивных заливов бассейнов. Здесь, вдоль линии постоянно мигрировавшего во времени пляжа, скапливалось большое количество песков. Пески из зоны пляжа под воздействием штормовых ветров выносились (антигравитационные литопотоки) в глубь Ангариды, что привело к образованию относительно мощных (до нескольких десятков метров) пластов неслоистых мелкозернистых песчаников, входящих в состав баероновской свиты. Примером могут служить современные эоловые поля песков в Прибайкалье (Агафонов, 2002).

Произошло слияние вод Рыбинского бассейна с Поймо-Бирюсинским. Площадь сформированного бассейна составляла около 60 тыс. км², что в два раза превышает современную площадь оз. Байкал. Мощность отложений, сформировавшихся в нем, достигает 125 м. Они представлены разнозернистыми белыми и сероцветными песча-

никами и значительно реже желто-серыми алевролитами, серыми тонкокристаллическими известняками и пестроцветными мергелями. Белые мономиктовые песчаники обычно мелкозернистые, кварцевые, сахаровидные с гранат-ильменит-ставролитовой ассоциацией в тяжелой фракции. Основными поставщиками терригенного материала служили древние Енисейские и Саянские горы, Иркинеевское и Непское поднятие, а также Чуно-Мурское плато.

Основными показателями, определяющими физико-химическую обстановку бассейна осадкоакопления чаргинского времени были: а) высокая карбонатность пород; б) широкое развитие хемогенных известняков и кремнистых образований; в) редкие образования целестина и отсутствие растительных остатков. Из этого следует, что водоем был слабозасоленным и только в периоды сильных ливневых дождей мог несколько опресняться. Показателями слабоцелочного режима в бассейне являются усиленное осаждение хемогенного карбоната и формирование минералов группы смектита.

Следует подчеркнуть, что в основании нижнекаменноугольных отложений во всех описанных зонах их седиментации вскрыты переотложенные продукты коры выветривания, что свидетельствует о широком проявлении гипергенных процессов в пределах Ангариды.

Важно отметить, что активизировавшиеся в турнейском веке дифференцированные подвижки блоков фундамента платформы обусловили заложение двух новых впадин – Ангаро-Тунгусской и Ичодинской. Синхронно активизировался кимберлитовый магматизм. Тушамская и Ичодинская впадины по мере заполнения их водными массами превратились в озера. Несколько лет назад была опубликована статья об озерном происхождении тушамского горизонта (Акулов и др., 2000), поэтому в настоящей работе рассмотрим лишь обобщающие и ранее неизвестные факты. Тушамское озеро просуществовало около 40 млн. лет. Наиболее глубокая часть озера находилась вблизи его северо-восточного побережья. Проведенные исследования позволили отметить целый ряд особенностей Ангаро-Тунгусского ПБ: 1) преимущественно песчаный состав; 2) присутствие в песчаниках отдельных галек, состоящих из аргиллитов (“плавающая” галька); 3) наличие следов перемыва, которые подчеркиваются мало мощными (до 0.1 м) прослоями внутриинформационных конгломератов и конглобрекций; 4) различные типы тонкой слоистости (волнистой, горизонтальной, ленточной и слабо выраженной); 5) глинистая составляющая пород представлена минералами группы смектита; 6) всюду, где в состав свиты входят турнейские образования, ее базальные горизонты содержат переотложенные продукты каолиновой коры выветривания или непосредственно зале-

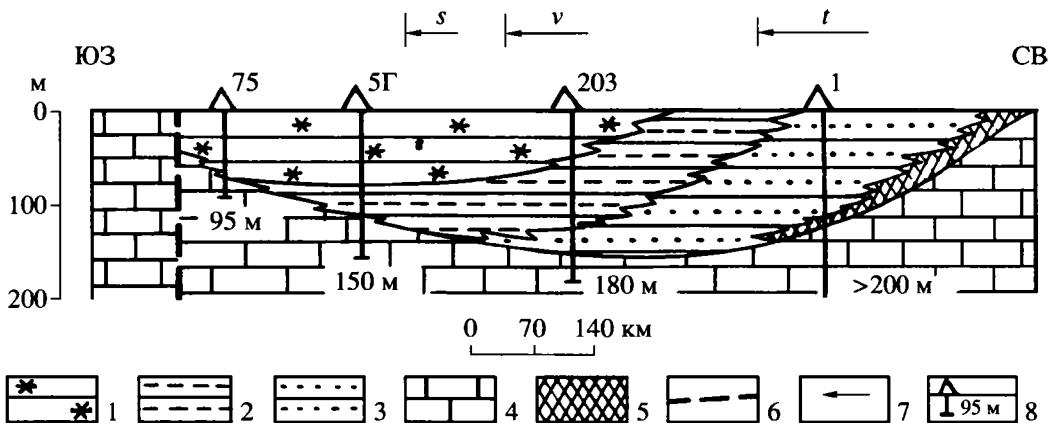


Рис. 3. Схема латеральной миграции депоцентра Тушамского озера (Ангаро-Тунгусский палеобассейн) во времени. 1–3 – осадочные комплексы, накопившиеся в течение следующих веков: 1 – серпуховского (C_3^1), 2 – визейского (C_2^1), 3 – турнейского (C_1^1); 4 – подстилающие нижнепалеозойские отложения; 5 – докарбоновая кора выветривания, развитая на нижнепалеозойских отложениях; 6 – зона разлома; 7 – направление смещения депоцентра Тушамского озера в течение следующих веков: s – серпуховского, v – визейского, t – турнейского; 8 – скважины, их номера и глубина.

гают на ней; 7) наличие прослоев вулканогенно-осадочных пород и туфов.

Почти повсеместно вдоль окраин древнего бассейна седиментации песчаники, алевролиты и аргиллиты содержат отпечатки ископаемой флоры и их споры, которые постепенно исчезают по мере приближения к центральной части бассейна. Вероятно, пресные воды Тушамского озера благоприятно влияли на растительность, произрастившую вдоль низменных берегов, в то же время комплексы ископаемой флоры очень бедны. Характерно преобладание группы мелкоподушечных лепидофитов при субдоминантном значении членистостебельных. Первые отпечатки ископаемой флоры, найденные нами в отложениях тушамской свиты, обнаружены в мелководнистых песчаниках в районе Богучанской ГЭС на р. Ангаре (многочисленные стволы мелкоподушечного лепидофита – *Sublepidodendron neuburge* Anan.).

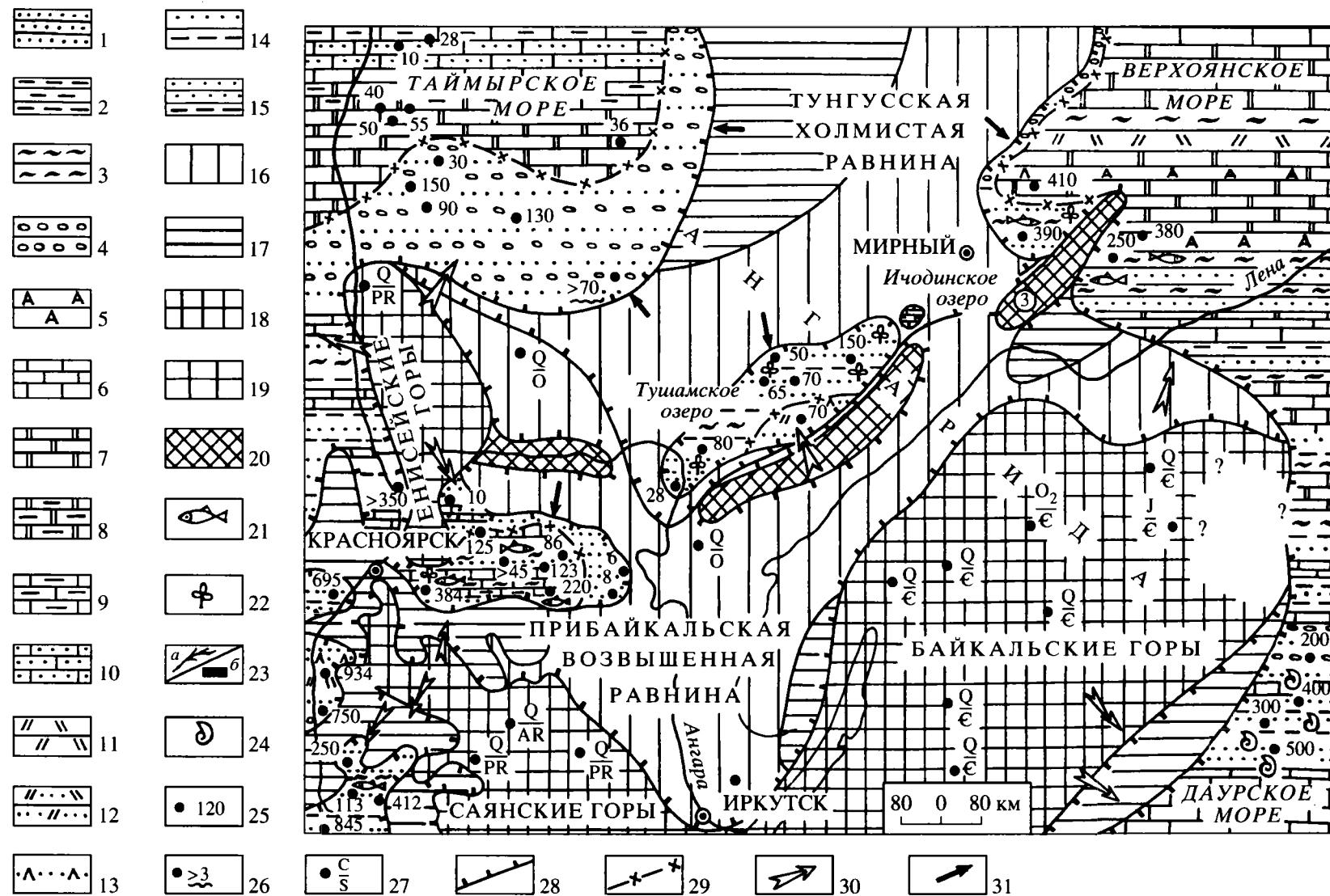
Перед исследователями постоянно стоял вопрос о возрастном диапазоне тушамских отложений. Почему по простиранию меняется возраст единого геологического тела? Были предприняты попытки разделить его на несколько свит:

анакитскую (Павлов, 1974), чемальскую и чедуйскую (Ананьев и др., 1969).

Полученный нами фактический материал свидетельствует, что в процессе эпиплатформенного орогенеза происходило постоянное воздымание Ботубинско-Мархинского и Непского палеоподнятий, располагавшихся с восточной стороны палеозера. В связи с этим в конце турнейского века началась регрессия Тушамского озера в западном направлении (рис. 3–5), т.е. формирование тушамской свиты происходило в условиях постепенного пространственного смещения зоны седиментации на запад, что обусловило латеральную миграцию его депоцентра (участка бассейна с максимальной мощностью осадков). Именно поэтому докарбоновая кора выветривания сохранилась под турнейскими образованиями на восточном побережье, так как в последующие века, в процессе смещения озера на запад, происходил ее размыв и переотложение в составе визейских, а затем серпуховских отложений. Становятся понятными и причины следов размыва внутри тушамской свиты, сопровождающихся внутриформационными конгломератами и конглобрекчиями.

Рис. 4. Литолого-палеогеографическая карта южной части Ангариды (раннекаменноугольная эпоха, турнейский век).

1–4 – типы осадков в структурно-седиментационных зонах: 1 – разнозернистые пески, 2 – алевролиты, 3 – глины, 4 – гравий и галечник; 5–10 – хемогенные отложения в процессе литификации превращенные в: 5 – ангидриты, 6 – известняки, 7 – доломиты, 8 – доломитовые известняки, 9 – мергели, 10 – известняки песчанистые; 11 – пирокластический материал; 12 – пески с пирокластическим материалом; 13 – пирокластический материал кислого состава; 14 – чередование пород, количество которых в разрезе примерно равно; 15 – чередование пород со значительным преобладанием одной из них; 16 – терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя; 17 – отложения среднего палеозоя; 18–20 – горы: 18 – высокие (более 2000 м), 19 – средние (700–2000 м), 20 – низкие (зоны низкогорья, 300–700 м); 21–24 – палеонтологические остатки: 21 – ихтиофауна, 22 – флора, 23 – (а – растительный дегрит, б – угольные пласты), 24 – фауна; 25–27 – опорные разрезы: 25 – по скважинам (указана мощность в метрах), 26 – мощность неполная из-за отсутствия данных по нижней части, 27 – отсутствие пород данного возраста (наложение более молодых пород на более древние); 28–29 – границы: 28 – между палеогеографическими областями, 29 – между фациальными зонами; 30–31 – направления сноса обломочного материала: 30 – главные, 31 – второстепенные.



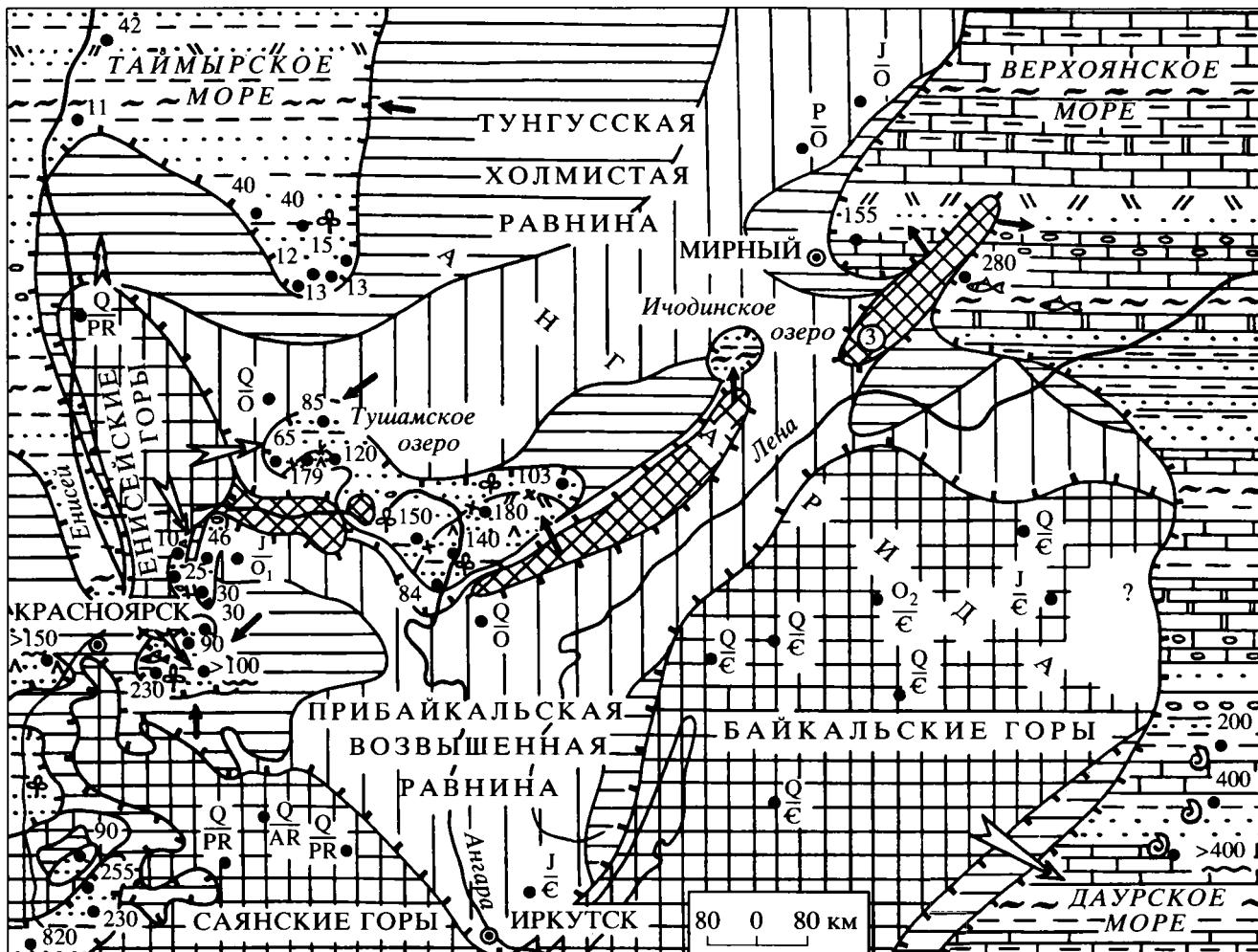


Рис. 5. Литолого-палеогеографическая карта южной части Ангариды. Раннекаменноугольная (миссисипская) эпоха. Визейский и серпуховской века. Усл. обозначения см. на рис. 4.

По мнению Р.К. Селли (1981) классическим примером осадочного бассейна интракратонного типа, развитие которого происходило аналогично рассматриваемому нами (с латеральной миграцией депоцентра во времени), является бассейн Маранхао в Бразилии.

Как уже отмечалось, к северо-востоку от Тушамского озера располагалось еще одно относительно небольшое палеозеро – Ичодинское. Оно было намного меньше Тушамского (около 7 тыс. км²). Ичодинское озеро просуществовало около 8 млн. лет. Его эволюция наиболее отчетливо отражена в вещественном составе отложений. В начальной стадии накапливались лишь псефитовые отложения, которые постепенно сменились псаммитовыми комплексами осадков, а затем – пелитовыми. Верхняя часть турнейского яруса, объединяющего всю совокупность ичодинских образований, почти целиком сложена органогенными известняками. Анализ тяжелой фракции конгломератов и гравелитов из нижней

части свиты показал, что она представлена апатит-циркон-гранатовой ассоциацией.

Следует отметить, что весьма длительное существование раннекаменноугольных озер, вероятно, связано со слаборазвитыми комплексами растительности того времени. Ее расцвет в позднекаменноугольную эпоху способствовал быстрому заболачиванию озер, превращению их в обширные зоны топяных болот, а затем – их исчезновению.

В визейском веке очертания границ почти всех бассейнов были подобны таковым чаргинского отрезка времени (рис. 5). Исключение составляет Ангаро-Тунгусский бассейн, в котором в процессе воздымания Ботуобинско-Мархинского палеоподнятия и Непской зоны складчатости происходило дальнейшее смещение депоцентра Тушамского озера к юго-западу.

Серпуховской век ознаменовался заложением Канско-Тасеевского бассейна. Его эволюция проходила по типу, характерному для впадин, свя-

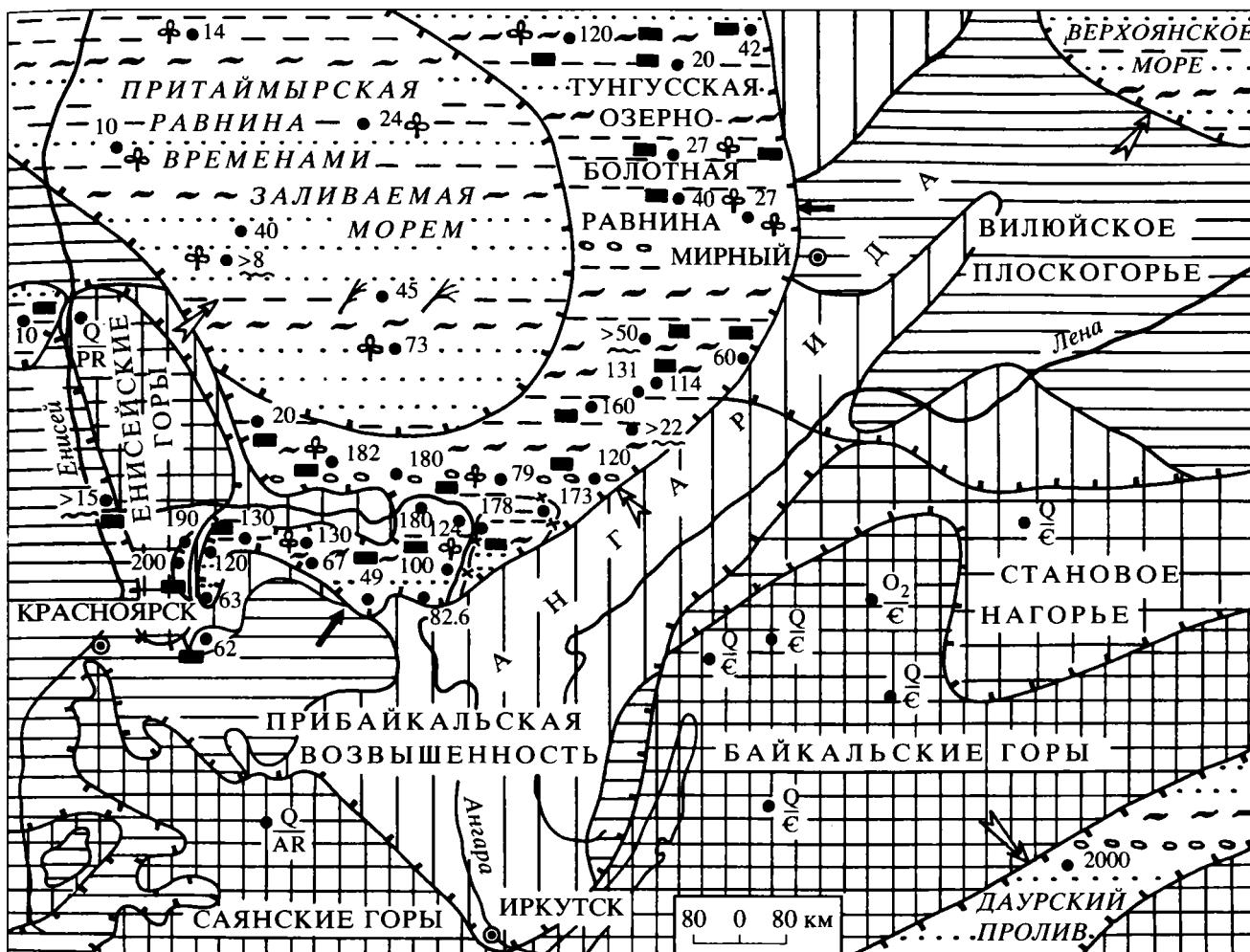


Рис. 6. Литолого-палеогеографическая карта южной части Ангариды (средне-позднекаменноугольная (пенсильван-ская) эпоха. Башкирский – гжельский века. Усл. обозначения см. на рис. 4.

занных с воздыманием их окраин. В процессе становления Канско-Тасеевской структурно-седиментационной зоны мощные тангенциальные напряжения, возникшие в осадочном чехле платформы обусловили интенсивный соляной тектогенез. Образовавшиеся Троицко-Михайловский и Степаново-Кайтымовский соляные валы разделили ее на три подзоны: Кансскую, Западно-Тасеевскую и Восточно-Тасеевскую (Акулов, 1984). Гидродинамический режим в подзонах был весьма активным. Об этом свидетельствуют накопившиеся в то время грубообломочные толщи, представленные конгломератами, конглобрекчиями, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками.

Площадь других бассейнов осадконакопления значительно сократилась, а водоемы значительно обмелели. Доказательством этого служит характер осадков, появление местных перемыков и увеличение мощности песчаников с характерной косой слоистостью.

Физико-химический режим в Рыбинском, Поймо-Бирюсинском и Ангаро-Тунгусском бассейнах седиментации определялся обильным привносом пирокластического материала, который обусловил кислую среду и восстановительную обстановку в зонах седиментации, что привело к образованию аутогенного пирита. Пресноводность бассейнов подтверждается обитанием в них пресноводной ихтиофауны.

Башкирский – гжельский века средне-позднекаменноугольной (пенсильванской) эпохи. Отрицательные эпейрогенические тектонические движения, начавшиеся в башкирском веке в центральной и юго-западной частях Ангариды, привели к образованию Тунгусского угленосного бассейна. В опускание была вовлечена вся северная часть Прибайкальской возвышенной равнины (Чуно-Мурское плато). Произошло объединение Канско-Тасеевского и Ангаро-Тунгусского бассейнов седиментации с Тунгусской озерно-болотной равниной (рис. 6). Образовалась обшир-

ная низменная равнина с довольно однообразным озерно-болотным ландшафтом. Это обусловило развитие мощных толщ торфяников, за счет которых впоследствии сформировались многочисленные угольные пласти.

В Канско-Тасеевской структурно-седиментационной зоне осадконакопление началось после кратковременного перерыва, выраженного несогласным залеганием базальных горизонтов листвяжинской свиты на отложениях белоярской свиты. Терригенная седиментация неоднократно прерывалась процессами торфонакопления, продолжительность которых, судя по мощности угольных пластов, была различной. Максимальная угленосность, как и мощность отложений, в настоящее время известна в северной, менее эродированной, части седиментационной зоны. Здесь в разрезах листвяжинской и клинтайгинской свит установлено до семи пластов угля мощностью от 0.1 до 3.0 м, коэффициент угленосности колеблется от 0.7 до 5.8%. Формирование осадков происходило на низменной континентальной равнине, ограниченной с запада горами Енисейского кряжа. Весь комплекс осадков принадлежит аллювиальной и озерно-болотной фациям. Болотный режим не был стабильным, что приводило к изменению условий торфонакопления. Анализ условий торфонакопления позволил выявить пять типов болот, существовавших в те времена: 1) с переменным режимом обводнения; 2) сильно обводненные (застойные); 3) обводненные проточные (периодически заливающиеся); 4) сухие и 5) полусухие. Широкое распространение получили влажные леса, состоящие из древовидных папоротников, селягинелл, кордайтов, птеридосперм. Резко подчиненное значение имели древние хвойные и цикадофиты. На смену лепидофитовому флористическому комплексу пришла средне-позднекаменноугольная птеридоспермовая флора, в которой отмечены первые кордайты. Исходным растительным материалом при образовании гумусовых углей являлись стволы, кора, стебли, ветви и листья растений. Позднекаменноугольная флора Ангариды заметно отличается от евразийской тропической флоры и совместно с литологическими палеоклиматическими показателями (наличие пластов и линз сидеритов, широкое распространение монтмориллонитовых глин, присутствие скоплений аутигенного пирита и других особенностей) свидетельствует о постепенной смене semiаридного субтропического климата раннекаменноугольной (миссисипской) эпохи на семигумидный, а затем и гумидный климат умеренных широт средне-позднекаменноугольной (пенсильванской) эпохи (Акулов, 2003б).

В пределах Тунгусской озерно-болотной равнине происходило формирование катского биостратиграфического горизонта. Катская свита характеризуется повышенной угленосностью и

выдержанностью угольных пластов по простиранию. В большинстве изученных разрезов присутствует пять угольных пластов мощностью от 0.5 до 12.7 м. Угольные пласти I и II образовались в наиболее глубоких впадинах докатского рельефа. Пласт III приурочен к средней части катской свиты и характеризуется изменчивой мощностью от 1.0 до 3.0 м. Угольные пласти IV и V располагаются довольно компактно в верхней части свиты. Они занимают большую площадь, так как зафиксированы в целом ряде углепроявлений южной части Тунгбасса. Это определяет их особую практическую значимость. Наиболее широко распространенный IV пласт характеризуется выдержанной мощностью (около 3.0 м), но содержит до трех прослоев углистых алевролитов. Основанием угольных пластов служат аргиллиты, постепенно переходящие в углистые и только потом идут угли.

Угли начального этапа развития Тунгбасса разнообразны по петрографическому составу. Они сложены преимущественно гумусовым материалом с незначительной долей низшей растительности – водорослей. Исключением являются угли II пласта, образовавшиеся преимущественно из сапропелевого (водорослевого) материала. Они имеют своеобразный петрографический состав и сложены альгинито-липоидо-гелититами, относящимися к группе сапрогумолитов. По определениям Т.Л. Стрелюк, группа альгинита представлена водорослями *Pastilllus Cellulosus Lal* и *Pila*.

Итак, угли I пласта имеют гелитовый и гелилитовый состав, что свидетельствует о накоплении торфяников в низинных топяных болотах с постоянным высоким уровнем воды.

Сапропелевые угли II пласта формировались в мелком, хорошо прогреваемом открытом водоеме типа озера, где господствовали и процветали водоросли. Вполне возможно, что аккумуляция водорослевых торфяников продолжала происходить и в переходящих озерно-болотных условиях.

III пласт вновь представлен углями гелитового и гелилитового состава, которые свидетельствуют о том, что озерная обстановка вновь сменилась низинными топяными болотами, в которых происходило превращение лигнино-целлюлозных тканей высших растений в анаэробных условиях в коллоидные системы (гелифицированное вещество).

Пласт IV по составу неоднородный и сложен чередующимися между собой гелититами и фузенолитами (гелито-семифюзититом), а также липоидо-фузинито-гелититами. В их составе отмечены кутикулы *Pastilluss Cellulosus Zal*. Этот угольный пласт формировался в условиях обводненных проточных периодически заливавшихся болот.

V пласт содержит угли гелито-фузенитового состава, которые свидетельствуют об аккумуляции торфяников в низинных слабообводненных, но проточных болотах.

Весь комплекс осадков относится к аллювиальной и озерно-болотной фациям. Болотный режим не был стабильным, что приводило к изменению условий торфонакопления. Их анализ на Ангаро-Тунгусском водоразделе позволил выявить четыре типа болот, существовавших в те времена: 1) с переменным режимом обводнения; 2) сильно обводненные (застойные и топяные); 3) обводненные проточными (периодически заливавшиеся); 4) низинные слабообводненные, но проточными. Кроме того, отчетливо прослеживаются углефицированные отложения переходного озерно-болотного режима.

Оценивая в целом весь комплекс катских углей, следует подчеркнуть, что в их образовании участвовали различные части высших растений. Состав углей представлен гелифицированными, фузенизированными и липоидными компонентами, соотношение которых обусловило пестроту и многообразие их петрографических типов, как в разрезе, так и на площади бассейна.

Таким образом, формирование угольных пластов на изученной территории Тунгбасса происходило в малых по глубине прогибах во внутренне-континентальной болотной и озерно-болотной обстановке. Изученные пластины являются полифициальными. Это следствие частой смены условий водного режима торфяников, которое влияло на распределение торфообразующих растений по влаголюбию. Угли всех исследованных пластов содержат тонкие пропластки, которые характеризуются близким, сходным или однотипным генетическим составом. Они развивались преимущественно в сильно обводненных и обводненных лесных болотах низинного типа с кратковременными и более длительными периодами уменьшения степени обводнения. Основная часть углей образовалась автохтонным способом, но среди них есть отдельные маломощные (10–30 см) прослои аллохтонного материала, который отличается интенсивной измельченностью и раздробленностью. Исключение составляют угли II пласта, сформированного в озерных и озерно-болотных условиях, но и здесь наряду с накоплением планктона (лимнопланктона) с берега приносились споры и отдельные части высшей наземной растительности. Таким образом, болота, в которых формировались основные пластины катской свиты, были в значительной мере увлажненными, имели относительно постоянный режим и обладали восстановительными условиями. Благодаря этому, в составе пластов преобладают блестящие, тусклоблестящие и полублестящие разновидности углей. Смена режима обводнения торфяников обусловила штриховато-полосчатую структуру углей за счет скопления фузенизированного материала. Наиболее перспективные угленосные площади приурочены к периферийным зонам Тунгбасса и совпадают с участками относи-

тельно неглубокого залегания угленосных отложений. Центральная часть бассейна (почти треть бассейна), где рассматриваемая угленосная толща погружается на глубину 1.5–3.0 км под пермом-триасовые образования, практически бесперспективна в отношении угледобычи.

На правобережье Ангари, в районе современного течения ее притоков Полива и Капаева позднекаменноугольная седиментация сопровождалась многократной вулканической деятельностью и накоплением пеплового материала. Гидродинамическая обстановка в бассейне седиментации способствовала формированию отчетливо слоистой осадочной толщи. Слоистость, как правило, выражена чередованием осадков различной размерности, реже наличием органогенных слоев различной мощности. Характер слоистости указывает на озерно-болотный генезис осадков.

Петрографический состав обломков пород и минеральный состав легкой и тяжелой фракций показывают, что основным поставщиком терригенного материала служили две огромные питающие провинции. В западной части это были древние Енисейские горы, поставлявшие в Канско-Тасеевский бассейн своеобразный комплекс неустойчивых минералов – дистен, сфен, биотит и т.д. В Ангаро-Тунгусский бассейн поступала совершенно иная группа неустойчивых минералов, представленная апатитом, эпидотом, обыкновенной роговой обманкой. Их поставщиком являлись нижнепалеозойские отложения Непской и Иркиннеевской зон складчатости.

В заключение следует отметить, что выполненные палеогеографические реконструкции, хорошо согласуются с палеоклиматическими схемами К.Р. Скотиза (Scotese-1997, <http://sbmg/geol.msu.ru/sbor/scotese/p15ipg>).

ВЫВОДЫ

1. Формирование континентальных нижнекаменноугольных отложений в южной части Сибирской платформы происходило в пределах Ангариды в следующих относительно изолированных осадочных бассейнах: Рыбинском, Поймо-Бирюсинском, Канско-Тасеевском, Ангаро-Тунгусском и Ичодинском.

2. Палеогеографические условия в раннекаменноугольную эпоху характеризовались семиаридным субтропическим климатом и интенсивной вулканической деятельностью. Засушливый климат способствовал широкому развитию эоловых процессов. Усиление восходящих тектонических движений привело к регрессии Таймырского моря и увеличению площади Ангариды.

3. Развитие Ангаро-Тунгусского бассейна тесно связано с динамикой прилегающего к нему с северо-востока Ботуобинско-Мархинского поднятия и Непской складчатой зоны, воздымание которых

обусловило смещение древнего Тушамского озера (латеральное смещение депоцентра) на юго-запад.

4. Палеогеографические условия средне-поздне-каменноугольной эпохи характеризовались семигумидным и гумидным климатом умеренных широт. Многовековые эпейрогенические опускания юго-восточной части Ангариды обусловили плененизацию рельефа, становление озерно-болотного ландшафта и возникновение Тунгусского угленосного бассейна.

5. В начальный этап развития Тунгусского угленосного бассейна, в его южной части сформировалось пять пластов угля рабочей мощности, из которых только три (пласты III, IV и V) имеют практическое значение.

6. Литолого-палеогеографические карты, составленные на конец формирования осадков выделенных стратиграфических подразделений, отражают площадь развития парагенетических ассоциаций различных типов осадков и связанных с ними полезных ископаемых (углей, строительных материалов и т.д.).

Автор выражает благодарность Т.К. Ломоносовой и Б.П. Агафонову, за сделанные ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агафонов Б.П. Ветровой литопоток из озера Байкал // Докл. РАН. 2002. Т. 382. № 5. С. 685–691.
- Акулов Н.И. Структурно-седиментационные зоны верхнего палеозоя в юго-западной части Тунгусского бассейна // Геология и геофизика. 1984. № 5. С. 97–101.
- Акулов Н.И. Корреляция каменноугольных отложений Сибирской платформы // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во Уральской гос. горно-геологической академии, 1995. Вып. 5. С. 77–91.
- Акулов Н.И., Мишарина В.А., Мацук И.М. О раннекаменноугольном возрасте и озерном происхождении тушамского горизонта (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 10. С. 1443–1453.
- Акулов Н.И. Стратиграфия и угленосность каменноугольных отложений на юго-восточном склоне Енисейского кряжа // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во Уральской гос. горно-геологической академии, 2002. Вып. 12. С. 48–57.
- Акулов Н.И., Мацук И.М. Стратиграфия верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Приангарья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 55–66.
- Акулов Н.И. Среднепалеозойская тектоно-магматическая активизация на Сибирской платформе // Литосфера. 2003. № 2. С. 65–74.
- Акулов Н.И. Ангарида как среднепалеозойский материк Северного полушария // Докл. РАН. 2003а. Т. 389. № 3. С. 341–344.
- Акулов Н.И. Угленосность отложений и основы палеоклиматической систематики // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во Уральской гос. горно-геологической академии, 2003б. Вып. 13. С. 37–58.
- Акулов Н.И. Палеогеография и условия накопления девонских осадков на юге Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. № 3. Т. 12. С. 26–36.
- Алексеев А.С. Ревизия общей шкалы каменноугольной системы // Литосфера. 2003. № 1. С. 3–12.
- Ананьев А.Р., Грайзер М.И., Ульмасвай Ф.С. О возрасте тушамской свиты Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189. № 5. С. 1065–1068.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР / Науч. ред. Виноградов А.П. М.: ВАГТ, 1969. Т. 2. 68 л.
- Бетехтина О.А. Зональное строение и корреляция угленосных отложений позднего палеозоя Сибири по неморским двустворкам // Новое в стратиграфии и палеонтологии среднего и верхнего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. Вып. 220. С. 93–103.
- Vaag O.B., Матухин Р.Г. Палеогеография Сибирской платформы в раннем карбоне. // Палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 33–36.
- Жамойда А.И. Проблемы Международной (Общей) стратиграфической шкалы и ее совершенствование // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 4. С. 3–13.
- Кагарманов А.Х. Проблемы общей шкалы карбона // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. Вып. 30. С. 21–28.
- Колодезников К.Е. Девон и нижний карбон западной части Вилюйской синеклизы. М.: Наука, 1982. 101 с.
- Матухин Р.Г. Девон и нижний карбон Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 164 с.
- Обручев С.В. Тунгусский угленосный бассейн // Рудн. Вестн., 1919. № 1–4. С. 22–54.
- Павлов С.Ф. Верхний палеозой Тунгусского бассейна. Новосибирск: Наука, 1974. 168 с.
- Павлов С.Ф., Ломоносова Т.К., Акулов Н.И. Угленосная формация юго-восточной окраины Тунгусского бассейна. Новосибирск: Наука, 1990. 151 с.
- Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. 127 с.
- Руженцев В.Е. Основные комплексы аммоноидей каменноугольного периода // Палеонтол. журн. 1965. № 2. С. 3–17.
- Селли Р.К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 370 с.
- Тарновский С.В. Условия образования каменноугольных и пермских осадков в бассейне р. Ангары // Литология и палеогеография Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. С. 92–103.
- Черных В.А. Стратиграфия карбона севера Урала. Л.: Наука, 1976. 304 с.
- Юферев О.В., Богуши О.И., Vaag O.B. и др. Нижний карбон Средней Сибири Новосибирск: Наука, 1980. 222 с.
- Gradstein F.M. Future directions within the International Commission on Stratigraphy // Episodes. 2000. V. 23. № 4. P. 283–284.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 561.551.762.(479)

О БОРЕАЛЬНОМ РОДЕ *BUCHIA* (BIVALVIA) В ТИТОНЕ МАЛОГО КАВКАЗА

© 2005 г. В. А. Захаров*, А. А. Касумзаде**

*Геологический институт РАН, Москва,

**Институт геологии НАН Азербайджана, Баку

Поступила в редакцию 05.03.2005 г.

Два вида рода *Buchia*: *B. mosquensis* (Buch) и *B. ex gr. terebratuloides* (Lah.) найдены и определены в титонском ярусе Малого Кавказа (40° с.ш.). Сделан обзор географического распространения рода в кимериджском и титонском веках по северной окраине надобласти Тетис-Панталасса. Проникновение бухий в наиболее низкие широты северного полушария Земли совпадает по времени с эпизодами географической нивелировки биоты. Совместная находка двух видов позволяет коррелировать пограничные слои среднего и верхнего титона с таковыми средне- и верхневолжского подъярусов. Предполагается, что существовали прямые морские связи между Среднерусским морем средне- и поздневолжского времени и морями Закавказья в среднем и позднем титоне.

Ключевые слова. *Buchia*, титонский ярус, кимериджский ярус, Малый Кавказ, миграции, Перитетис.

ВВЕДЕНИЕ

Двусторчатые моллюски рода *Buchia* относятся к наиболее распространенным среди ископаемых в верхнеюрских и нижнемеловых (нижне-неокомских) морских отложениях бореального типа. В поздней юре и начале раннего мела бухии обитали в эпиконтинентальных и окраинных морях, главным образом, севернее 50-й параллели в Северном полушарии Земли. Высокие темпы морфогенеза, широкое географическое распространение, отсутствие контроля конкретными фаунами, частая встречаемость во всех типах пород, легкость идентификации в представительных выборках – все эти особенности определили большое значение бухий для стратиграфии. Виды бухий особенно эффективно используются при панбореальных корреляциях и сопоставлении разрезов бореальных и перитетических отложений. Проблема бореально-тетических корреляций мезозоя была в центре внимания в течение всего 20-го века и остается актуальной в наши дни. Именно поэтому каждая находка остатков рода *Buchia* на территории распространения отложений тетического типа представляет интерес для стратиграфии. Кроме того, новые данные о южных границах ареалов уже известных видов позволяют судить о прямых связях морей на севере и юге на тот или иной отрезок времени, а также обсуждать взаимодействие водных масс бореального и тетического происхождения (бореально-тетические влияния). По этим причинам о первых находках бухий в Закавказье (Нагорный

Карабах) необходимо информировать научную геологическую общественность.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ И ПОЛОЖЕНИЕ БУХИЙ

Впервые остатки титонских бухий на Малом Кавказе были найдены и определены одним из авторов статьи в разрезе у с. Юхары Гушчулар Нагорно-Карабахской области, Азербайджанской республики (рис. 1; Касумзаде, 2000).

Ниже по пачкам описан этот разрез титона и пограничных слоев, расположенный в 500–700 метрах от птицефермы восточнее села Юхары Гушчулар (Касумзаде, 2000, с. 138). Здесь по правому берегу безымянной речки в глубоком ущелье между “Лачын гаясы” и “Гаджар гаясы” обнажаются (рис. 2):

Кимеридж

1. Туфоконгломераты. Многочисленные трещины заполнены кальцитом. Встречаются прослойки (0.3–0.4 м) кирпично-красных известняков. 80–100 м.

Нижний титон

2. Базальный слой. Гальки состоят из обломков порфиритов, известняков с *Haploceras* sp., *Glochiceras* sp. ind. (определения М.Р. Абдулкасумзаде), *Anisocardia* sp., *Rugope* sp. ind. А.Г. Халилов и Г.А. Алиев (1970) указывают отсюда *Nubonotyceras beckeri* (Neum.), *Haploceras carachteis*

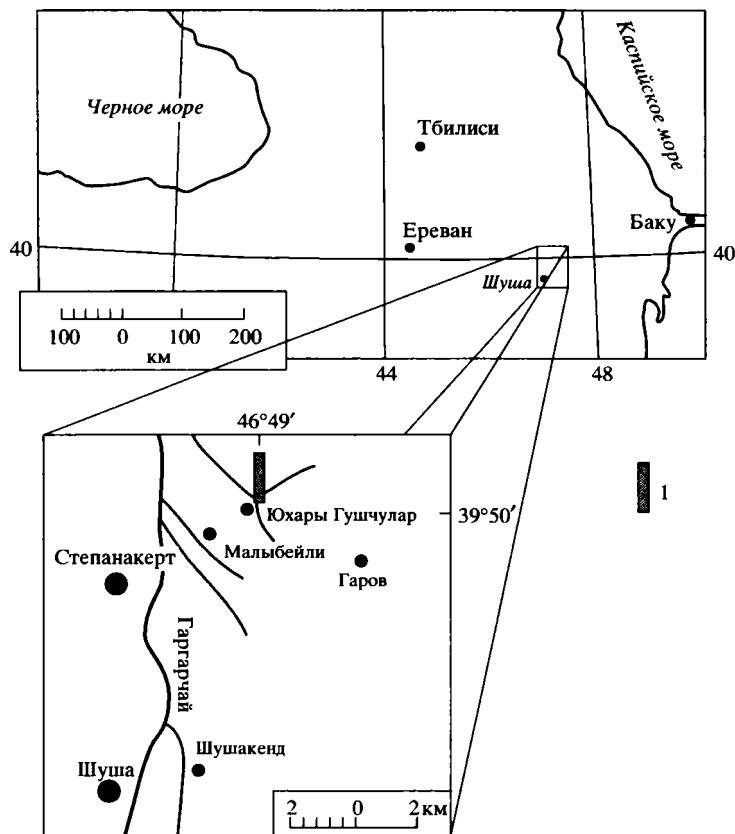


Рис. 1. Местоположение разреза верхнеюрских и ?берриасских отложений на Малом Кавказе (Азербайджан, Нагорный Карабах, с. Юхары Гушчулар). 1 – местоположение разреза.

(Zeuschn.), *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel), *L. lamellosus* Traut., *Rugope janitor* (Pict.) и др. 3–10 м.

3. Известняки песчанистые с примесью туфогенного материала. Нижняя часть пачки (до 1 м) переполнена стеблями морских лилий. В средней части найдены *Lamellaptychus cf. beyrichi* (Oppel), *Buchia* sp. indet. (ex gr. *mosquensis*), а в верхней – многочисленные обломки устричных и брахиопод. А.Г. Халилов и А.Г. Алиев (1970) из нижней части этой пачки (до 20 м от подошвы) указывают *Subplanites cf. contiguus* (Cat.), *Punctaptychus punctatus fractocosta* Traut. 65–67 м.

4. Известняки серые, светло-серые, органогенно-обломочные, гравелистые, массивные, косослоистые. 60–70 м.

5. Известняки серые, светло-серые, с розовым оттенком, органогенно-обломочные, гравелисто-песчанистые, крупногалечные, местами плотные. Встречаются валуны размером 0.3–0.5 м. в диаметре. В пятой пачке найдены *Lamellaptychus beyrichi beyrichi* (Oppel), обломки неопределенных остатков белемнитов, брахиопод, иглы морских ежей. 25–30 м.

Средний – верхний титон

6. Известняки светло-серые с розовым оттенком, песчанистые, параслоистые с многочисленными фрагментами раковин двустворчатых моллюсков плохой сохранности, среди которых удалось идентифицировать бухий: *Buchia mosquensis* Buch. B. ex gr. *terebratuloides* (Lah.). 11–12 м.

7. Известняки конгломератоподобные. Валуны диаметром до 0.2–0.4 м из крепких, серых, зеленовато-серых кристаллических известняков. 1.5 м.

8. Известняки серые, зеленовато-серые, розовые, песчанистые, туфопесчанистые. 5.0–6.0 м.

9. Известняки серые, светло-серые, с розовым оттенком, конгломератоподобные и песчанистые. 2.0–2.5 м.

10. Известняки светло-серые, розовые, органогенно-обломочные, тонкоплитчатые, туфопесчанистые. 1.5–2 м.

Берриас (?)

11. Известняки светло-серые, розовые, гравелистые, толстослоистые, массивные. Нижняя часть этой пачки образует обрыв (20–25 м), а верхняя – ступенчатые уступы (около 30 м). В по-

дошве пачки иногда встречаются линзы и прослойки рыхлых туфопесчаников, туфогравелитов с примесью глины. Из этой пачки собраны *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel), *Ctenoides* sp., *Arctostrea* cf. *rectangularis* (Roemer). А.Г. Халилов и А.Г. Алиев, (1970), указывали *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel), *Hibolites* sp. ind., *Duvalia* sp. ind. Пачка 11 по тектоническому контакту перекрываетяя различными горизонтами альба. 55–60 м.

Предшествующими исследователями описанный разрез относился к нижнему титону (Халилов, Алиев, 1970), либо кимериджу и нижнему титону, или же, частично, к баррему (Абдулкасумзаде, 1988; Гасанов, 1994; Бабаев, Абдулкасумзаде, 1997). По мнению А.А. Касумзаде (2000) в разрезе устанавливаются все подъярусы титона и имеется постепенный переход к берриасу. Приведенный палеонтологический материал, позволяет считать возраст гушчуларской свиты, по всему простираанию, не древнее нижнего титона и не моложе титон-берриаса, что оспаривается выше упомянутыми исследователями.

Нижний титон обосновывается находками в базальном слое *Haploceras caracheteis* (Zeuschn.), *Pygope janitor* (Pict.), а в низах пачки 3 – *Subplanites cf. contiguus* (Cat.), *Punctaptychus punctatus fractocosta* (Traut.) (Халилов, Алиев, 1970). Находка в базальном слое верхнекимериджского зонального вида *Hybonotyceras beckeri* (Neum.) А.Г. Халилов и Г.А. Алиев объясняют переотложением.

Присутствие среднего и верхнего титона можно предполагать, исходя из находок бухий. В отложениях бореального типа стратиграфический диапазон *Buchia mosquensis* охватывает нижне- и средневолжский подъярус. *B. ex gr. terebratuloides* распространен по всему верхневолжскому подъярусу и иногда встречается в основании берриаса. На территории развития бореальных отложений совместные находки этих видов не отмечались. Присутствие их в едином образце склоняет нас к предположению, что этот слой расположен вблизи границы средне- и верхневолжского подъярусов, т.е., возможно, вблизи границы среднего и верхнего титона. Следует учесть, что вид (*B. ex gr. terebratuloides*) определен в открытой номенклатуре.

Берриас предположительно устанавливается по находкам *Lamellaptychus beyrichi* (Opp.) в низах пачки 10. Стратиграфический диапазон этого вида аптихов охватывает кимеридж-валанжин. Однако присутствие валанжина в этом разрезе исключается, так как валанжинский комплекс гастропод, определенный Г.А. Алиевым по сборам А.А. Байрамова (Байрамов, 1965), следующий: *Nerinea renngarteni* Pcel., *N. upensis* Fogdt., *N. skelinensis* Pcel., *Ampulospira* sp. *Ptygmatis longa conica* Pcel., *Multiptyxis* aff. *airiulensis* Fogdt. Этот комплекс установлен юго-восточнее в известковистых туфопесчаниках, туфогравеллитах, туфобрекчиях между речь Хона-

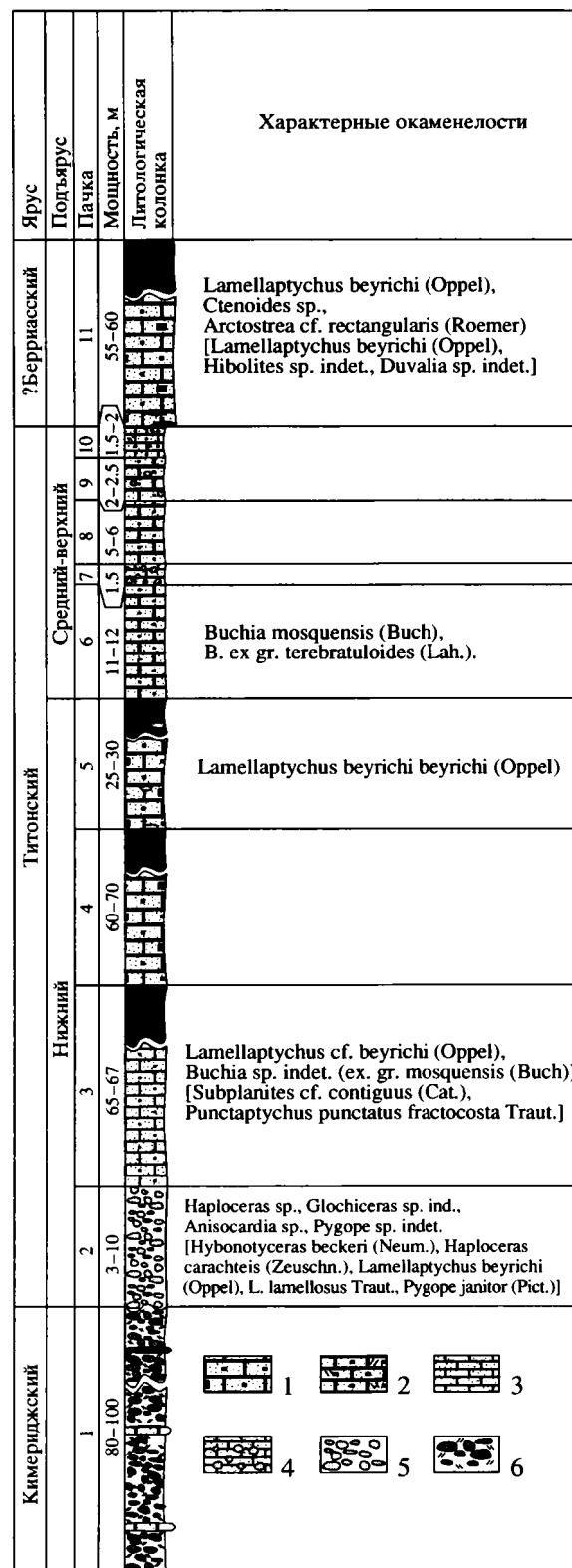


Рис. 2. Стратиграфическая колонка кимериджских, титонских и ?берриасских отложений в окрестностях с. Юхары Гушчулар. 1–4 – известняки: 1 – песчанистые и гравелистые, 2 – песчанистые, туфопесчанистые, 3 – известняки, 4 – конгломератовидные; 5 – конгломераты; 6 – туфоконгломераты.

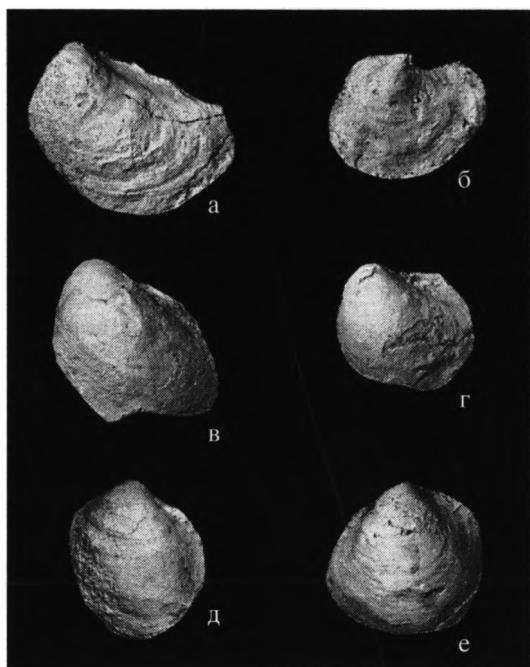


Рис. 3. *Buchia mosquensis* (Buch) а–г. а – обр. № БП – 8575, левая створка; б – увел. 2, обр. № БП – 8576, правая створка; в – обр. № БП – 8577, левая створка; г – обр. № БП – 8578, левая створка; д–е – *B. ex gr. terebratuloides* (Lahusen). д – обр. № БП – 8579, левая створка; е – увел. 2, обр. № БП – 8580, правая створка. Малый Кавказ, гушчуларская свита, верхняя юра, средний-верхний титон. Коллекция хранится в Геологическом музее РАН им. В.И. Вернадского, № БП.

шенчай-Гуручай, и здесь не встречен, разрез у с. Юхары Гушчулар ограничивается берриасом.

Не расчлененный титонский ярус описан также по другим разрезам: на юго-западной окраине с. Юхары Гушчулар, на северо-восточной окраине с. Малыбейли, на Шушинском плато и других местах, но там бухии не были встречены (Касумзаде, 2000).

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БУХИЙ

В коллекции насчитывается около 20 фрагментов отпечатков внутренних частей раковин, но почти целых створок только 6. Вид *Buchia mosquensis* представлен тремя отпечатками левых створок и одним отпечатком правой (рис. 3, а–г). Хорошо выраженные главные признаки вида: курвоидный онтогенез, узкая вытянутая примакушечная часть, тонкие концентрические линии нарастания, слегка простирающие радиальные струи левой створки, средние размеры раковин, выступающий кпереди округленный передний край правой створки позволяют уверенно идентифицировать вид. Другой вид *B. ex gr. terebratuloides* представлен двумя левыми и одной правой створкой. *B. terebratuloides* в бореаль-

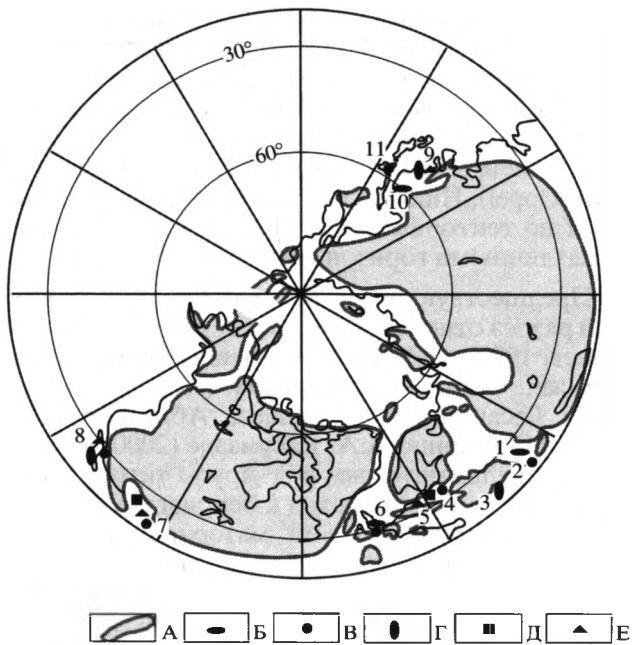


Рис. 4. Местонахождение бухий по северной окраине надобласти Тетис-Панталасса. А – суша. Местоположение находок бухий: Б – в раннем, В – среднем, Г – позднем титоне; Д – раннем, Е – позднем кимеридже. 1 – Прикаспий, 2 – Малый Кавказ, 3 – Крым, 4 – Польша (Куявия), 5 – Южная Германия, 6 – Южная Англия, 7 – Мексика, 8 – Северная Калифорния, 9 – Южное Приморье, 10 – Северное Приморье, 11 – Хоккайдо.

ных отложениях характеризуется сильной изменчивостью в разных местонахождениях. В сравнительном плане представляет интерес местонахождение у с. Кашири, берег р. Волги у г. Сызрани. Здесь в верхневолжском подъярусе часто встречаются две разновидности этого вида: 1 – небольшого размера шаровидные раковины и 2 – раковины, вытянутые в высоту. Среди закавказских форм встречаются обе разновидности. Тем не менее, из-за неудовлетворительной сохранности образцов мы не решаемся точно их идентифицировать и оставляем открытую номенклатуру (рис. 3, д–е).

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ БУХИЙ В КИМЕРИДЖЕ И ТИТОНЕ ПО СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЕ НАДОБЛАСТИ ТЕТИС-ПАНТАЛАССА

Титонские бухии впервые обнаружены в Азербайджанской части Малого Кавказа в Нагорном Карабахе на 40-й параллели. Эта местность в кимеридже и титоне располагалась по северной окраине надобласти Тетис-Панталасса. Остатки бухий известны в кимеридже и титоне на всех трех континентах Северного полушария, в местах, за-

нятых в поздней юре теплыми окраинными морями океана Тетис (рис. 4).

Ранний кимеридж. В Западно-Европейской провинции бухии доходили до Южной Германии (48° с.ш.; Захаров, 1981; Келли, 1990). В Бореально-Тихоокеанской области, наоборот, усиливается разобщенность фаун по сравнению с оксфордом. По сведениям Р. Имли бухии проникали на юг до Северной Мексики (Imlay, 1984, рис. 4 а, б).

Поздний кимеридж. В пределах Западно-Европейской провинции (Южная Германия, 48° с.ш.) бореально-арктические аммониты и бухии в позднем кимеридже обитали совместно с тетиическими моллюсками (Келли, 1990). В Бореально-Тихоокеанской области бухии известны по всему побережью Северной Америки. Редкие бухии отмечены вместе с субсредиземноморскими *Lithacoceras*, *Discosphinctoides*, *Aspidoceras* и *Suboxydiscites* в Западной Канаде (49° с.ш.; Британская Колумбия) (Poulton et al., 1988). Позднекимериджский возраст этого комплекса предположительно определяется по находкам *Lithacoceras* и *Discosphinctoides*. Совместное нахождение бореально-арктических известно в Северной Калифорнии (38° с.ш.), где представители рода *Buchia* встречены вместе с верхнебореальными *Amoeoceras* (*Amoebites*) и субсредиземноморскими *Richeiceras* (Imlay, 1961). Вероятно, позднекимериджский возраст имеют находки *Buchia mosquensis* (Buch) и *B. concentrica* (Sow.) из Мексики (20° с.ш., Burckhardt, 1906; Imlay, 1980). Хорошие изображения *B. concentrica* и *B. tenuistriata* из верхней юры Сиеррэйя де Сан Антонио (Sierra de San Antonio) региона Закатекас (Zacatecas) формации Зулоага (Zuloaga) (оксфорд – кимеридж) и формации Ла Кайя (La Caja) (кимеридж-титон) приведены в статье Б. Бютро (Buitron, 1984). Совместно с бухиями указываются аммониты *Idoceras*, возможно, из верхней части нижнего кимериджа и *Haploceras*, который датирует верхний кимеридж и, возможно, титон. Вдоль дальневосточного побережья палеоокеана бухии также опускались довольно низко – до 44° с.ш. (Сей, Калачева, 1992).

Продолжительное сосуществование бухий и тетиических аммонитов вдоль Тихоокеанского побережья Северной Америки связано, по-видимому, с проникновением на юг холодных придонных водных масс с севера.

Раннетитонское (ранневолжское) время. В пределах Бореально-Атлантической области бухии в это время широко расселяются по всей Северо-Западной Европе: они известны на юге Англии, северо-западе Франции, севере и юге Германии, в Австрии и в Польских Карпатах, достигая 48° с.ш. (Захаров, 1981; Келли, 1990; Kutek, Wierzbowski, 1986).

В Восточно-Европейскую провинцию (Ульяновское Поволжье) в ранневолжское время наблюдается экспансия многочисленных родов тетиических аммонитов (Захаров, Рогов, 2003), где они преобладают в ассоциациях. Одновременно на юг проникают бухии: их остатки образуют большие скопления в мергелистых известняках Оренбуржья (51° с.ш.) – (Захаров, 1981).

В Бореально-Тихоокеанской области (Северное Приморье, 50° с.ш.) в ранневолжское (раннетитонское) время в бентосе господствует род *Buchia* (Сей, Калачева, 1997). Выше сказано, что стратиграфическое положение бухий в Центральной Мексике остается неопределенным.

Среднетитонское (средневолжское) время. В это время бухии довольно широко расселились в морях Западно-Европейской провинции (Северо-Западная Франция, Южная Англия, Южная Польша и Чехия) (Захаров, 1981; Келли, 1990). Миграции восточно-европейских моллюсков на запад, вероятнее всего, связаны с усилением влияния бореально-арктических водных масс (рис. 4).

В Дальневосточной провинции Бореально-Тихоокеанской области в средневолжское (среднетитонское) время среди бентоса на юге Приморья бухии преобладают (рис. 4). Их находки отмечены и на о. Хоккайдо (Захаров, 1981). Местами совместно с бухиями встречаются субтетические тригонииды (Захаров и др., 1996), поскольку северная граница экотона в волжском веке, по сравнению с кимериджем, сместилась на несколько градусов к северу.

В Северокалифорнийской провинции Бореально-Тихоокеанской области бухии доходят до Северной Калифорнии, где встречаются совместно с тетиическими аммонитами (Johnes et al., 1969). Средневолжские виды *Buchia mosquensis* (von Buch) и *B. rugosa* (Fischer) без изображений указываются из слоев с *Durangites* Центральной Мексики (20° с.ш., Aguilera, 1895; Imlay, 1980). Однако положение рода *Durangites* в Мексике (как, впрочем, и в Приморье) относительно западноевропейской зональной последовательности пока нельзя считать твердо установленным (Захаров, Рогов, 2003). Р. Имли (Imlay, 1980) полагал, что ассоциация *Durangites*-*Kossmatia* существовала в самом начале позднего титона. Можно отметить, что эти данные подтверждают предположение о некотором похолодании в конце титона у восточного побережья Палеопацифики (Jeletzky, 1984).

Позднетитонское (поздневолжское) время. В связи с регрессией и развитием лагунно-континентальных пурбекских фаций в поздневолжское время на территории Западно-Европейской провинции практически прерывается морской режим. Бореально-тетиические миграции в Западной Европе почти прекращаются и остатки бухий этого возраста здесь неизвестны (Келли, 1990).

Находки не изображенных бухий отмечены в титоне Горного Крыма (Пермяков и др., 1991) – (рис. 4). Из верхнего титона (байдарская свита) совместно с *Haploceras tithonius* (Opp.), *H. elatum* (Opp.) указаны: *Buchia terebratuloides* (Lah.) и *B. obliqua* (Tull). В слоях переходных от титона к берриасу (беденекырская свита) совместно с *Pro-tetragonites cf. quadrisulcatum* (D'Orb.), *H. elatum* (Opp.), *Substrebrites zonarius* (Opp.), *Paraulacosphinctes senex* (Opp.), *P. transitorius* (Opp.), *Malbosiceras shaperi* (Pic.), *Pseudosubplanites lorioli* (Zitt.) найдены *Buchia obliqua* (Tullb.) и *B. volgensis* (Lah.).

В Бореально-Тихоокеанской области ситуация остается почти без изменений. В Приморье, Британской Колумбии и Северной Калифорнии в конце позднеюрского времени сосуществуют ассоциации тетиических аммоноидей в пелагиали и бореально-арктических бухий в бентали (Johnes et al., 1969; Imlay, Johnes, 1970; Сей, Калачева, 1999) – (рис. 4). Бухии указаны из титона Кубы (Muscupski, 1999). Однако нам не удалось идентифицировать их по изображениям даже до рода.

БОРЕАЛЬНЫЕ ИНВАЗИИ В ТЕТИЧЕСКИЕ МОРЯ В КОНЦЕ ПОЗДНЕЮРСКОЙ ЭПОХИ

Расширение ареалов видов бухий на юг обычно связывают с усилением бореального влияния. Это влияние выражается в продвижении бореальных водных масс к югу (Барабошкин, 2001). Среди причин, вызывающих перемещение водных масс, обычно указывают географические перестройки, в результате которых открываются морские пути. Другой причиной могут быть климатические флюктуации (Захаров, Рогов, 2003). За весь период времени своего существования бухии достигали наиболее низких широт в кимеридже. Самое южное местонахождение бухий установлено в Мексике (рис. 4). На тихоокеанском побережье Северной Америки бухии существовали постоянно в течение поздней юры и неокоме (Захаров, 1981). Вдоль тихоокеанского побережья Азии бухии достигали 43°–44° с.ш. (Южное Приморье и о. Хоккайдо) в среднем – позднем титоне и раннем берриасе (Захаров, 1981; Сей, Калачева, 1995; Sey, Kalacheva, 2000).

Проведенные нами исследования бореально-тетиических миграций моллюсков в поздней юре и раннем мелу Панбореальной надобласти показали, что наиболее дальние проникновения бореальных фаун к югу наблюдаются в кимеридже и валанжине (Захаров, Рогов, 2003, рис. 6, 7). Причем в Западно-Европейской провинции фиксируются два уровня: фаза *Rasenia cymodoce* (поздняя стадия раннего кимериджа) и средина раннего валанжина (Захаров, Рогов, 2003, рис. 6; Zakharov, Rogov, 2004, fig. 3). Бореальные аммониты в начале средневолжского времени (фаза *Dorsoplanites panderi*) проникали до 42° с.ш. В Восточно-Евро-

пейской провинции “пики” бореального проникновения к югу видны также на указанных выше уровнях: фазы *Cymodoce* и *Panderi*. В моря Малого Кавказа бухии впервые (?) проникли еще в раннетитонское время. Не исключено, что проникновение бухий позже происходило неоднократно, хотя нельзя исключить существование вида *Buchia mosquensis* в течение всего титона вплоть до конца юры. Важные наблюдения для выяснения возможных причин южных инвазий бухий были сделаны по бентосным фораминиферам поздней юры юго-восточной части Малого Кавказа. Бентосные фораминиферы представлены в верхненеокомской (оксфорд – титонской) части разреза преимущественно аглютинированными космополитными таксонами (Вознесенский и др., 2002). Стратиграфически выше (валанжин-ант) в разрезе преобладают типично тетиические преимущественно секреционные и первые пелагические формы. Скорее всего, в течение берриаса произошло изменение в структуре водных масс. Можно предположить, что бореальное влияние сменилось тетиическим. Как известно, бухии бореальные донные биссусные организмы. Они предпочитали прохладные воды. Именно преобладающим влиянием холодных вод на глубинах открытых шельфов объясняется проникновение бухий в поздней юре и раннем мелу также и в южные широты Северной Пацифики (Захаров, 1981).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Открытие нового района с остатками бореального рода двустворок в пределах северной части Перигетис важно, как для уточнения представлений о географическом ареале бухий, так и оценке корреляционного потенциала этой группы при со-поставлении разрезов одного из наиболее проблемных стратиграфических интервалов: волжского и титонского ярусов. Известно, что в течение раннего титона проходили активные иммиграции аммонитов из тетиических морей в бореальные, благодаря которым нижний титон и нижневолжский подъярус хорошо коррелируются позитивно (Рогов, 2004). Однако стратиграфически выше зоны *Panderi* тетиические аммониты практически исчезают из разреза волжского яруса. Считалось, что миграционный процесс прерывается из-за географической изоляции бореальных и тетиических морей. Найдены бухии в титоне на Малом Кавказе и в Горном Крыму позволяют предположить, что прямые морские пути между южными и северными морями постоянно или периодически существовали, и, стало быть, можно ожидать находок тетиических аммонитов в средне и верхневолжском подъярусе на Восточно-Европейской платформе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 03-05-64297.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдулкасумзаде М.Р. Верхняя юра Малого Кавказа в пределах Азербайджанской ССР (стратиграфия и аммонитовая фауна). Баку: Элм, 1988. 180 с.
- Бабаев Р.Г., Абдулкасумзаде М.Р. Гекча-Карабахская зона // Геология Азербайджана. Т. 1. Стратиграфия. Часть 2. Мезозой и кайнозой. Баку: Nafta-Press, 1997. С. 78–80; 86–89.
- Байрамов А.А. О присутствии нижнемеловых отложений в восточной части северо-восточного склона Малого Кавказа // Докл. АН Азербайджана. 1965. Т. 21. № 4. С. 37–40.
- Барабошкин Е.Ю. Нижний мел Восточно-Европейской платформы и её южного обрамления (стратиграфия, палеогеография, бореально-тетическая корреляция). Автореф... дис....докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2001. 50 с.
- Вознесенский А.И., Горбачик Т.Н., Кузнецова К.И. Юрский и меловой бассейны юго-восточной части Малого Кавказа: условия осадконакопления и комплексы фораминифер // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 3. С. 53–65.
- Гасанов Т.А. Стратиграфия // Геология и полезные ископаемые Нагорного Карабаха Азербайджана. Баку: Элм, 1994. С. 17–51.
- Захаров В.А. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981. 271 с.
- Захаров В.А., Рогов М.А. Бореально-тетические миграции моллюсков на юрско-меловом рубеже и положение биогеографического экотона в северном полушарии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 2. С. 54–74.
- Захаров В.А., Курушин Н.И., Пояхалайнен В.П. Биогеографические критерии геодинамики террейнов Северо-Восточной Азии в мезозое // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 11. С. 3–25.
- Касумзаде А.А. Состояние изученности и основные проблемы стратиграфии юрских отложений Малого Кавказа (Азербайджан). Баку: Nafta-Press, 2000. 227 с.
- Келли С.Р. Биостратиграфия верхнеюрских и нижнемеловых отложений Европы по бухиям // Границы юры и мела. М.: Наука, 1990. С. 129–151.
- Пермяков В.В., Пермякова М.Н., Чайковский Б.П. Новая схема стратиграфии юрских отложений Горного Крыма. Киев: Препринт Ин-та геол. наук АН УССР, 1991. 91 с.
- Сей И.И., Калачева Е.Д. Двустворчатые моллюски и аммоноидеи средней и верхней юры Дальнего Востока // Атлас руководящих групп фауны мезозоя юга и востока СССР. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1992. Т. 350. С. 80–102.
- Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия и фауна верхней юры и низов мела Южного Приморья (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геол. 1995. Т. 14. № 2. С. 75–88.
- Сей И.И., Калачева Е.Д. Аммонитовые комплексы из среднетитонских отложений Южного Приморья, Дальний Восток России (Haploceratidae, Oppeliidae, Ataxioceratidae) // Регион. геология и металлогения. 1997. № 6. С. 90–102.
- Сей И.И., Калачева Е.Д. Раннемеловые аммониты Сихотэ-Алинской системы и их биостратиграфическое и биогеографическое значение // Тихоокеан. геол. 1999. Т. 18. № 6. С. 83–92.
- Рогов М.А. Корреляция нижневолжского и зоны рандери средневолжского подъяруса с титоном по аммонитам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 41–66.
- Халилов А.Г., Алиев Г.А. О возрасте Кушчуларской свиты (Малый Кавказ) // Изв. АН Азерб. ССР. Серия наук о Земле. 1970. № 3–4. С. 132–139.
- Aguilera I.G. Fauna Fosil de la Sierra de Catorce en S. Luis Potosi // Bol. Comiss. Geol. Mexico, V. 1895. P. 4–51.
- Burckhardt C. La faune Jurassique de Mazapil avec un appendice sur les fossiles du Cretacique inférieur // Bol. Inst. Geol. Mexico. 1906. № 23. P. 5–216.
- Buitrón B.E. Late Jurassic bivalves and gastropods from Northern Zacatecas, Mexico, and their biogeographic significance / Ed. Westermann G.E.G. Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America // Geol. Ass. Canada. Spec. Paper. 1984. № 27. P. 89–98.
- Imlay R.W. Late Jurassic ammonites from the Western Sierra Nevada, California // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1961. № 374-D. P. 1–30.
- Imlay R.W. Jurassic paleobiogeography of the conterminous United States and its continental setting // Geol. Surv. Spec. Paper. 1980. № 1062. P. iii-v. 1–134.
- Imlay R.W. Jurassic ammonite successions in North America and biogeographic implications // Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America. Geol. Assoc. Canada Spec. Paper. 1984. № 27. P. 1–12.
- Imlay R.W., Johnes D.L. Ammonites from the Buchia Zones in northwestern California and southwestern Oregon // US Geol. Surv. Prof. Paper. 1970. № 647-B. 59 p.
- Jeletzky J.A. Jurassic-Cretaceous boundary beds of Western and Arctic Canada and problem of the Tithonian-Berriasian stages in the boreal realm / Ed. Westermann G.E.G. Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America // Geol. Ass. Canada. Spec. Paper. 1984. № 27. P. 175–255.
- Johnes D.L., Bailey E.H., Imlay R.W. Jurassic (Tithonian) and Cretaceous Buchia Zones in northwestern California and southwestern Oregon // Geol. Surv. Prof. Pap. 1969. № 647-A. 24 p.
- Kutek J., Wierzbowski A. A new account on the Upper Jurassic stratigraphy and ammonites of the Czorsztyn succession, Pieniny Klippen Belt, Poland // Acta Geol. Polon. 1986. V. 36. № 4. P. 291–315.
- Myczyński R. Inoceramids and buchiids in the Tithonian deposits of western Cuba: a possible faunistic link with South-Eastern Pacific // Stud. geol. Polon. 1999. V. 114. P. 77–92.
- Poulton T.P., Zeiss A., Jeletzky J.A. New molluscan faunas from the Late Jurassic (Kimmeridgian and Early Tithonian) of Western Canada // Bull. Geol. Surv. Canada. 1988. № 373. P. 103–116.
- Sey I.I., Kalacheva E.D. Middle-Late Jurassic and Early Cretaceous marine fauna evolution in Eastern Russia // Rev. Palaeobiol. 2000. V. spec. 8. P. 181–186.
- Zakharov V.A., Rogov M.A. The Boreal-Tethyan biogeographical ecotone in Europe during the Jurassic-Cretaceous transition based on molluscs // Rev. Ital. Paleontol. Stratigr. 2004. V. 110. № 1. P. 339–344.

Рецензенты Л.А. Невесская, К.И. Кузнецова

УДК 56.017.2:551.763.12/31(571.63)

АПТ-СЕНОМАНСКАЯ ФЛОРА ПРИМОРЬЯ. СТАТЬЯ 1. ФЛОРИСТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

© 2005 г. Е. Б. Волынец

Биологический институт ДВО РАН, Владивосток

Поступила в редакцию 25.02.2004., получена после доработки 07.12.2004 г.

Представлены результаты изучения богатой и разнообразной апт-сеноманской флоры Приморья из отложений Алчанской, Раздольненской и Партизанской впадин. Установлено 370 таксонов, показано их стратиграфическое распространение. Выделены флористические комплексы (ФК) и подкомплексы (п/к). В Алчанской впадине пять ФК: раннеассикаевский, позднеассикаевский с двумя п/к – ранним и поздним, раннеалчанский с тремя п/к – ранний, средний и поздний, позднеалчанский с тремя п/к – ранний, средний и поздний и столбовской. В Раздольненской впадине шесть ФК: раннелиповецкий, позднелиповецкий, раннегаленковский, позднегаленковский, раннекоркинский. В Партизанской впадине восемь ФК: поздний старосучанский, ранний северосучанский, поздний северосучанский, френцевский с двумя п/к – ранний и поздний, кангаузский, романовский, бровничанский и даданьшанский. Впервые наиболье полно охарактеризована апт-сеноманская флора Алчанской впадины. Так же впервые изучена флора конца позднего альба из нижней части нерасчлененной коркинской серии в Раздольненской впадине.

Ключевые слова. Апт, альб, сеноман, флора, комплекс, подкомплекс, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Раннемеловая флора Приморья изучается уже около ста лет. Она привлекла внимание таких выдающихся палеоботаников как А.Н. Криштофович, В.Д. Принада, Б.М. Штемпель, В.А. Вахрамеев, В.А. Самылина и В.А. Красилов. А.Н. Криштофович, изучая мезозойскую флору Южного Приморья, предложил наиболее древнюю из них назвать монгугайская, а молодую – никанская (Криштофович, 1921). Им также впервые изучены ранние цветковые: *Pandanophyllum ahnertii* Krysh. из Раздольненской впадины, *Aralia lucifera* Krysh. и *Cissites prodromus* Krysh. из Партизанской впадины. Находки ранних покрытосеменных убедили А.Н. Криштофовича в меловом возрасте никанской флоры (Криштофович, 1928, 1929; Криштофович, Павлов, 1928). В.Д. Принада монографически описал мезозойскую флору Приморья, но монография не была опубликована. Ее рукописная копия хранится в фондах объединения “Приморгеология”. Некоторые из изученных В.Д. Принадой растений опубликованы в сборнике “Материалы по палеонтологии” (1956) и в “Основах палеонтологии” (1963а, 1963б). Б.М. Штемпелем преимущественно изучена раннемеловая флора Партизанской впадины, а также опубликованы некоторые новые данные и по другим районам Приморья (Штемпель, 1959а, 1959б, 1960, 1962). В.А. Вахрамеевым (1959) описана коллекция ископаемых растений с западного берега оз. Ханка. Из Раздольненской впадины В.А. Самылиной (1961)

были изучены и описаны некоторые цикадофиты и хвойные, а из бассейна р. Партизанская плоды покрытосеменных *Nyssidium*. В.А. Красиловым (1967) предложена достаточно подробная стратиграфия нижнего мела Южного Приморья. Им выделены в Раздольненской впадине – уссурийская (баррем), липовецкая (апт) и галенковская (альб) свиты, в Партизанской впадине – старосучанская (баррем), северосучанская (апт) и френцевская (альб) свиты. Монографически изучена раннемеловая флора Южного Приморья, составляющая 180 таксонов, где 58 видов – новые. В.А. Красиловым и С.А. Шороховой в Алчанской впадине исследованы растительные остатки из пяти местонахождений алчанской свиты и ее возраст датирован средним альбом–сеноманом (Красилов, Шорохова, 1989). С.И. Неволиной впервые в 1985 г., из столбовской толщи (Алчанская впадина) изучена ископаемая флора, и ее возраст установлен как поздне-сеноманский (Неволина, 1990). Наши материалы по апт-сеноманским флорам Алчанской, Партизанской и Раздольненской впадин дают основание несколько уточнить стратиграфическое положение отдельных стратонов и расширить представления о таксономическом составе изученной флоры.

Апт-сеноманский временной интервал является весьма важным в истории растительного мира, так как считается временем перехода от мезофита к кайнофиту и появления последнего таксона высшего ранга – цветковых растений. В Приморье апт-сеноманские флоры известны и наиболее

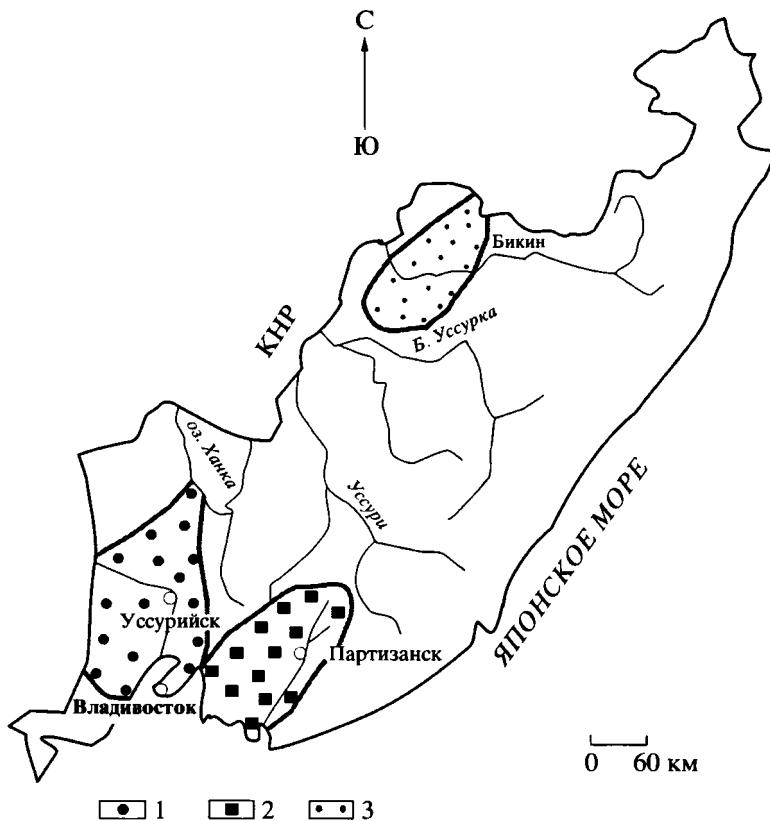


Рис. 1. Схема расположения меловых впадин Приморья.
1 – Раздольненская; 2 – Партизанская; 3 – Алчанская.

хорошо изучены в трех впадинах: Алчанской, Раздольненской и Партизанской (рис. 1). В Алчанской и Партизанской впадинах флороносные слои переслаиваются с фаунистически охарактеризованными. Основные местонахождения этого времени приурочены: в Алчанской впадине к ассиакаевской (апт–начало среднего альба) и алчанской (средний–поздний альб) свитам, а также столбовской (сеноман) толще; в Раздольненской впадине – к липовецкой (апт, возможно начало раннего альба), галенковской (ранний–первая половина позднего альба) свитам и нерасчлененной коркинской серии (конец позднего альба); в Партизанской впадине – к верхней части старосучанской (апт–начало раннего альба), северосучанской (ранний–начало среднего альба), френцевской (средний–начало позднего альба), кангаузской (средняя часть позднего альба), романовской (конец позднего альба), бровничанской (конец позднего альба–ранний сеноман) и даданьшанской (поздний сеноман) свитам.

МАТЕРИАЛ

Материалом послужили многочисленные (несколько сотен тысяч экземпляров) растительные остатки из апт-сеноманских отложений Приморья, собранные в разные годы автором, ее колле-

гами (С.И. Неволиной, С.А. Шороховой) и геологами-съемщиками (Г.Л. Амельченко, В.Ф. Лушниковым, В.Л. Мудровым, А.Н. Найденко, В.Н. Оковитым, С.В. Коваленко, А.В. Олейниковым, В.В. Голозубовым, А.Т. Кандауровым, Л.А. Гусаковым и др.). Эти коллекции хранятся в Биологическом институте (БПИ ДВО РАН, Владивосток) и в Приморской поисково-съемочной экспедиции (ППГО ППСЭ, Владивосток).

Растительные остатки происходят из более чем 200 местонахождений. Они представлены, главным образом, отпечатками листьев, остатками облистенных побегов, минерализованными стволами, древесиной, семенами и плодами. Сохранность материала удовлетворительная, позволяющая наблюдать тонкие детали строения органов растений, но фитолеймы на отпечатках листьев, как правило, отсутствуют или сильно изменены, и получить удовлетворительные для изучения препараты кутикул практически не возможно.

ХАРАКТЕРИСТИКА АПТ-СЕНОМАНСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПРИМОРЬЯ

Изучен таксономический состав апт-сеноманской флоры Приморья (табл. 1), установлено 19 флористических комплексов (ФК), с учетом

участия характерных видов, появления и исчезновения определенных таксонов, смены доминантов и субдоминантов.

СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПРИМОРЬЕ

Алчанская впадина

В Алчанской впадине распространены терригенные и вулканогенные апт-сеноманские отложения, подразделяющиеся на ассиакаевскую (апт начало среднего альба) и алчанскую (средний-поздний альб) свиты и столбовскую (сеноман) толщу (Амельченко и др., 2001; Назаренко, Бажанов, 1989; Маркевич и др., 2000; Региональная стратиграфическая схема..., 2001). В них содержатся богатейшие остатки ископаемых растений, собранные в процессе геолого-геоморфологических работ и биостратиграфических исследований (Амельченко и др., 2001; Волынец, 1997; Красилов, Шорохова, 1989; Volynets, 2000). Выделено пять ФК, которые последовательно сменяют друг друга по разрезу снизу вверх.

Раннеассиакаевский флористический комплекс (ФК) установлен в основании разреза нижнеассиакаевской подсвиты в нижнем течении рек Бикин и Ассиакаевка (Волынец, 2001). Его таксономическое разнообразие невелико (18 таксонов). Доминируют цикадофиты (6 таксонов) родов *Pterophyllum* и *Nilssonia*, среди которых наиболее многочисленны *Pterophyllum sutschanense* и *Nilssonia ex gr. brongniartii*. Субдоминанты папоротники (5 таксонов) родов *Birisia*, *Onychiopsis*, *Polypodites*, *Coniopteris* (*Dicksonia*) и *Cladophlebis*, особенно многочисленны *Polypodites verestchagini* и *Onychiopsis psilotoides*. Гинкговые редки и представлены *Ginkgoites cf. coriacea* (табл. 1, рис. 2). Характерно значительное участие *Elatides asiatica* и *Athrotaxis berryi*, *Pityophyllum* sp. и *Podozamites* sp.

В нижней части нижнеассиакаевской подсвиты встречены раковины двустворчатых моллюсков *Nuculopsis* sp., *Entolium* sp. indet., *E. cf. utukokense* Imlay, *Eumorphotis* sp., *Pleuromya* sp. indet., а в верхней – *Nucula* sp. indet., *Isognomon* sp., *Trapezium* (?) sp., *Gresslia* (?) sp., *Thracia* sp. indet. и аммонит *Hilgenites* sp. (табл. 2). Возраст вмещающих отложений, по мнению В.П. Коновалова – апт-альб (Маркевич и др., 2000).

Позднеассиакаевский ФК установлен из нижней и верхней частей разреза верхнеассиакаевской подсвиты в нижнем и среднем течении р. Бикин (Волынец, 2001). Он характеризуется большим таксономическим разнообразием (54 таксона). В комплексе многочисленны папоротники: *Onychiopsis psilotoides*, *Anemia dicksoniana*, *Gleichenites porsildii*, *Birisia onychioides* и *B. alata*, а также представители родов *Ruffordia*, *Dicksonia*, *Osmunda*, *Adiantopteris*, *Alsophilites*, *Coniopteris*, *Arctopteris*, *Lobifolia* и *Cladophlebis*. Часто встречаются хвойные и

цикадофиты, среди которых наиболее обильны *Elatides asiatica* и *Podozamites ex gr. lanceolatus*, *Athrotaxis berryi*, *Sequoia reichenbachii*, *Nilssonia ex gr. brongniartii*. Представители родов *Zamiophyllum*, *Pterophyllum*, *Ptilophyllum*, *Taeniopteris*, *Athrotaxis*, *Sphenolepis*, *Torreya*, *Taxites*, *Ginkgo*, *Baiera*, *Desmophyllum* встречаются единично. Кроме того, в комплексе впервые появляются листья покрытосеменных родов *Sapindopsis*, *Laurophyllum*, *Dicotylophyllum*, *Quercophyllum* и плоды *Nyssidium* и *Onoana*. Незначительно участие (по одному таксону) чекановских, кейтониевых и хвощевых (табл. 1, рис. 2). Особенность ФК – характерно значительное участие “молодых” родов *Anemia*, *Osmunda*, *Birisia*, *Arctopteris*, *Sequoia*, *Sphenolepis* и *Taxites* (“*Cephalotaxopsis*”); впервые встречены чекановские и ранние покрытосеменные. Позднеассиакаевский ФК подразделяется на два подкомплекса (п/к).

Ранний п/к установлен в нижней части разреза верхнеассиакаевской подсвиты. В нем доминируют папоротники родов *Onychiopsis*, *Birisia*, *Ruffordia*, *Dicksonia*, *Gleichenites*, *Lobifolia* и *Cladophlebis*, среди которых наиболее часто встречаются *Onychiopsis psilotoides*, *Gleichenites porsildii* и *Cladophlebis frigida*. Субдоминантами являются цикадофиты, представленные родами *Zamiophyllum*, *Pterophyllum*, *Ptilophyllum*, *Nilssonia*, где особенно многочисленны *Nilssonia ex gr. brongniartii*. В составе хвойных обильны *Elatides asiatica* и *Podozamites ex gr. lanceolatus*, появляются *Torreya cf. dicksonioides* (табл. 1, рис. 2).

Поздний п/к установлен в верхней части разреза верхнеассиакаевской подсвиты. Доминируют папоротники (18 таксонов) родов *Osmunda*, *Anemia*, *Ruffordia*, *Adiantopteris*, *Onychiopsis*, *Gleichenites*, *Alsophilites*, *Dicksonia*, *Birisia*, *Coniopteris*, *Arctopteris*, *Lobifolia* и *Cladophlebis*. В их составе наиболее часто встречаются *Anemia dicksoniana*, *Gleichenites porsildii*, *Birisia onychioides* и *B. alata*. Субдоминанты – хвойные (16 таксонов), среди которых появляются представители родов *Athrotaxis*, *Sequoia*, *Sphenolepis* и *Taxites* наряду с *Elatides asiatica*, *Podozamites ex gr. lanceolatus* и *Athrotaxis berryi*. Им сопутствуют цикадофиты (5 таксонов) родов *Zamiophyllum*, *Pterophyllum*, *Ptilophyllum*, *Nilssonia*, *Taeniopteris*. Единично представлены гинкговые роды *Ginkgo* и *Baiera*, где наиболее часто встречается *Ginkgo ex gr. adiantoides*, тогда как *Baiera cf. polymorpha* – крайне редко. Появляются первые покрытосеменные роды *Sapindopsis*, *Laurophyllum*, *Dicotylophyllum*, *Quercophyllum*, *Nyssidium* и *Onoana*. Редки представители чекановских, кейтониевых и хвощевых (табл. 1, рис. 2).

Совместно с остатками растений в нижней и верхней частях подсвиты встречены аммониты *Phyllopachyceras ex gr. theresae* (Anders.), *Anagaudryceras aurarium* (Anders.), а также двустворчатые

Таблица 1. Таксономический состав апт-сеноманских флористических комплексов Приморья (* – участие таксона в комплексах)

Таксоны	Комплексы	Алчанская впадина						Раздольненская впадина			Партизанская впадина		
		Раннеаасский			Позднеаас-сикаевский			Раннеал-чанский			Столбовской		
		Ранний	Поздний	Ранний	Средний	Ранний	Поздний	Ранний	Средний	Ранний	Поздний	Ранний	Поздний
Мхи													
<i>Marchantites yabei</i> Krysh. et Pryn.		*											
<i>M. ex gr. yabei</i> Krysh. et Pryn.		*											
<i>M. aff. jimboi</i> (Krysh.) Krysh.													
<i>Thallites</i> sp.													
<i>Thallites</i> sp. 1													
<i>Thallites</i> sp. 2													
Плауны													
<i>Lycopodites prynadae</i> Krassil.													
<i>L. nicanicus</i> Krassil.													
<i>L. ovatus</i> Deng													
<i>L. cf. prynadae</i> Krassil.													
<i>L. cf. macrostomus</i> Krassil.													
<i>L. aff. multifurcatus</i> Lee													
<i>Lycopodites</i> sp.													
<i>Isoetites</i> sp.													
<i>Synlycostrobus</i> ex gr. <i>turmensis</i> Krassil.													
Хвощи													
<i>Equisetum ramosus</i> Samyl.		*											
<i>E. yokoyamai</i> Sew.		*											
<i>E. burejensis</i> (Heer) Krysh.		*											
<i>E. ex gr. burejensis</i> (Heer) Krysh.		*											
<i>E. cf. ramosus</i> Samyl.		*											
<i>Equisetum</i> sp.		*											
<i>Equisetostrobus</i> sp. A		*											
<i>Equisetostrobus</i> sp.		*											
Папоротники													
<i>Osmunda denticulata</i> Samyl.		*											
<i>O. cf. denticulata</i> Samyl.		*											
<i>Osmunda</i> sp. A		*											
<i>Osmunda</i> sp.		*											
<i>Ruffordia goeppertii</i> (Dunk.) Sew.		*											
<i>Ruffordia</i> ex gr. <i>goeppertii</i> (Dunk.) Sew.		*											
<i>Ruffordia</i> sp.		*											
<i>Pelletieria ussuriensis</i> (Prym.) Krassil.		*											
<i>Stachypteris turkestanica</i> Tur.-Ket.		*											
<i>S. ketovae</i> Krassil.		*											
<i>Anemia dicksoniana</i> (Heer) Krassil.		*											
<i>A. asiatica</i> Vachr.		*											
<i>A. sphenopteroides</i> J. Skog		*											
<i>A. sutschanica</i> Volynets sp. nov.		*											
<i>Anemia</i> sp.		*											
<i>Gleichenites porsildii</i> Sew.		*											
<i>G. aff. porsildii</i> Sew.		*											
<i>G. zippei</i> (Corda) Sew.		*											
<i>G. gieseckianus</i> (Heer) Sew.		*											
<i>Gleichenites</i> sp.		*											
<i>Nathorstia pectinata</i> (Goepp.) Krassil.		*											
<i>Matonidium</i> sp.		*											
<i>Alsophilites nippponensis</i> (Oishi) Krassil.		*											
<i>Cyathea</i> sp. <i>sujunensis</i> Volyn.		*											
<i>C. aff. tyrmensis</i> (Sew.) Krassil.		*											
<i>Cyathea</i> sp. 1		*											
<i>Gleicheniopsis sujunensis</i> Krassil.		*											

Таблица 1. Продолжение

Таксоны	Комплексы	Алчанская впадина						Раздольненская впадина		Партизанская впадина	
		Раннеассиний			Позднеассиний			Раннеал-чанский		Раннеал-чанский	
		Ранний	Поздний	Ранний	Средний	Поздний	Ранний	Средний	Поздний	Ранний	Поздний
		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Dicksonia concinna Heer		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Birisia onychioides (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
B. (Cladophlebis) jelisejevii (Krysh.) Philipp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
B. (Acanthopteris) alata (Pryn.) Samyl.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
B. oerstedtii (Heer) E. Lebed.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
B. aff. oerstedtii (Heer) E. Lebed.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
B. samylinae E. Lebed.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
B. aff. samylinae E. Lebed.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
B. ochotica E. Lebed.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Birisia (Acanthopteris) sp. A		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Birisia sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Acanthopteris (Birisia) gothanii Sze		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Acanthopteris sp. 1		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Acanthopteris sp. 2		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Coniopterus brevifolia (Font.) Bell		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
C. asplenoides Kiritchk.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
C. setacea (Pryn.) Vachr.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
C. chankaensis Krassil.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
C. (Dicksonia) burejensis (Zal.) Sew.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
C. aff. silapensis Samyl.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
C. ex gr. arctica (Pryn.) Samyl.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
C. yukonensis Bell		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Coniopterus sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Eboracia lobifolia (Phill.) Thomas		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
E. ex gr. lobifolia (Phill.) Thomas		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
E. aff. kataevensis Vachr.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Onychiopsis psilotoides (St. et W.) Ward		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Adiantopteris yuasensis (Oishi) Krassil.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
A. sewardii (Yabe) Vassil.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
A. grandis Vachr. emeud. Volynets		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
A. minimus Vachr.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
A. aff. gracilis (Vassilevsk.) Vassilvesk.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Arctopteris rarinervis Samyl.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
A. aff. heteropinnula Kiritchk.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
A. kolymensis Samyl.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
A. aff. kolymensis Samyl.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
A. cf. kolymensis Samyl.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
A. obtusipinnatus Samyl.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Arctopteris sp. 1		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Asplenium rigidum Vassilevsk.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
A. lenaensis Kititchk.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Vargalopteris rossica Pryn.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Eogymnocarpium aff. sinense Li et Yeh		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Eogymnocarpium sp. A		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Eogymnocarpium sp. B		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Teilhardia tenella (Pryn.) Krassil.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Hausmannia sp.1		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
“Polypodites” polysorus Pryn.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
P. verestchagini Krassil.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Weichelia reticulata St. et Weeb		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Acrostichopteris pluripartita (Font.) Berry		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Acrostichopteris sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Temskya sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Lobifolia novopokrovskii (Pryn.) Rasskaz. et Lebed.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Cladophlebis frigida (Heer) Sew.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*

Таблица 1. Продолжение

Таксоны	Комплексы	Алчанская впадина						Раздольненская впадина			Партизанская впадина		
		Раннеассесский			Позднеассес-сикаевский			Раннеал-чанский			Позднеал-чанский		
		Подкомплексы (П/к)			Ранний	Средний	Поздний	Ранний	Средний	Поздний	Ранний	Средний	Поздний
		Столбовской	Раннелиповецкий	Позднелиповецкий	Раннегаленковский	Среднегаленковский	Позднегаленковский	Раннекоркинский	Среднекоркинский	Позднекоркинский	Ранний североалчанский	Поздний североалчанский	Кангаузский
<i>C. denticulata</i> (Brongn.) Font.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>C. distans</i> Oishi		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>C. opposita</i> Pryn.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>C. virginicensis</i> Font.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Cladophlebis</i> sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Sphenopteris elegans</i> Oishi		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>S. stricta</i> (Newb.) Bell		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Sphenopteris</i> sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
“ <i>Salvinia</i> ” sp. 1		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
“ <i>Salvinia</i> ” sp. 2		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Кейтониевые													
<i>Caytonia orientalis</i> Krassil.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Sagenopteris variabilis</i> (Velen.) Velen.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>S. mantellii</i> (Dunk.) Schenk.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>S. aff. mantellii</i> (Dunk.) Schenk.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Sagenopteris</i> sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Цикадофиты													
<i>Anomozamites</i> sp. A		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Anomozamites</i> sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Dictyozamites grossinervis</i> Yok.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>D. cordatus</i> (Krysh.) Pryn.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>D. imamurae</i> Oishi		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Dictyozamites</i> sp. A		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Dictyozamites</i> sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Williamsonia pacifica</i> Krysh.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Zamiophyllum ivanovii</i> (Krysh. et Pryn.) Krassil.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Z. buchianum</i> (Ett.) Nath.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Zamiophyllum</i> sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Cycadeoidea bikinensis</i> Krassil.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Cycadeoidea</i> sp. A		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Otzozamites aff. schenckii</i> (Heer) Tanai		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>O. cf. schenckii</i> (Heer) Tanai		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Otzozamites</i> sp. 1		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Otzozamites</i> sp. 2		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Otzozamites</i> sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Zamites borealis</i> Heer		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Z. aff. borealis</i> Heer		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Zamites</i> sp. A		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Subzamites</i> sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Neozamites verchojanensis</i> Vachr.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>N. denticulatus</i> (Krysh. et Pryn.) Vachr.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Pterophyllum sutschanense</i> Pryn.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>P. burejense</i> Pryn.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>P. manchurense</i> (Oishi) Krassil.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Pterophyllum</i> (Tymia) <i>pterophylloides</i> Pryn.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Pterophyllum</i> sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Leptopterophyllum pterophylloides</i> (Pryn.) Krassil.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Ptilophyllum</i> sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Cycadites sulcatus</i> Krysh. et Pryn.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Cycadites</i> sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Cycadolepis</i> sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Pseudocycas</i> sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Paracycads aff. brevipinnatus</i> Delle		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Nilssoniopteris rhitidorachis</i> (Krysh.) Krassil.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>N. robusta</i> (Krysh. et Pryn.) Krassil.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*

Таблица 1. Продолжение

Таксоны	Комплексы	Алчанская впадина						Раздольненская впадина			Партизанская впадина																
		Раннеассикий			Позднеас-сиаковский			Раннеал-чанский			Позднеал-чанский																
		Ранний	Поздний	Подкомплексы (П/к)	Ранний	Средний	Поздний	Ранний	Средний	Поздний	Столбовской	Раннелиповецкий	Позднелиповецкий	Раннегаленковский	Среднегаленковский	Позднегаленковский	Раннекоркинский	Поздний старослучанский	Ранний северослучанский	Поздний северослучанский	Ранний	Поздний	П/к	Френцев-ский	Кантгаузский	Романовский	Бровничанский
<i>N. aff. prynadae</i> Samyl.		*	*	*								*	*	*	*	*	*										
<i>Nilssoniopteris</i> sp.																											
<i>Encephalartopsis vachrameevii</i> Volynets sp. nov.																											
<i>Encephalartopsis</i> sp. A																											
<i>Neodoratophyllum sulcatum</i> (Pryn.) Krassil.																											
<i>Ctenis yokoyamae</i> Krysh.																											
<i>C. kaneharai</i> Yok.																											
<i>C. cf. borealis</i> (Daws.) Bell																											
<i>Ctenis</i> sp.																											
<i>Pseudocetenis eathiensis</i> (Rich.) Sew.																											
<i>P. aff. eathiensis</i> (Rich.) Sew.																											
<i>Pseudocetenis</i> sp.																											
<i>Nilssonia densinervis</i> (Font.) Berry																											
<i>N. prynadii</i> Vachr.																											
<i>N. ex gr. orientalis</i> Heer																											
<i>N. nicanica</i> Pryn.																											
<i>N. canadensis</i> Bell																											
<i>N. mediana</i> (Leck. ex Bean MS) Fox-Strang.																											
<i>N. lobatidentata</i> Vassil.																											
<i>N. yukonensis</i> Hollick																											
<i>N. ex gr. bronniartii</i> (Mant.) Dunk.																											
<i>Nilssonia</i> sp.																											
<i>Nilssonia</i> sp. 1																											
<i>Nilssonia</i> sp. 2																											
<i>Taeniopteris bikinensis</i> Schoroch.																											
<i>T. cf. bikinensis</i> Schoroch.																											
<i>Taeniopteris</i> sp.																											
“Nikania” sp.																											
Гинкговые																											
<i>Ginkgo concinna</i> Heer																											
<i>G. pluripartita</i> (Schimp.) Heer																											
<i>G. huttonii</i> (Sternb.) Heer																											
<i>G. ex gr. adiantoides</i> (Ung.) Heer																											
<i>G. cf. coreacea</i> Florin																											
<i>Ginkgo</i> sp.																											
<i>Baiera manchurica</i> Yabe et Oishi																											
<i>B. cf. polymorpha</i> Samyl.																											
<i>Baiera</i> sp.																											
<i>Sphenobaiera</i> cf. <i>uninervis</i> Samyl.																											
<i>Sphenobaiera</i> sp.																											
<i>Pseudotorellia</i> ex gr. <i>angustifolia</i> Dolud.																											
<i>Pseudotorellia</i> sp.																											
Чекановские																											
<i>Phoenicopsis</i> ex gr. <i>angustifolia</i> Heer																											
<i>Phoenicopsis</i> sp.																											
<i>Czekanowskia</i> aff. <i>vachrameevii</i> Kiritchk. et Samyl.																											
<i>C. cf. ninae</i> Kiritchk. et Samyl.																											
<i>C. ex gr. rigida</i> Heer																											
<i>Leptostrobus mollis</i> Pryn.																											
<i>Leptostrobus</i> sp.																											
Хвойные																											
<i>Podozamites</i> ex gr. <i>lanceolatus</i> (L. et H.) Schimp.																											
<i>P. tenuinervis</i> Heer																											
<i>Podozamites</i> sp.																											
<i>Araucariodendron heterophyllum</i> Krassil.																											

Таблица 1. Продолжение

Таксоны	Комплексы	Алчанская впадина						Раздольненская впадина		Партизанская впадина	
		Подкомплексы (П/к)			Раннеассийский			Позднеасс-сиакский			
		Ранний	Поздний	Ранний	Средний	Поздний	Ранний	Средний	Поздний	Ранний	Поздний
		П/к	П/к	П/к	П/к	П/к	П/к	П/к	П/к	П/к	П/к
<i>A. oblongifolium</i> Krassil.											
<i>Araucarioidendron</i> sp.											
<i>Ussuriocladus racemosus</i> (Halle) Krysht. et Pryn.											
<i>Pagiophyllum orientale</i> Krysht. et Pryn.											
<i>Pagiophyllum</i> sp.											
<i>Podocarpus harrissii</i> Krassil.											
<i>P. suifunensis</i> Krassil.											
<i>P. cf. nicanicus</i> Krassil.											
<i>Podocarpus</i> sp.											
<i>Nageiopsis ussuriensis</i> Krysht. et Pryn.											
<i>Nageiopsis</i> ex gr. <i>heterophylla</i> Font.											
<i>Pseudolarix doroфеевii</i> Samyl.											
<i>P. (Pityocladus) kolymensis</i> Samyl.											
<i>P. aff. doroфеевii</i> Samyl.											
<i>Pseudolarix</i> sp.											
<i>Pityocladus pseudolarixoides</i> Samyl.											
<i>Pityocladus</i> sp. A											
<i>Pityophyllum</i> ex gr. <i>nordenskioldii</i> Heer											
<i>Pityophyllum</i> sp.											
<i>Pityospermum</i> aff. <i>prynadae</i> Krassil.											
<i>P. prynadae</i> Krassil.											
<i>Pityospermum</i> sp.											
<i>Pityospermum</i> sp. 1											
<i>Pityospermum</i> sp. 2											
<i>Pityostrobus piceoides</i> Samyl.											
<i>Pityostrobus</i> sp.											
<i>Pityostrobus</i> sp. A											
<i>Pityolepis</i> sp. 1											
“ <i>Picea</i> ” sp. 1											
<i>Torreya nicanica</i> Krassil.											
<i>Torreites dicksonioides</i> (Daws.) Bell											
T. cf. <i>dicksonioides</i> (Daws.) Bell											
<i>Taxites brevifolius</i> (Font.) Samyl.											
<i>T. acuminatus</i> (Krysht. et Pryn.) Volynets comb.nov.											
<i>T. heterophyllum</i> (Holl.) Samyl.											
<i>Taxites</i> sp. A											
<i>Taxites</i> sp.											
<i>Elatides asiatica</i> (Yok.) Krassil.											
<i>E. splendida</i> Bell											
<i>Elatides</i> sp. A											
<i>Sequoia fastigiata</i> (Sternb.) Heer											
<i>S. reichenbachii</i> (Gein.) Heer											
S. ex gr. <i>reichenbachii</i> (Gein.) Heer											
<i>S. ambigua</i> Heer											
<i>Sequoia</i> sp. 1											
<i>Sequoia</i> sp. 2											
<i>Sequoia</i> sp.											
<i>Cyparissidium gracile</i> Heer											
<i>Cyparissidium</i> sp.											
<i>Sphenolepis sternbergiana</i> (Dunk.) Schenk											
S. ex gr. <i>sternbergiana</i> (Dunk.) Schenk											
<i>S. kurriana</i> (Dunk.) Schenk											
<i>Sphenolepis</i> sp.											
<i>Athrotaxites berryi</i> Bell											
<i>A. sutschanicus</i> Krassil.											

Таблица 1. Продолжение

Таксоны	Комплексы	Алчанская впадина						Раздольненская впадина		Партизанская впадина	
		Раннеаasicкий		Позднеаasicкий		Подкомплексы (П/к)		Раннеаasicкий		Позднеаasicкий	
		Ранний	Поздний	Ранний	Поздний	Ранний	Средний	Ранний	Поздний	Ранний	Поздний
<i>Athrotaxopsis expansa</i> Font. emend. Berry											
<i>Athrotaxopsis</i> sp.		*									
“ <i>Cupressus</i> ” sp.											
<i>Tsuga cretacea</i> (Heer) Newb.											
<i>Brachyphyllum douglassi</i> Bell											
<i>B. aff. mammillare</i> Brongn.											
<i>B. japonicum</i> (Yok.) Oishi											
<i>B. ex gr. obesum</i> Heer											
<i>Brachyphyllum</i> sp.											
<i>Elatocladus obtusifolius</i> Oishi											
<i>E. gracillimus</i> (Holl.) Sveschn.											
<i>E. smittiana</i> (Heer) Sew.											
<i>Elatocladus</i> sp.											
“ <i>Abietites</i> ” <i>angusticarpus</i> Font.											
<i>Schizolepis neimengensis</i> Deng											
<i>S. cretacea</i> Samyl.											
<i>Schizolepis</i> sp. A											
<i>Schizolepis</i> sp. 1											
<i>Schizolepis</i> sp. A											
<i>Stachyotaxus</i> sp. A											
<i>Coniferites</i> sp.											
<i>Conites</i> sp. 1											
<i>Conites</i> sp. 2											
<i>Conites</i> sp. A (<i>Metasequoia</i> sp.?)											
<i>Conites</i> sp. B											
<i>Conites</i> sp.											
Покрытосеменные											
<i>Magnoliaeophyllum</i> sp.											
<i>Magnoliaeophyllum</i> sp. 1											
<i>Magnoliaeophyllum</i> sp. 2											
<i>Sapindopsis variabilis</i> (Font.) Berry											
<i>S. aff. variabilis</i> (Font.) Berry											
<i>S. brevifolia</i> Font.											
<i>Sapindopsis</i> sp.											
<i>Cinnamomoidea</i> ex gr. <i>ievlevii</i> Samyl.											
<i>Vitiphyllo</i> (Cissites) sp.											
<i>V. (Cissites) parvifolium</i> Font.											
<i>Cissites</i> aff. <i>uralensis</i> Krysh.											
<i>Cissites</i> sp.											
<i>Sassafras ussuriensis</i> Krassil.											
<i>S. aff. ussuriensis</i> Krassil.											
<i>S. cretaceous</i> Font.											
<i>Sassafras</i> sp. A											
<i>Sassafras?</i> sp.											
<i>Quercophyllum</i> ex gr. <i>grossedentatum</i> Font.											
<i>Q. ex gr. tenuinerve</i> Font.											
<i>Quercophyllum</i> sp.											
<i>Celastrophyllo</i> ex gr. <i>oppositifolius</i> Samyl.											
<i>C. cf. serrulatus</i> Samyl.											
<i>Celastrophyllo</i> sp.											
<i>Lindera jarmoljukii</i> E. Lebed.											
<i>Araliaeophyllum obtusilobum</i> Font.											
<i>A. rotundilobata</i> (Newb.) Fritel											
<i>A. samargense</i> Nevol.											
<i>A. cf. parvidensis</i> (Holl.) Philipp.											

Таблица 1. Окончание

Таксоны	Комплексы									
	Алчанская впадина					Раздольненская впадина			Партизанская впадина	
	Раннеассикий		Позднеас-сиаевский		Подкомплексы (П/к)	Ранний	Поздний	Ранний	Средний	Поздний
<i>Araliaeophyllum</i> sp. 1										
<i>Araliaeophyllum</i> sp. 2										
<i>Araliaeophyllum</i> sp.										
<i>Aralia lucifera</i> Krysh.										
<i>Cercidiphyllum</i> aff. <i>sachalinensis</i> Krysh.										
<i>Cercidiphyllum</i> sp.										
<i>Tetracenton</i> aff. <i>potomacence</i> (Ward) Iljinsk.										
<i>Artocarpidium</i> sp.										
<i>Laurophyllum</i> sp. 1		*								
<i>Laurophyllum</i> sp. 2										
<i>Laurophyllum</i> sp.										
<i>Diospiros</i> sp. A										
<i>Ficus?</i> <i>glascoeana</i> Lesq.										
<i>Andromeda</i> <i>spatulata</i> Bell										
<i>Menispermites</i> sp.										
<i>Platanus</i> <i>newberryana</i> Heer										
<i>P. cuneifolia</i> (Bronn.) Vachr.										
<i>P. embicola</i> Vachr.										
<i>P. oleinicotii</i> Nevol.										
<i>P. cf. primaeva</i> Lesk.										
<i>Platanophyllum</i> sp. 1										
<i>Platanophyllum</i> sp. 2										
<i>Platanophyllum</i> sp. A										
<i>Platanophyllum</i> sp.										
<i>Protophyllum</i> aff. <i>sterbergii</i> Lesq.										
<i>Protophyllum</i> sp.										
<i>Pseudoprotophyllum</i> sp.										
<i>Paraprotophyllum</i> sp.										
<i>Credneria</i> sp.										
“ <i>Scheffleraephyllum</i> ” sp. 1										
“ <i>Scheffleraephyllum</i> ” sp. 2										
<i>Dicotylophyllum</i> sp. 1										
<i>Dicotylophyllum</i> sp. 2 (Platonioid leaf fragments)										
<i>Dicotylophyllum</i> sp. A										
<i>Dicotylophyllum</i> sp.										
<i>Dalembia</i> sp. A										
<i>Quereuxia angulata</i> (Newb.) Krysh.										
<i>Pandanophyllum ahneritii</i> Krysh.										
<i>Potamogeton</i> sp. A										
<i>Nyssidium orientale</i> Samyl.										
<i>Nyssidium</i> sp.										
<i>Onoana nicanica</i> Krassil.										
<i>Onoana</i> sp.										
<i>Kenella harrisiana</i> Samyl.										
<i>K. filatovii</i> Samyl.										
<i>Kenella</i> sp.										
Растения неясного систематического положения										
<i>Desmiophyllum</i> sp.										
<i>Machairostrobus sutschanicus</i> Krassil.										
<i>Zamiopsis sujfunensis</i> (Krysh. et Pryn.) Krassil.										
<i>Sujfunophyllum dichotomum</i> Krassil.										
<i>Chankanella vachrameevii</i> Krassil.										
<i>Carpolithes cinctus</i> Nath.										
<i>Carpolithes</i> sp.										

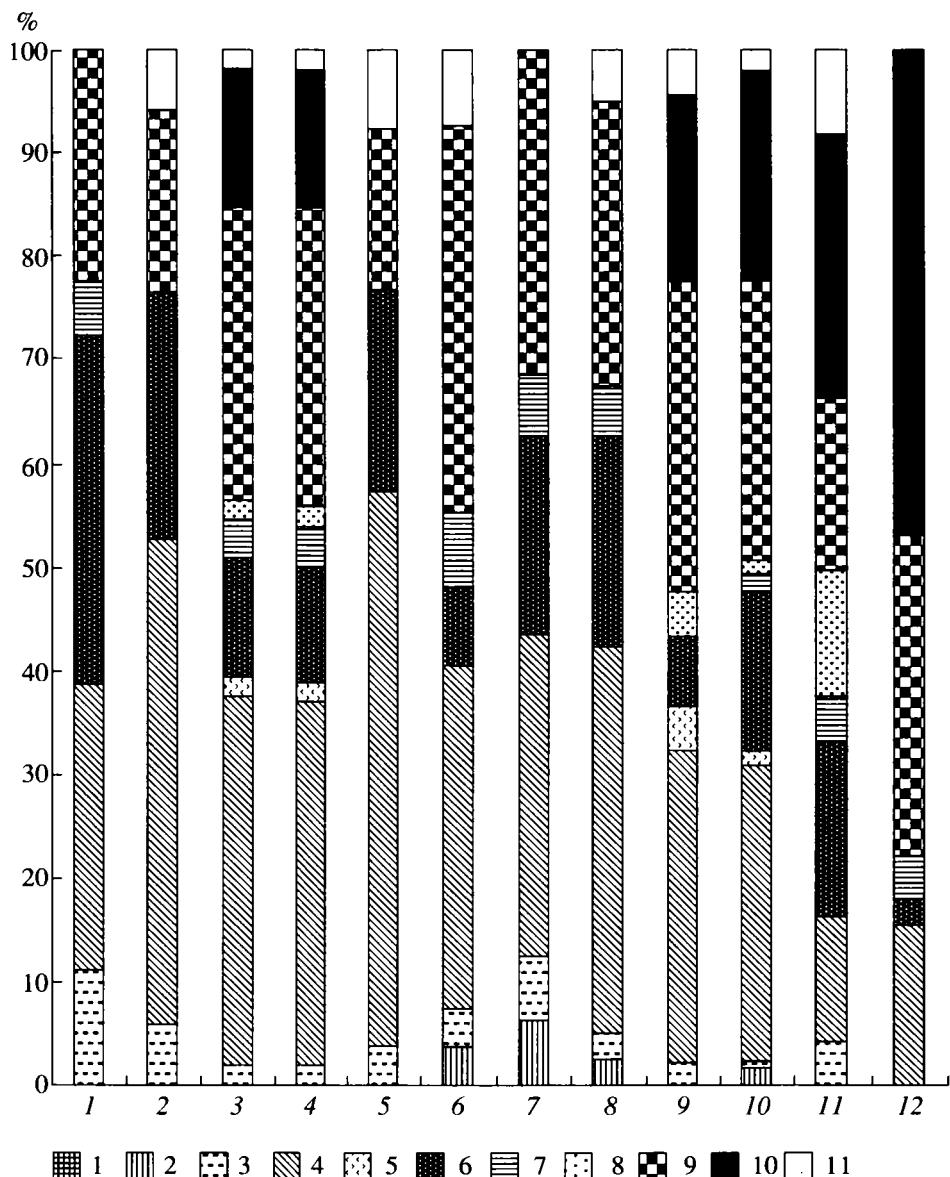


Рис. 2. Соотношение отдельных групп растений в составе меловой флоры Алчанской впадины.

1–12 комплексы: 1 – раннеассикаевский, 2 – позднеассикаевский (ранний подкомплекс), 3 – позднеассикаевский (поздний подкомплекс), 4 – позднеассикаевский (в целом), 5 – раннеалчанский (ранний подкомплекс), 6 – раннеалчанский (средний подкомплекс), 7 – раннеалчанский (поздний подкомплекс), 8 – раннеалчанский (в целом), 9 – позднеалчанский (ранний подкомплекс), 10 – позднеалчанский (средний подкомплекс), 11 – позднеалчанский (поздний подкомплекс), 12 – столбовской.

1 – мохообразные; 2 – плауновидные; 3 – хвоевые; 4 – папоротники; 5 – кеттониевые; 6 – цикадофиты; 7 – гингковые; 8 – чекановские; 9 – хвойные; 10 – покрытосеменные; 11 – растения неясного систематического положения.

моллюски (табл. 2). В нижней – *Thracia ex gr. sanctae-crucis* Picter et Camp., *Aucelina cf. caucasica* (Buch), в средней – *Entolium utucocensis* Imlay, *Macromya* sp., *Plyuromia cf. kelleri* Imlay, *Aucelina caucasica* (Buch), а в верхней частях *Leda* sp., *Entolium utucocensis* Imlay, *Aucelina caucasica* (Buch), *Inoceramus ex gr. altifluminis* McLearn, *Thracia cf. stelcki* McLearn, *Gresslya* sp. По мнению В.П. Коновалова

(Маркевич и др., 2000) возраст фауны моллюсков средний альб (вероятнее его первая половина).

Раннеалчанский ФК установлен из нижнеалчанской подсвиты (Волынец, 1997; 2001). Он представлен 40 таксонами. Доминируют папоротники (15 таксонов) родов *Osmunda*, *Anemia*, *Dicksonia*, *Birisia*, *Arctopteris*, с незначительным участием *Ruffordia*, *Gleichenites*, *Alsophilites*, *Coniopteris*, *Onychiopsis*, *Acrostichopteris*. Среди хвойных

Таблица 2. Схема стратиграфических подразделений и ФК Алчанской впадины

Биостратиграфические подразделения					Литостратиграфические подразделения	
Ярус	Подъя- рус	Слои с фауной (Маркевич и др., 2000)	Флористические комплексы	Подкомплексы	Свита (толща)	Подсвита (пачка)
Сеноман	Верхний		Столбовской		Столбовская	Верхняя
	Нижний					Нижняя
Альб	Верхний	Eogunarites sp.	Позднеалчанский	Поздний	Алчанская	Верхняя
				Средний		
	Средний	Subarcthoplites talkeetnanus, Paragastropolites ex gr. spiekeri		Ранний		
		Раннеалчанский	Поздний	Нижняя		
			Средний			
	Нижний	Phyllopachyceras ex gr. theresae, Anagaudryceras aurarium, Inoceramus ex gr. fitifluminis, Aucellina caucasica	Позднеассикаевский	Ранний		Верхняя
Апт		Inoceramus anglicus, Aucellina caucasica, A. anadyrensis, A. ucturiensis и др.		Поздний	Ассиаевская	Средняя
		Hulenites sp., Nucula sp., Isognomon sp. и др.	Раннеассикаевский	Ранний		Нижняя

обычны *Podozamites* ex gr. *lanceolatus*, *Elatides asiatica*, *Torreya* cf. *dicksonioides*, *Sequoia reichenbachii*, *Athrotaxites berryi*, *Athrotaxopsis expansa*, редки *Pseudolarix* sp. и *Sequoia ambigua*. Среди цикадофитов постоянны *Pterophyllum sutschanense*, *Taeniopteris bikinensis*, *Nilssonia* ex gr. *brongniartii*, *N. densinervis*, редки *Ctenis* и *Pseudocetenis*. Среди гинкговых наиболее характерен *Ginkgo* ex gr. *adiantoides*, крайне редко встречается *Sphenobaiera* (табл. 1, рис. 2). Особенность комплекса – доминирование папоротников (37.5%) и хвойных (27.5%), снижение роли цикадофитов и отсутствие цветковых. В этом ФК выделяется три подкомплекса.

Ранний п/к установлен из базальных и надбазальных частей разреза нижнеалчанской подсвиты в нижнем течении р. Бикин. Наиболее многочисленны папоротники (14 таксонов) родов *Osmunda*, *Onychiopsis*, *Ruffordia*, *Dicksonia*, *Birisia*, *Coniopteris*, *Cladophlebis*, среди которых обильны *Gleichenites porsildii* и *Anemia dicksoniana*. Часто встречаются также *Osmunda denticulata*, *Onychiopsis psilotoides* и *Cladophlebis opposita*, редки *Gleichenites zippei*, *Acrostichopteris* sp., *Alsophilites nipponensis*, *Coniopteris setacea*, *Arctopteris* aff. *kolyomensis* и *Cladophlebis frigida*. Немногочисленны цикадофиты родов *Pterophyllum*, *Nilssonia*, *Taeniopteris*. Однако *Taeniopteris bikinensis* встречается чаще. В группе хвойных преобладают *Sequoia reichenbachii* и *Elatides asiatica* (табл. 1). Особенность п/к – доминирование папоротников (53.8%) и значительное участие *Sequoia reichenbachii* совместно с *Elatides asiatica* (рис. 2).

Средний п/к установлен из средней части разреза нижнеалчанской подсвиты в бассейнах рек Сольда, Малая Сахалинка и Крутобережная. Доминируют хвойные, из которых наиболее многочисленны *Athrotaxites berryi* и *Elatides asiatica*. Значительно участие *Sequoia reichenbachii*, появляется *Sequoia ambigua*. Субдоминантами являются папоротники, в составе которых более часто встречаются *Anemia dicksoniana*, *Dicksonia concinna*, *Birisia onychioides* и *Cladophlebis frigida*. Очень редки цикадофиты (*Ctenis* sp. и *Pseudocetenis* sp.) и гинкговые (*Ginkgo* ex gr. *adiantoides* и *Sphenobaiera* sp.). Особенность п/к – доминирование хвойных (37.1%) со значительным участием *Sequoia reichenbachii*, а среди папоротников возрастает роль представителей родов *Anemia* и *Osmunda* (рис. 2).

Поздний п/к установлен из верхней части разреза нижнеалчанской подсвиты на правобережье р. Бикин – г. Точильная. Доминируют папоротники, среди которых часто встречается *Anemia dicksoniana*. Субдоминанты – цикадофиты, в составе которых многочисленны *Pterophyllum sutschanense* и *Nilssonia densinervis*. По-прежнему велико участие хвойных, особенно *Elatides asiatica* и *Athrotaxopsis expansa*. Единичны остатки *Lycopodites*, *Equisetum*, *Ginkgo*, *Nageiopsis*, *Taxites*. Характерная черта п/к – доминирование (до 31.3%) папоротников и хвойных, при значительном (18.8%) участии цикадофитов (рис. 2).

Позднеалчанский ФК установлен из верхнеалчанской подсвиты в междуречье Алчан–Бикин–Маревка (Волынец, 1997, 2001). Для него ха-

терно таксономическое богатство (более 150 таксонов). В нем доминируют папоротники и хвойные (по 41 таксону), значительно участие (субдоминанты) покрытосеменных и цикадофитов (по 26 таксонов). Им сопутствуют гинкговые, чекановские и редкие кейтониевые, мхи, плауны и хвощи (табл. 1, рис. 2). ФК подразделяется на три подкомплекса.

Ранний п/к установлен из нижней части разреза верхнеалчанской подсвиты в среднем течении р. Бикин. В нем доминируют папоротники, в составе которых наиболее многочисленны представители родов *Osmunda*, *Gleichenites*, *Arctopteris*. Субдоминанты – хвойные, представленные теми же родами и видами, что и в раннеалчанском ФК. Однако среди них чаще встречаются представители родов *Podozamites* (*P. tenuinervus*), *Brachyphyllum*, *Pseudolarix*, *Pityocladius*. Редки цикадофиты (*Neozamites*), кейтониевые (*Caytonia*, *Sagenopteris*) и чекановские (Phoenicopsis и *Czekanowskia*). Особенность п/к – участие двудольных родов *Sapindopsis*, *Sassafras*, *Quercophyllum*, *Araliaephllum*, *Laurophyllum* и *Dicotylophyllum*. Для п/к характерно высокое таксономическое разнообразие за счет вновь появившихся покрытосеменных, кейтониевых и некоторых представителей хвойных родов *Brachyphyllum*, *Pityocladius*.

Средний п/к установлен из средней части верхнеалчанской подсвиты в нижнем и среднем течении рек Алчан, Бикин, Маревка. Для него характерно чрезвычайное разнообразие (более 140 таксонов). Доминируют папоротники (40 таксонов), среди которых наиболее представительны роды *Gleichenites* (*G. porsildii*, *G. aff. porsildii*, *G. zippei*, *G. gieseckianus* и др.), *Birisia* (*B. onychioides*, *B. jellisejevii*, *B. alata*, *B. oerstedtii*, *B. samylinae* и др.), *Coniopterus* (*C. asplenoides*, *C. setacea*, *C. ex gr. arctica*, *C. sp.*), *Arctopteris* (*A. kolymensis*, *A. aff. kolymensis*, *A. aff. heteropinnula*, *A. sp.1*) и *Eogymnoscarpium* (*E. aff. sinense*, *E. sp. A*, *E. sp. B*). Субдоминанты – хвойные (37 таксонов) с многочисленными представителями семейств *Pinaceae* (*Pseudolarix*, *Pityophyllum*, *Pityocladius*, *Pityospermum*, *Pityostrobus*, *Pityolepis* и "Picea") и *Taxodiaceae* (*Elatides*, *Athrotaxites*, *Athrotaxopsis* и *Sequoia*). Им сопутствуют покрытосеменные (29 таксонов). Их состав, кроме представителей обычных родов *Sapindopsis*, *Sassafras*, *Quercophyllum*, *Araliaephllum*, *Laurophyllum*, *Dicotylophyllum*, дополнили представители родов *Cinnamomoides*, *Vitiphllum*, *Cissites*, *Celastrophylum*, *Lindera*, *Menisperites*, *Magnoliaephllum*, *Dalembia* и *Dicotylophyllum* с платаноидной листовой пластинкой. Велико разнообразие цикадофитов (22 таксона), среди которых доминируют субтропические *Cusadeoidea bikinensis* и *Zamiophyllum ivanovii*. Менее разнообразны гинкговые (3 таксона) и чекановские (2), редко встречаются кейтониевые, хвощевые, плауновидные, мохообразные и плоды двудольных *Kenella*.

Особенность п/к – увеличение видового разнообразия как среди папоротников и голосеменных, так и среди цветковых. В слоях с растительными остатками найдены домики личинок ручейников (Жерихин, Сукачева, 1990), крылья насекомых, плавники и хребты рыб и раковины гастропод.

Поздний п/к установлен из верхней части верхнеалчанской подсвиты в среднем течении р. Бикин. Доминируют покрытосеменные (6 видов) родов: *Sassafras*, *Sapindopsis*, *Quercophyllum*, *Araliaephllum*, *Laurophyllum*, из которых наиболее часто встречаются *Araliaephllum* sp. Субдоминанты – хвойные (*Elatides asiatica*, *Athrotaxopsis expansa*, *Sequoia reichenbachii*, *S. sp.1*) и цикадофиты (*Otozamites* sp., *O. sp.1*, *O. sp.2* и *Nilssoniopteris aff. prynadæ*). Им сопутствуют чекановские. Снижается участие папоротников (*Gleichenites* sp., *Anemia dicksoniana*, *Onychiopsis psilotoides*), единичны хвощевые и семена. Особенность п/к – доминирование цветковых и резкое сокращение разнообразия в других группах высших растений (рис. 2).

Столбовской ФК установлен из верхней части столбовской толщи в среднем течении р. Алчан (Неволина, 1990; Волынец, 2001; Волынец, Неволина, 2003). В нем изучено 43 таксона. Доминируют покрытосеменные, среди которых часто встречаются крупнолистные платанообразные родов *Platanophyllum*, *Pseudoprotophyllum* и *Paraprotophyllum*. Обычны листья *Araliaephllum*, "Scheffleraephllum" и *Menisperites* появляются водные двудольные *Quereuxia*. Субдоминанты – хвойные, среди них многочисленны представители родов *Podozamites*, *Athrotaxopsis*, *Pityophyllum*, *Sequoia*, реже принимают участие *Taxites* ("Cephalotaxopsis") *heterophyllum*?, *Sequoia reichenbachii*, *Brachyphyllum douglasii* и *Elatocladus smittiana*, появляются представители рода *Thuja*. Им сопутствуют папоротники родов *Coniopterus*, *Gleichenites*, *Anemia*, *Sphenopteris* и *Cladophlebis*. Принимает участие водный папоротник "Salvinia" (листья и генеративные органы). Редки цикадофиты (*Nilssonia* sp.) и гинкговые (*Ginkgo ex gr. adiantoides*). Единичны водные однодольные – "Potamogeton" sp. A. (табл. 1, рис. 2). Собраны раковины филлопод. Особенность ФК – доминирование (48.8%) покрытосеменных.

ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ

Раздольненская впадина

Апт-сеноманские отложения впадины представлены угленосными и туфогенно-осадочными породами, которые подразделены на липовецкую (апт) и галенковскую (ранний начало позднего альба) свиты и нерасчлененные отложения коркинской (поздний альб-сеноман) серии (Назаренко, Бажанов, 1989; Решения IV МРСС ..., 1994; Региональная стратиграфическая ..., 2001). За последние 20 лет из этих отложений собрана богатейшая ископаемая флора, изучен ее таксономический со-

став и выделено шесть флористических комплексов (рис. 3).

Раннелиповецкий ФК установлен в нижней части липовецкой свиты в бассейне р. Раздольная и на полуострове Муравьева-Амурского (Волынец, Неволина, 2003). Он характеризуется значительным таксономическим разнообразием (64 таксона). Доминируют папоротники (25 видов), среди которых многочисленны остатки *Ruffordia goerperpii*, *Natherstia pectinata*, *Alsophilites nipponensis*, "Polypodites" polysorus, субдоминанты цикадофиты. Наиболее часто встречаются *Pterophyllum burejense*, *Nilssoniopteris rhitidorachis*, *Zamiophyllum ivanovii*, *Cycadites sulcatus*, *Ctenis yokoyamae*, *Nilssonia nicanica*, *N. ex gr. brongniartii*. Среди хвойных преобладают *Araucariodendron heterophyllum*, *Elatides asiatica*, *Podocarpus harrisi*, *Athrotaxites betpui* и *Brachyphyllum japonicum*. Остатки кейтониевых, гинкговых, мохобразных, плауновидных и хвоцевых – редки (табл. 1). Особенность ФК – доминирование папоротников (40.5%) и цикадофитов (32.8%) при значительном участии хвойных (рис. 3).

Позднелиповецкий ФК установлен из верхней части липовецкой свиты в бассейне р. Раздольная и на полуострове Муравьева-Амурского (Волынец, Неволина, 2003). Он характеризуется высоким таксономическим разнообразием (88 таксонов). В комплексе доминируют папоротники (32 вида), среди которых чаще встречаются представители родов *Gleichenites*, *Onychiopsis*, *Dicksonia*, *Coniopteris*, *Natherstia*, *Eboracia*, *Lobifolia*. Появляются представители "молодых" родов *Osmunda*, *Birisia*, *Anemia*, *Arcptopteris*. Субдоминанты – цикадофиты (21 вид) и хвойные (18 видов). Среди цикадофитов обильны *Nilssoniopteris rhitidorachis*, *Cycadites sulcatus*, *Zamites borealis*, *Zamiophyllum ivanovii*, *Dictyozamites grossinervis*, *D. cordatus*, *Pterophyllum sutschanense*, *Pseudocetnies eathiensis*. Разнообразны и многочисленны нильсониевые – *Nilssonia densinervis*, *N. canadensis*, *N. ex gr. orientalis*, *N. nicanica*, *N. prynadii*, *N. mediana*, *N. ex gr. brongniartii*. В составе хвойных часто принимают участие представители родов *Athrotaxopsis*, *Athrotaxites*, *Elatides*, *Podocarpus*, *Brachyphyllum*, *Podozamites*. Редки кейтониевые (*Sagenopteris*), гинкговые (*Ginkgo*, *Baiera*, *Pseudotorellia*), чекановскиевые (*Phoenicopsis*, *Czekanowskia*), плауновидные (*Lycopodites*), хвоцевые (*Equisetum*), а также голосеменные неустановленного систематического рода *Zamiopsis* (табл. 1, рис. 3). Особенность ФК – увеличение таксономического разнообразия за счет участия "молодых" представителей родов *Osmunda*, *Birisia*, *Anemia*, *Sequoia* и появление чекановскиевых.

Раннегаленковский ФК установлен из нижней части галенковской свиты в бассейне р. Раздольная и на полуострове Муравьева-Амурского (Волынец, Неволина, 2003). Его таксономическое разнообразие невелико (31 таксон). В нем доминируют цикадофиты и папоротники. Цикадофиты

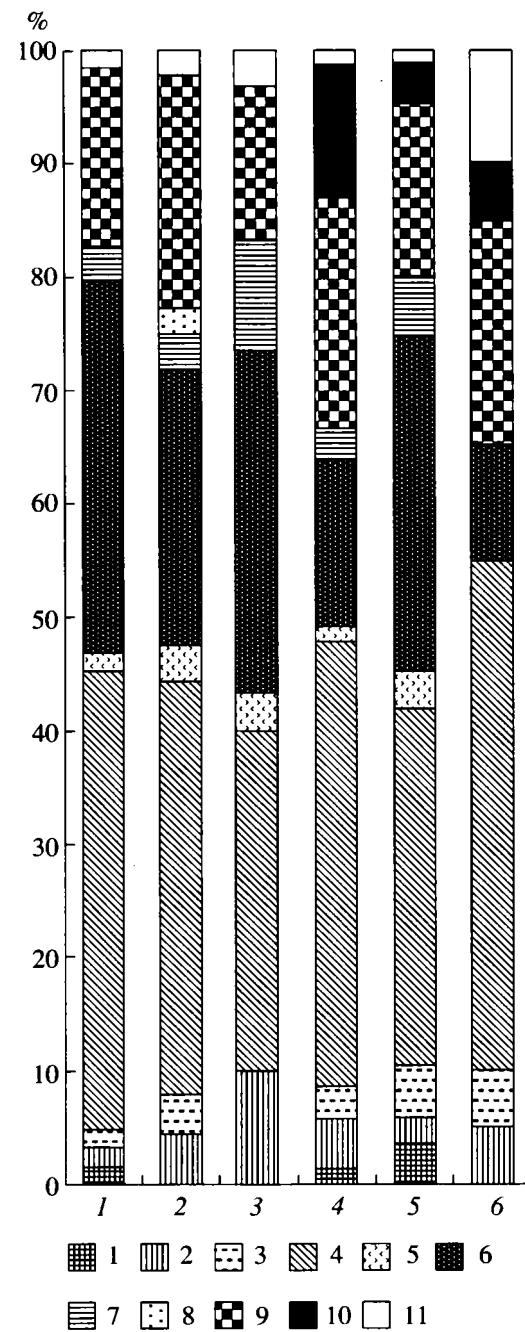


Рис. 3. Соотношение отдельных групп растений в составе меловой флоры Раздольненской впадины.

1–6 комплексы: 1 – раннелиповецкий, 2 – позднелиповецкий, 3 – раннегаленковский, 4 – среднегаленковский, 5 – позднегаленковский, 6 – раннекоркинский.

Усл. обозначения см. на рис. 2

представлены родами *Dictyozamites*, *Pterophyllum*, *Leptopterophyllum*, *Nilssonia*, наиболее многочисленны *Dictyozamites cordatus*, *Leptopterophyllum pterophylloides*, *Nilssonia densinervis*, *N. ex gr. orientalis*. Среди папоротников обильны *Onychiopsis psilotoides*, *Teilhardia tenella* и *Anemia*

dicksoniana. Велико участие гинкговых с многочисленными *Ginkgo ex gr. adiantoides*, а *G. concinna* – редки. Среди плауновидных преобладают *Lycopodites prynadae*, хвойных – *Podozamites tenuinervis*, а кейтониевых – *Sagenopteris aff. mantellii* (табл. 1, рис. 3). Особенность ФК – доминирование раннемеловых цикадофитов (30%) и увеличение участия представителей “молодых” родов папоротников.

Среднегаленковский ФК установлен из средней части галенковской свиты в бассейне рек Раздольная, Барабашевка, а также на полуострове Муравьева-Амурского (Волынец, Неволина, 2003). Он характеризуется большим таксономическим разнообразием (69 таксонов) и доминированием папоротников (27 таксонов). В их составе многочисленны *Birisia alata*, *Anemia dicksoniana*, *Dicksonia concinna*, *Lobifolia novopokrovskii*, а также представители рода *Adiantopteris* (4 вида). Субдоминанты – хвойные (14 таксонов), среди которых часто встречаются *Podozamites tenuinervis*, *Taxites brevifolius*, *Sequoia reichenbachii*. В составе цикадофитов (10 таксонов) постоянны и обильны остатки *Neozamites denticulatus*, *Pterophyllum sutschanense*, *Nilssonia canadensis* и *N. ex gr. orientalis*. Постоянно участие двудольных *Sapindopsis*, *Dicotylophyllum* и *Cercidiphyllum*, а *Laurophyllum* – редки. Единичны остатки *Pseudotorellia* sp., *Sujunophyllum dichotomum*, однодольных *Pandanophyllum ahnertii* и плодов *Opoana* и *Nyssidium* (табл. 1). Особенность ФК – доминирование папоротников (39.2%) и хвойных (20.4%), при значительном участии представителей родов *Birisia*, *Anemia*, *Dicksonia*, *Adiantopteris*, *Taxites*, *Sequoia* и появление покрытосеменных (рис. 3).

Позднегаленковский ФК установлен из верхней части галенковской свиты в бассейнах рек Раздольная и Амба, на полуострове Муравьева-Амурского и в районе оз. Ханка (Волынец, Неволина, 2003). Он характеризуется значительным таксономическим разнообразием (86 таксонов), доминированием папоротников (27 таксонов) и цикадофитов (25 таксонов). Среди папоротников наиболее разнообразны представители родов *Coniopteris*, *Anemia* и *Osmunda*. Часто встречаются *Osmunda denticulata*, *Anemia dicksoniana*, *Gleichenites porsildii*, *Birisia oerstedtii*, *Cyathea aff. tyrmensis*, *Eogymnocarpium sinense* и *Lobifolia novopokrovskii*. Представители рода *Temskya* – редки. Из цикадофитов наиболее многочисленны *Pterophyllum burejense*, *P. sutschanense*, *Leptopterophyllum pterophylloides*, *Encephalartopsis vachrameevii*, *Nilssonia canadensis*, *N. ex gr. brongniartii*, появляются представители рода *Ctenis* (4 вида). Среди хвойных (13 таксонов) часто встречаются *Podozamites tenuinervis*, *Sequoia reichenbachii*, *Taxites acuminatus*, *T. brevifolius* и *Athrotaxopsis expansa*. Им сопутствуют крайне редкие кейтониевые, гинкговые и цветковые (табл. 1). Для ФК характерно увеличение видового разнообразия за счет папоротников

(31.2%) и цикадофитов (29.1%), снижение роли хвойных (15.1%) и крайне редкое (3.5%) участие покрытосеменных (рис. 3).

Раннекоркинский ФК установлен из нижней части нерасчлененных отложений коркинской серии в бассейне р. Амба. Его таксономический состав невелик (20 таксонов). В нем доминируют папоротники (9 таксонов), из которых наиболее часто встречается *Gleichenites porsildii*. Субдоминанты – хвойные (4 таксона), среди них *Sequoia reichenbachii* наиболее многочисленна. Редки плауновидные, хвоевые, цикадофиты, гинкговые и покрытосеменные (табл. 1). Особенность ФК – резкое сокращение разнообразия во всех группах высших растений, участие редких покрытосеменных (рис. 3).

ПАРТИЗАНСКАЯ ВПАДИНА

Во впадине апт-сеноманские отложения представлены континентальными угленосными, морскими и вулканогенно-терригенными образованиями. Они включают верхнюю часть старосучанской (апт), северосучанскую (ранний–начало среднего альба), френцевскую (средний альб), кангаузскую (поздний альб), романовскую (поздний альб), бровничанскую (поздний альб–ранний сеноман) и даданьшанскую (поздний сеноман) свиты (Волынец, 1998; Волынец и др., 2001; Региональная стратиграфическая..., 2001). В них собраны богатейшие растительные остатки. В результате детального изучения их таксономического состава и выделено восемь флористических комплексов.

Поздний старосучанский ФК установлен из верхней части старосучанской свиты в бассейне верхнего течения р. Партизанская (Волынец, 1998; Волынец, Неволина, 2003). Для него характерно незначительное таксономическое разнообразие (36 таксонов) и доминирование папоротников (13 таксонов). Среди них наиболее часто встречаются *Gleichenites gieseckianus*, *Onychiopsis psilotoides*, *Dicksonia concinna* и появляется *Anemia dicksoniana*. Субдоминанты – хвойные (8 таксонов), представленные главным образом *Elatides asiatica* и *Athrotaxopsis expansa*, появляется *Sequoia reichenbachii*. Среди цикадофитов (5 таксонов) многочисленны *Nilssonia ex gr. brongniartii*. Хвоевые (особенно *Equisetum cf. ramosus*), кейтониевые и плауновые – редки. Единичны чекановские (Leptostrobus mollis) и гинкговые (Pseudotorellia ex gr. angustifolia). Особенность ФК – доминирование папоротников (36%) и хвойных (22.2%), появление “молодых” таксонов *Anemia dicksoniana* и *Sequoia reichenbachii* (табл. 1, рис. 4).

Ранний северосучанский ФК установлен из нижней части северосучанской свиты в среднем течении р. Партизанская (Волынец, Неволина, 2003). Его таксономическое разнообразие невелико (33 таксона). В нем доминируют папоротни-

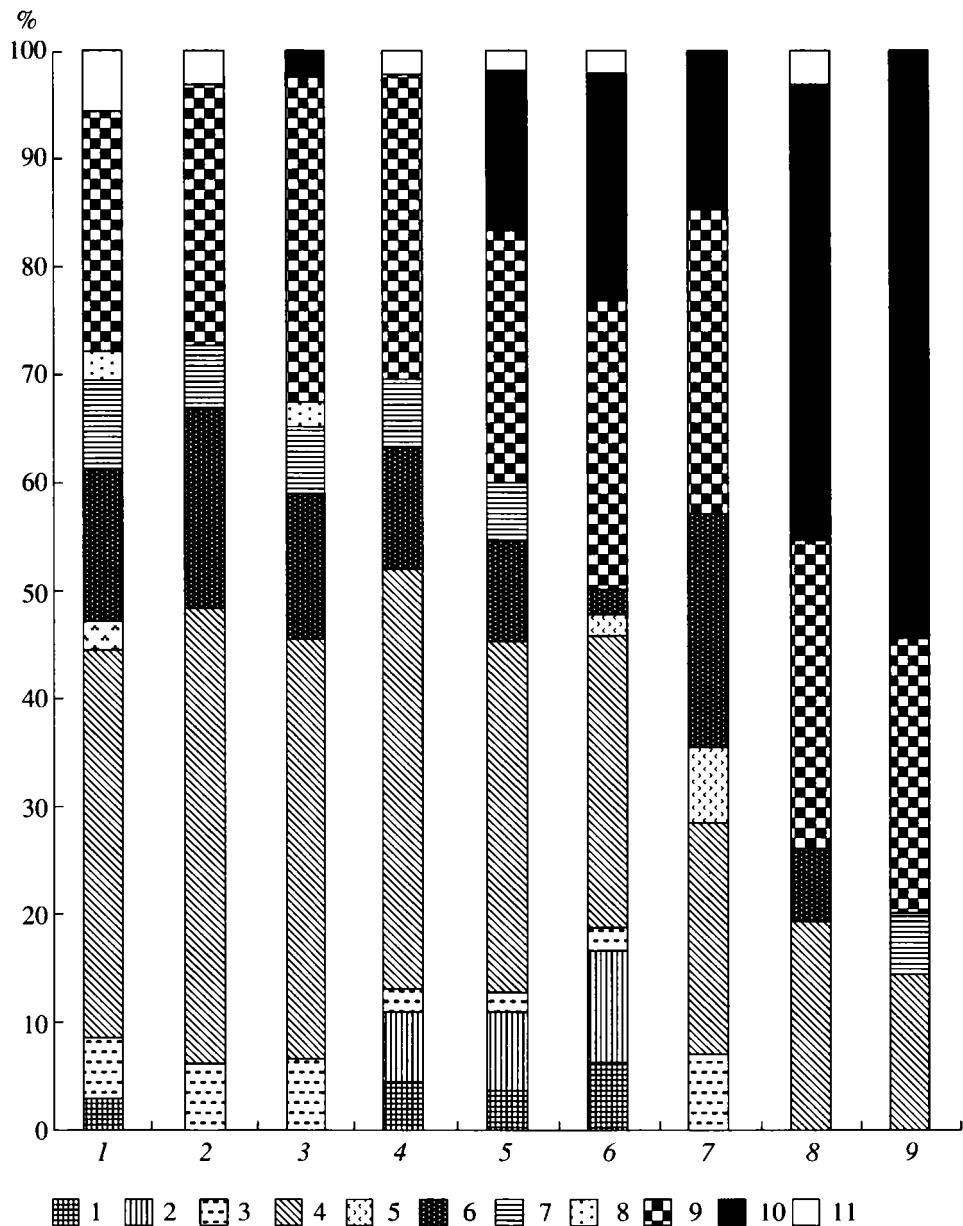


Рис. 4. Соотношение отдельных групп растений в составе меловой флоры Партизанской впадины.

1–9 комплексы: 1 – поздний старосучанский, 2 – ранний северосучанский, 3 – поздний северосучанский, 4 – френцевский (ранний подкомплекс), 5 – френцевский (поздний подкомплекс), 6 – кангаузский, 7 – романовский, 8 – бровничанский, 9 – даданьшанский.

Усл. обозначения см. на рис. 2.

ки (14 таксонов), среди которых велико участие *Osmunda denticulata*, *Gleichenites porsildii*, *Anemia dicksoniana*, *Birisia onychioides*, а *Birisia alata*, *Cyanopterus asplenoides*, *Teilhardia tenella* и *Cladophlebis virginicensis* редки. Субдоминанты – хвойные (8 таксонов). В их составе многочисленны *Athrotaxopsis expansa*, *Elatides asiatica*. Единичны *Taxites brevifolius*, *Araucariodendron oblongifolium*. Среди цикадофитов (6 таксонов) доминирует *Nilssonia canadensis*. Из хвоевидных часто встречается *Equi-*

setum ex gr. burejensis. Редки гинкговые (2 таксона), но часто принимает участие *Ginkgo ex gr. adiantoides* (табл. 1). Особенность ФК – доминирование папоротников (42.4%) и хвойных (24.2%), значительное участие представителей родов *Osmunda*, *Anemia*, *Athrotaxopsis* и редких *Taxites* (рис. 4).

Поздний северосучанский ФК установлен из верхней части северосучанской свиты в бассейне р. Партизанская (Волынец, Неволина, 2003). Он характеризуется небольшим таксономическим

разнообразием (46 таксонов). В нем доминируют папоротники (18 таксонов), среди которых многочисленны *Osmunda denticulata*, *Dicksonia concinna*, *Birisia onychioides*, *Gleichenites zippei*, *Anemia dicksoniana* и *Cladophlebis frigida*. Таксономическое разнообразие возрастает за счет появившихся, но еще редких новых таксонов: *Coniopteris asplenoides*, *C. setacea*, *Gleichenites zippei*, *Birisia ochotica*, *Anemia sutschanica*, *Arctopteris obtusipinnatus*, *Lobifolia novopokrovskii* и *Pelletiera ussuriensis*. Субдоминанты – хвойные (14 таксонов), среди них обильны *Podozamites ex gr. lanceolatus*, *Elatides asiatica*, *Athrotaxites berryi*, *Pseudolarix dorofeevii*, *Schizolepis nemengensis*. Реже встречаются *Podozamites tenuinervis*, *Torreya dicksonioides*, *Sequoia reichenbachii*, *Pityocladus pseudolarixoides*, *Taxites brevifolius*, *Schizolepis cretacea*. Им сопутствуют цикадофиты (6 таксонов), в составе которых часты *Pterophyllum sutschanense*, *Nilssonia ex gr. brongniartii*, а *Nilssonia densinervis* и представители родов *Anomozamites*, *Otozamites* – редки. Также редко встречаются гinkговые – *Ginkgo ex gr. adiantoides* и *Sphenobaiera* sp.; постоянно участие хвоцевых (3); единичны находки *Leptostrobus* и ранних цветковых – *Dicotylophyllum* sp. (табл. 1, рис. 4). Особенность ФК – значительное участие представителей эволюционно продвинутых родов папоротников и хвойных *Osmunda*, *Anemia*, *Birisia*, *Arctopteris*, *Torreya*, *Sequoia* и появление цветковых – *Dicotylophyllum* sp.

Френцевский ФК установлен из френцевской свиты в северной и центральной частях бассейна р. Партизанская, на восточном побережье Уссурийского залива и в бассейне р. Суходол (Волынец, Неволина, 2003). Для него характерно таксономическое разнообразие (55 таксонов). Доминируют папоротники (18 таксонов) с многочисленными *Osmunda denticulata*, *Anemia dicksoniana*, *Birisia onychioides*, а также *Vargolopteris rossica*, *Teilhardia tenella* и *Lobifolia novopokrovskii*. Участие *Anemia sutschanica*, *Birisia alata* и *B. ochotica* невелико. Субдоминанты – хвойные (13 таксонов), в составе которых часты *Athrotaxopsis expansa*, *Athrotaxites berryi*, *Sequoia ambigua* и *S. reichenbachii*. Значительно участие *Podozamites tenuinervis*, *Elatocladus obtusifolius* и *Sphenolepis kurriana*. Им сопутствуют цикадофиты (5 таксонов) с обильными *Nilssonia densinervis*. Гinkговые крайне редки и представлены преимущественно *Ginkgo pluripartita*. Постоянны плауновидные (главным образом *Lycopodites prynadae* и *L. ovatus*), единичны мхи и хвоцевые. Встречаются редкие цветковые "Magnoliaeophyllum" sp., *Dicotylophyllum* sp. A, *Sapindopsis variabilis*, *Sassafras ussuriensis*, *Artocarpidium* sp., *Laurophyllum* sp. и плоды *Nyssodium*, *Kenella* и *Carpolithes* (табл. 1, рис. 4). Особенность ФК – доминирование папоротников (35.1%) и хвойных (22.8%), снижение роли цикадофитов (8.8%) и постоянное участие ранних покрытосеменных (14%). В составе этого ФК можно различить два подкомплекса – ранний

и поздний. Ранний п/к распространен в нижней части френцевской свиты. В нем присутствуют также папоротники и голосеменные, которые принимают участие в целом во френцевском ФК, но в п/к не встречены покрытосеменные. Поздний п/к распространен в верхней части разреза френцевской свиты. Как и в раннем, в позднем п/к принимают участие те же папоротники и голосеменные, встречены представители ранних цветковых, которые указаны выше (табл. 1). В отложениях френцевской свиты из "надвеликановского" горизонта, В.П. Коноваловым изучены раковины моллюсков (табл. 3): *Quadratotrigonia (Transitrigonia) fudsinensis* Mirol., *Pterotrigonia hokkaidoana* (Yeh.), *Ussuritrigonia subpyriformis* Konov., "Callista" *pseudoplana* Yabe et Nagao среднеальбского возраста (Маркевич и др., 2000).

Кангаузский ФК установлен из кангаузской свиты в среднем течении р. Партизанская и на восточном побережье Уссурийского залива (Волынец, Неволина, 2003). Он характеризуется небольшим разнообразием (48 таксонов) и равным соотношением участия папоротников (13 таксонов) и хвойных (13 таксонов). Среди папоротников доминируют *Birisia alata*, *B. ochotica* и *Anemia dicksoniana*. В составе хвойных преобладают *Athrotaxites berryi* и *Sphenolepis sternbergiana*. Им сопутствуют цветковые (10 таксонов), представленные листьями *Sapindopsis variabilis*, *Aralia lucifera*, *Vitiphyllum (Cissites) parvifolium* и плодами *Kenella* sp. Встречаются плауновидные (5 таксонов) *Lycopodites*, *Isoetites*, *Synlycostrobus*. Редки остатки цикадофитов *Dictyozamites* sp., *Nilssonia* sp. и мхобразных *Marchantites*, *Thallites* (табл. 1, рис. 4). Особенность ФК – значительное участие и разнообразие ранних цветковых (20.8%). Ранее считалось (Криштофович, 1929; Красилов, 1967), что известное местонахождение флоры в бассейне р. З-я Каменка с остатками *Aralia lucifera*, происходит из отложений сучанской серии. Однако В.П. Коноваловым (Коновалов, 1964; Маркевич и др., 2000) был доизучен разрез с флороносными слоями и установлена его принадлежность к кангаузской свите (коркинская серия), в нижней части которой, на левобережье р. Тигровая (рис. 6) встречены раковины *Aucellina caucasica* (Buch.). Кроме того, А.А. Якушиной изучены пресноводные двустворчатые моллюски и гастроподы альбского возраста (Маркевич и др., 2000).

Романовский ФК установлен из романовской свиты в верховье р. Партизанская (Волынец, Неволина, 2003; Олейников и др., 1989). Его таксономический состав крайне беден (14 таксонов). Доминируют хвойные роды *Elatides*, *Elatocladus*, *Pityophyllum*, среди которых наиболее часто встречаются *Elatides asiatica* и *Pityophyllum ex gr. norden-skoldii*. Реже принимают участие папоротники (*Gleichenites*, *Anemia*, *Onychiopsis*) и цикадофиты, в составе последних обильны *Otozamites* sp. Остатки кейтониевых (*Sagenopteris*) единичны. Сре-

Таблица 3. Схема стратиграфических подразделений и ФК Партизанской впадины

Биостратиграфические подразделения					Литостратиграфические подразделения	
Ярус	Подъя- рус	Слои с фауной (Маркевич и др., 2000)	Флористические комплексы	Подком- плексы	Серия	Свита
Сеноман	Верхний		Даданьшаский			Даданьшаская
	Нижний		Бровничанский		Коркинская	Бровничанская
Альб	Верхний		Романовский			Романовская
		Aucellina caucasica	Кангаузский			Кангаузская
		Quadratotrigonia, Pterotrigonia, Ussuritrigonia, "Callista", Isognomon, Lima и др.	Френцевский	Поздний	Френцевская	
				Ранний		
	Средний		Поздний северосучанский		Сучанская	Северосучанская
			Ранний северосучанский			
			Поздний старосучанский			
						Старосучанская (верхняя)
Апт	Верхний					

ди цветковых появляются представители "молодых" родов *Menispermites* и *Tetracenton* (табл. 1). Особенность ФК – резкое сокращение таксономического разнообразия среди папоротников и голосеменных и появление в составе цветковых эволюционно продвинутых таксонов (рис. 4).

Бровничанский ФК установлен из бровничанской свиты в бассейне р. Партизанская, руч. Серебрянка (Волынец и др., 2001; Волынец, Неволина, 2003). Таксономическое разнообразие его невелико (31 таксон). В нем доминируют покрытосеменные (13 видов), где часто встречаются представители родов *Cercidiphyllum*, *Araliaephyllum* и *Sapindopsis*, а не *Platanophyllum*. Субдоминанты хвойные (9 таксонов), среди которых многочисленны *Athrotaxopsis expansa* и *Brachyphyllum* sp. Им сопутствуют папоротники (6 таксонов) родов *Ruffordia*, *Gleichenites* и *Birisia*, где последний многочислен и разнообразен (три вида). Цикадофиты редки, однако *Otozamites aff. schenckii* встречается чаще (табл. 1). Особенность ФК – значительное (41.9%) участие и разнообразие цветковых (рис. 4).

Даданьшанская ФК установлен из даданьшанской свиты в среднем течении р. Партизанская (Волынец, Неволина, 2003). В нем принимает участие 35 таксонов, а доминируют покрытосеменные (19 таксонов). Субдоминанты – хвойные (9 таксонов), им сопутствуют папоротники и гингковые. Среди папоротников наиболее часто встречаются *Anemia dicksoniana* и *Birisia oerstedii*, а *Gleichenites*, *Birisia cf. samylinae* и *Cladophlebis* редки. В составе хвойных обильны *Sequoia* ге-

ichenbachii, а представители родов *Podozamites*, *Brachyphyllum*, *Elatocladus*, *Taxites*, *Torteyites* единичны. Среди покрытосеменных преобладают платаноиды родов "*Platanus*", *Platanophyllum*, *Protophyllum*, *Credneria*, с многочисленными *Platanus newberryana*, *Protophyllum* sp., а также *Araliaephyllum* sp. 1. Встречаются мелколистные *Celastrophyllum* sp., *Dicotylophyllum* sp. 1 и *Dicotylophyllum* sp. Участие *Araliaephyllum samargense*, *Menispermites* sp., *Cissites* aff. *uralensis*, *Cissites* sp. невелико (табл. 1). Особенность ФК – доминирование покрытосеменных (54.3%), главным образом платаноидов. (рис. 4). Здесь же встречаются плавники рыб и пресноводные раковины моллюсков, по определению А.А. Якушиной альб-сеноманского возраста (Якушина, 1964).

Все рассмотренные выше флористические комплексы проявляют общие тенденции развития альбских флор, т.е. на протяжении почти всего альба в них доминируют папоротники при подчиненной роли голосеменных и при одновременном увеличении доли покрытосеменных растений.

В заключение необходимо отметить некоторые особенности, отличающие среднемеловую флору Алчанской впадины от других флор того же возраста: смешение северных и южных элементов растительности, разнообразие цикадофитов, среди хвойных обилье представителей семейства *Taxodiaceae*.

Работа выполнена по Программе Президиума РАН (проекты № 04-1-П12-009 и № 04-1-П25-053).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амельченко Г.Л., Голозубов В.В., Волынец Е.Б., Маркевич В.С. Стратиграфия Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 1. С. 57–71.
- Вахрамеев В.А. Нижнемеловые отложения с оз. Ханки (Приморье) // Ботан. журн. 1959. Т. 44. № 7. С. 997–1000.
- Волынец Е.Б. Альбская флора алчанской свиты Приморья // Материалы научной конференции посвященной 110-летию со дня рождения А.Н. Криштофовича. Владивосток: Дальнаука. 1997. С. 23–24.
- Волынец Е.Б. Этапы развития мезозойских флор Партизанского каменноугольного бассейна Приморья // Биостратиграфия и эколого-биосферные аспекты палеонтологии: Тез. докл. XLIV сессии палеонтологического общества. СПб.: ВСЕГЕИ. 1998. С. 22–24.
- Волынец Е.Б. Этапность меловой флоры Северо-Западного Сихотэ-Алиня // Эволюция жизни на Земле. Материалы II Международн. симпозиума 12–15 ноября 2001 г. Томск: Изд-во технич. литературы. 2001. С. 326–327.
- Волынец Е.Б., Неволина С.И. Новые данные по биостратиграфии апт-сеномана Приморья // Вестн. ТГУ. Сер. "Науки о Земле". Приложение. № 3 (II). Апрель 2003. С. 57–58.
- Волынец Е.Б., Олейников А.В., Маркевич В.С. Новые данные по фитостратиграфии и флоре юрско-меловых отложений Партизанского каменноугольного бассейна // Эволюция жизни на Земле. Материалы II Международн. симпозиума 12–15 ноября 2001 г. Томск: Изд-во технич. литературы. 2001. С. 255–256.
- Жерехин В.В., Сукачева И.Д. Об использовании домиков ручейников (Insecta, Trichoptera) в биостратиграфии меловых отложений // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 19–29.
- Коновалов В.П. К вопросу о пограничных слоях между сучанской и коркинской сериями в Сучанском каменноугольном бассейне // Информ. сб. ПГУ. 1964. № 5. С. 23–27.
- Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 364 с.
- Красилов В.А., Шорохова С.А. Фитостратиграфия алчанской свиты Северного Приморья // Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 43–50.
- Криштофович А.Н. Открытие эквивалентов нижне-юрских пластов Тонкина в Уссурийском крае // Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока. 1921. № 22. С. 1–30.
- Криштофович А.Н. Липовецкие каменноугольные копи в Уссурийском крае // Материалы по общей и прикладной геол. Ленинград: Геол. ком., 1928. Вып. 81. С. 1–36.
- Криштофович А.Н. Открытие древнейших двудольных покрытосеменных и эквивалентов потомакских слоев на Сучане в Уссурийском крае // Изв. Геол. ком. 1929. Т. 48. № 9. С. 113–124.
- Криштофович А.Н., Павлов М.Н. Открытие аптских слоев, охарактеризованных флорой двудольных, в Сучанском районе // Вестник Геол. ком. 1928. Т. 4. № 5. С. 19–26.
- Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.
- Материалы по палеонтологии. Новые семейства и роды / Ред. Л.Д. Кипарисовой, Б.П. Марковского, Г.П. Радченко. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Вып. 12. Палеонтология. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 356 с.
- Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Часть I. Стратиграфия. Препринт. ДВГИ. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 59 с.
- Неволина С.И. Этапы развития позднемеловой флоры Алчанской зоны // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Тез. докл. IV ДВ РМСС. Хабаровск. 1990. С. 242–244.
- Олейников А.В., Коваленко С.В., Неволина С.И. и др. Новые данные по стратиграфии верхнемезозойских отложений северной части Партизанского каменноугольного бассейна // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 114–126.
- Основы палеонтологии. Водоросли, мохообразные, псилофитовые, плауновидные, членистостебельные, папоротники. М.: Наука, 1963а. 698 с.
- Основы палеонтологии. Голосеменные и покрытосеменные. М.: Госгеолтехиздат, 1963б. 743 с.
- Региональная стратиграфическая схема меловых континентальных отложений Сихотэ-Алинской складчатой системы и Ханкайского массива. ДВ МРСС. Чита: ДВ МРСС 2000. Утверждена МСК. 2001. 15 с.
- Решения IV межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1990 г. Хабаровск: ХГГП. 1994. 123 с.
- Самылина В.А. Новые данные о нижнемеловой флоре Южного Приморья // Ботан. журн. 1961. Т. 46. № 5. С. 634–645.
- Штемпель Б.М. Этапы развития меловой флоры Южного Приморья // ДАН СССР. 1959а. Т. 127. № 3. С. 665–668.
- Штемпель Б.М. Применение палеофлористического метода при расчленении континентального мезозоя Южного Приморья // Вопросы биостратиграфии континентальных толщ. Тр. III сессии ВПО за 1957 г. М.–Л.: Госгеолтехиздат, 1959б. С. 184–193.
- Штемпель Б.М. Фитостратиграфия меловой системы Южного Приморья // Тр. Лаборатории геологии угля. Изд-во АН СССР. 1960. Вып. X. С. 167–193.
- Штемпель Б.М. Открытие Амурской флоры в Южном Приморье // ДАН СССР. 1962. Т. 144. № 1. С. 212–215.
- Якушина А.А. О некоторых меловых пресноводных моллюсках Южного Приморья // Стратиграфия и палеонтология мезозойских и кайнозойских отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Л.: Наука, 1964. С. 280–29.
- Volynets E.B. Early Cretaceous megafossil flora of North-Western Primorye and its Significance for Biostratigraphy // First International Symposium of Carbon cycle and bio-diversity change during the Cretaceous. Abstract. Waseda Univ., Tokyo, Japan, 2000. IGCP 234. P. 46–47.

Рецензенты А.Б. Герман,
В.С. Маркевич, М.А. Ахметьев

УДК 551.781(571.642)

О ВОЗРАСТЕ КОТИКОВСКОЙ СЕРИИ ПОЛУОСТРОВА ТЕРПЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САХАЛИН)

© 2005 г. И. Б. Цой, Е. П. Терехов, В. В. Шастина, М. Т. Горовая, А. В. Можеровский

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильчева ДВО РАН, Владивосток

Поступила в редакцию 18.02.2002, получена после доработки 12.05.2004 г.

Микропалеонтологическое изучение отложений котиковской серии п-ова Терпения (Восточный Сахалин) позволяет предположить палеогеновый возраст большинства свит серии, прежде считавшихся позднемеловыми. В вулканогенно-кремнистой учирской свите, залегающей в основании котиковской серии, обнаружен комплекс радиолярий, характерный для пограничных мел-палеогеновых (маастрихт-даний) отложений. В отложениях вышележащих существенно терригенных свит (заслоновская, туровская, ольдонская) установлены обедненная палинофлора и листовые отпечатки, состав которых позволяет ограничить возрастной диапазон этих подразделений ранним палеогеном (палеоцен-эоцен).

Ключевые слова. Восточный Сахалин, п-ов Терпения, котиковская серия, учирская, заслоновская, туровская, ольдонская свиты, верхний мел, кайнозой, палеоцен, эоцен, радиолярии, палинофлора.

ВВЕДЕНИЕ

Отложения котиковской серии широко развиты в юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор (о. Сахалин) и почти полностью слагают п-ов Терпения (Геологическая карта ..., 1970; Шуваев, 1968; Ковтунович, 1970; Гранник, 1978). Они представлены вулканогенно-кремнистыми образованиями учирской свиты и существенно терригенными породами заслоновской, туровской и ольдонской свит, отложения которых выполняют синклинальную структуру. Вулканогенно-осадочные отложения котиковской серии на основе единичных определений макрофауны и флоры относят преимущественно к верхнему мелу (Ковтунович, 1970), но имеются данные, указывающие на более молодой возраст части этих отложений. Так, А.С. Шуваевым (1968) ольдонская свита, завершающая котиковскую серию, условно отнесена к датскому ярусу, поскольку в слоях нижележащей туровской свиты содержатся остатки маастрихт-датской флоры. В кремнистых породах учирской свиты, залегающей в основании котиковской серии, были обнаружены радиолярии, среди которых определен вид *Thecosphaera cf. votschvinensis* Lipm., характерный для вочвинского комплекса позднемелового-ранне-палеогенового возраста Корякского нагорья и Камчатки (Ковтунович, 1970). О возможном развитии более молодых (кайнозойских) отложений на п-ове Терпения свидетельствуют и геофизические данные по прилегающим акваториям зал. Терпения и восточного шельфа Сахалина (Соловьев и др., 1979; Soloviev et al., 1980; Сваричевский, 1982; Харахинов, 1998) (рис. 1). Согласно

этим сведениям, мелководный шельф мористее Восточно-Сахалинских гор и восточного побережья п-ова Терпения представляет собой террасу, образовавшуюся в результате морской абразии осадочных пород приподнятого западного борта кайнозойского бассейна. При его подъеме и последующем размыве на поверхность дна были выведены самые нижние толщи осадочного бассейна, называемого Прибрежным (Соловьев и др., 1979) или Пограничным (Харахинов, 1998). В присахалинской части шельфа поверхность фундамента, подстилающего кайнозойские осадочные породы, имеет тенденцию к погружению под побережье острова, а мощность осадочной толщи соответственно увеличивается за счет появления более древних образований, отсутствующих в разрезе на остальной части акватории. Самые древние из них представлены верхними толщами пиленгской свиты – нижними толщами борской свиты (Соловьев и др., 1979). На прилегающей суще, в Пограничном районе Восточного Сахалина, отложения этих свит недавно датированы на основе зональных диатомовых комплексов олигоценом – ранним миоценом (Ю. Гладенков, А. Гладенков, 1999; Gladenkov et al., 2000). Вышеприведенные данные указывают на то, что ближе к берегу обнажаются (или залегают под маломощным чехлом четвертичных отложений) более древние кайнозойские (древнее олигоценовой пиленгской свиты) осадочные породы, а наиболее древние из них должны выходить на побережье. Кроме того, на подводном продолжении полуострова (хр. Терпения) были установлены отложения морского генезиса предположительно позднепалеоцен-раннеэоценового возраста (Безверхний и др.,

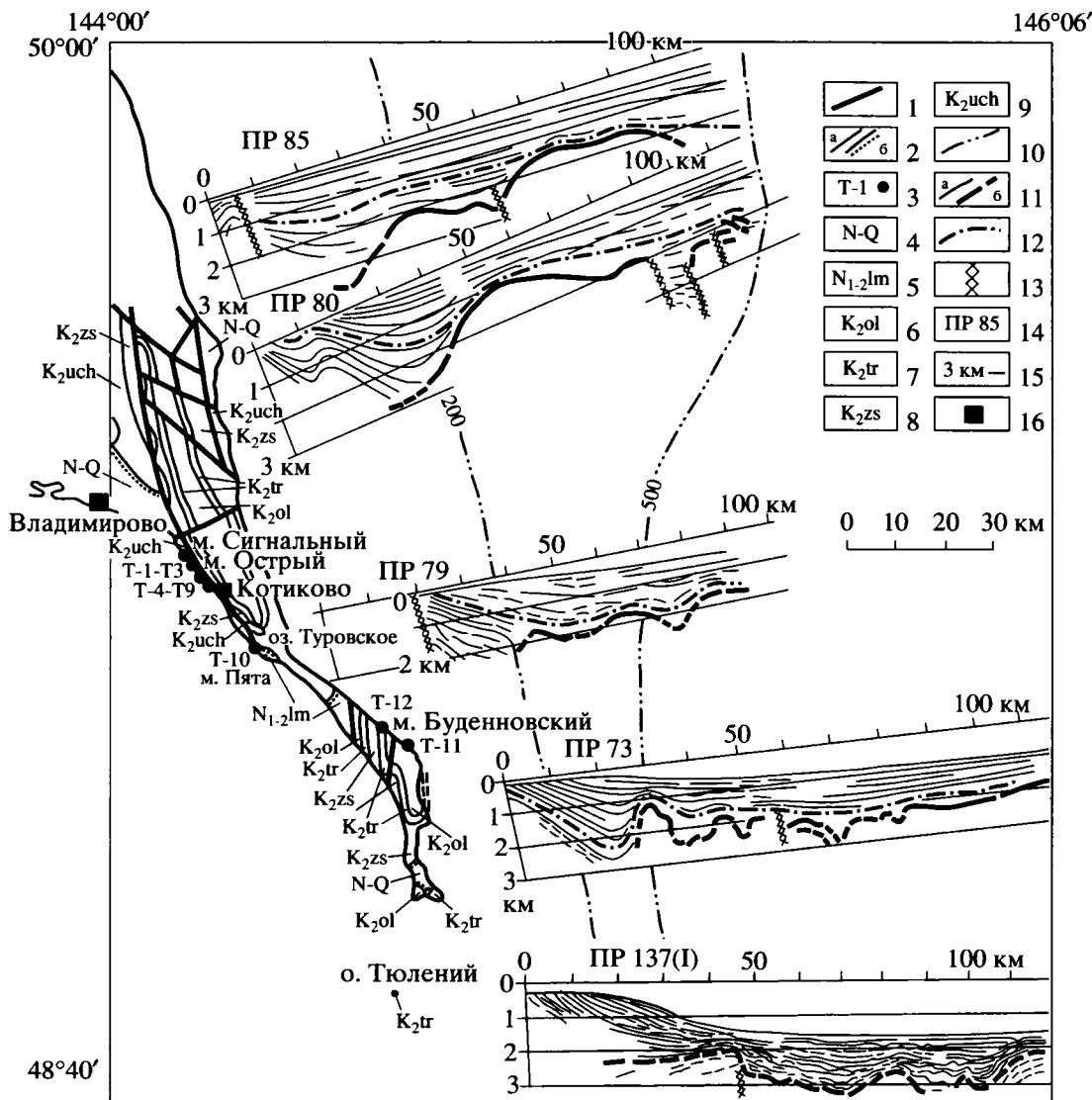


Рис. 1. Схема геологического строения п-ова Терпения и геофизических профилей осадочного чехла прилегающей акватории Охотского моря (составлена Е.П. Тереховым и А.В. Можеровским с использованием следующих источников: Шуваев, 1968; Ковтунович, 1970; Гранник, 1978; Соловьев и др., 1979; Сваричевский, 1982).

На суще: 1 – тектонические разрывные нарушения, 2 – стратиграфические контакты согласные (а) и несогласные (б), 3 – точки опробования, 4 – неогеновые и четвертичные (нерасчлененные) отложения, 5 – лиманская свита, 6 – ольдонская свита, 7 – туровская свита, 8 – заслоновская свита, 9 – учирская свита. На море: 10 – изобаты, 11 – границы в осадочной толще (а), акустического фундамента (б), 12 – условный сейсмический горизонт: верхняя часть или кровля борской (нижнемиоценовой) свиты, 13 – разломы, 14 – номер геофизического профиля, 15 – мощность осадочной толщи в км, 16 – населенный пункт.

1998; Цой и др., 1998). Это пока самые древние морские кайнозойские отложения в южной части Охотоморского региона возраст и генезис которых доказан микропалеонтологическими данными.

Вышеприведенные данные позволили нам предположить, что отложения котиковской серии, практически полностью слагающие п-ов Терпения, являются не верхнемеловыми, а кайнозойскими, скорее всего нижнепалеогеновыми. Основной целью настоящей работы являлось уточнение возраста рассматриваемых отложений и восстанов-

ление условий их накопления на основе изучения микроископаемых.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

Материал был получен во время экспедиции на п-ове Терпения (Восточный Сахалин) в 2000 г., проведенной авторами статьи. На его западном побережье нами были опробованы отложения учирской и заслоновской свит, на восточном – самые молодые породы ядра синклинали, сложенного породами ольдонской свиты в районе

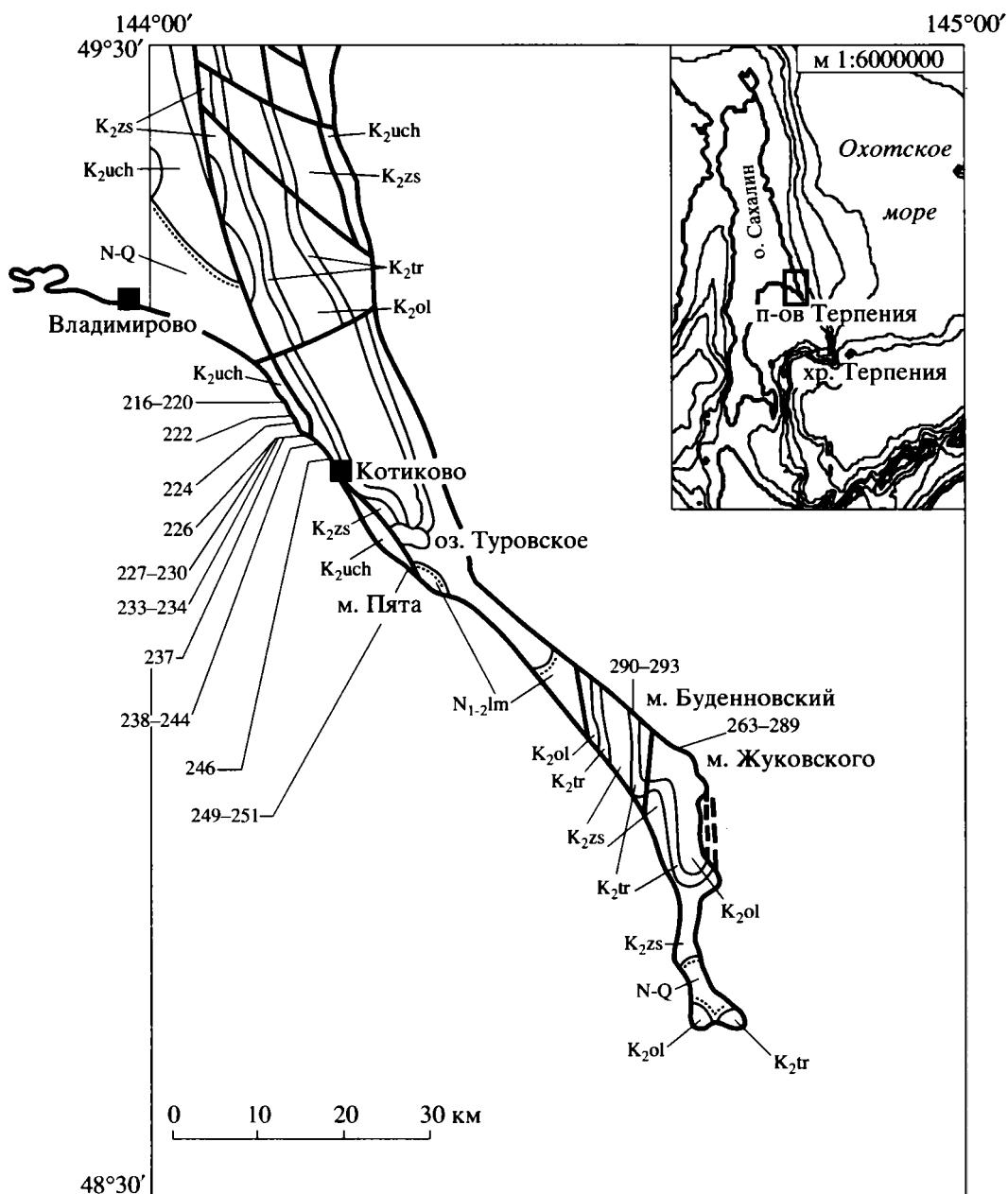


Рис. 2. Местоположение изученных образцов на схематической геологической карте п-ова Терпения. Усл. обозначения и пояснения см. на рис. 1.

р. Вымь (между м. Буденновский и м. Жуковского) и флюроносные слои туровской свиты в районе м. Буденновский (рис. 2). Координаты точек отбора образцов определялись по персональным навигаторам GPS-38 и "Magellan".

Для диатомового и палинологического анализов использовались стандартные методики с использованием тяжелой калиево-кадмевой жидкости (Покровская, 1966; Диатомовые водоросли..., 1974). Выделение радиолярий проводилось с помощью дробления образцов и последующего

отмыва на сите (Назаров, Витухин, 1981). К сожалению, эта методика не дала положительных результатов. Были выделены лишь единичные скелеты радиолярий очень плохой сохранности, поэтому радиолярии изучались только в шлифах. Специального изучения фораминифер не проводилось, но обнаруженные бентические фораминиферы, определенные В.К. Анниным, приводятся в настоящей работе.

Всего из пород котиковской серии было изучено 64 образца: 22 – из учирской, 9 – из заслонов-



Рис. 3. Стратиграфическая схема сводного разреза отложений котиковской серии п-ова Терпения (Восточный Сахалин) и положение отобранных образцов с находками ископаемых остатков.

1 – аргиллит; 2 – алевролит; 3 – песчаник; 4 – туфопесчаник; 5 – туф; 6 – агломератовый туф; 7 – конгломерат; 8 – тектонический контакт; 9 – положение образцов.

ской, 3 – из туровской, 28 – из ольдонской свит (рис. 2, таблица).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Учирская свита, залегающая в основании котиковской серии, слагает побережье зал. Терпения севернее и южнее пос. Котиково, а также обнажается на восточном побережье п-ова Терпения в районе мысов Беллинсгаузена, Гвоздева и Шельтинга. Мощность учирской свиты 1000–2500 м. Она представлена преимущественно зелеными и ярко-зелеными кремнистыми алевролитами, переслаивающимися с псаммитовыми и псефитовыми туфами и туффитами (Ковтунович, 1970). Местами они переполнены обломками раковин радиально-ребристых иноцерамов, образующих иногда слои мощностью до 0.2 м. В средней части свиты отмечен пласт вулканомиктовых конгломератов с крупными окатанными валунами андезито-базальтовых порфиритов и мелкими мергелистыми конкрециями. В южном направлении резко возрастает участие вулканомиктовых туфоконгломератов и туфоконгломерато-брекчий, появляются агломераты.

В кремнистых алевролитах и туфопесчаниках учирской свиты на восточном побережье п-ова Терпения определены раковины двустворчатых (*Imposceramus ex gr. schmidti* Mich., *I. ex gr. sachalinensis*

Sok., *Anomya* sp.) и брюхоногих (*Patella gigantea* Schmidt) моллюсков, аммонит *Eupachydiscus aff. haradai* Jimbo (Ковтунович, 1970). Кроме этого, в породах учирской свиты А.И. Жамойда обнаружил радиолярии, среди которых был определен вид *Thecosphaera cf. votschvinensis* Lipman. Отмечено сходство фауны радиолярий с вочвинским комплексом Корякского нагорья, возраст которого определялся как маастрихт–даний. Тем не менее, на основе макрофлоры свита была датирована поздним кампаном (Ковтунович, 1970).

Отложения учирской свиты нами опробованы на западном побережье п-ова Терпения на участках м. Сигнальный – пос. Котиково и оз. Туровское – м. Пята (рис. 2, 3). На первом участке слои учирской свиты обнажены в береговом обрыве тектонического блока от м. Сигнального до границы с заслоновской свитой (около 3 км северо-западнее пос. Котиково). Опробованы самые нижние части берегового обрыва, соответствующие первой и второй толщам разреза, описанного Ю.М. Ковтуновичем (1970). Они представлены переслаиванием туфопесчаников, туфов, кремнистых алевроаргиллитов и аргиллитов. В районе м. Острого и южнее указанные породы (обр. № 226–237) содержат многочисленные обломки призматических слоев иноцерамов и слагают ритмичную, тонкослоистую толщу, погружающуюся на северо-восток (в районе

О ВОЗРАСТЕ КОТИКОВСКОЙ СЕРИИ ПОЛУОСТРОВА ТЕРПЕНИЯ

81

Каталог изученных образцов из береговых обнажений п-ова Терпения (Восточный Сахалин) с результатами палеонтологического изучения

Район, точки отбора образцов	Северная широта	Восточная долгота	Свита	Номер образца	Литология	Радиолярии	Палино-флора	Диатомии	Бентические фораминиферы	Флора
------------------------------	-----------------	-------------------	-------	---------------	-----------	------------	--------------	----------	--------------------------	-------

Западное побережье п-ова Терпения

Мыс Сигнальный – пос. Котиково

T-1	49°11.57'	144°09.84'	Учирская	216 217 218 219 220	Кремнистые алевроаргиллиты » Песчаники Кремнистые алевроаргиллиты »	-	-	-	-	-
T-2	49°10.87'	144°10.49'		222	»	-	-	-	-	-
T-3	49°10.62'	144°10.60'		224	»	-	-	-	-	-
T-4	49°09.77'	144°11.64'		226-1 226-2	» »	+	-	-	-	-
T-5	49°09.71'	144°11.71'		227a 227-1 227-2	» » »	-	-	-	-	-
				228	Кремнистые алевроаргиллиты переслаивающиеся с туфами	-	-	-	-	-
				229	Кремнистые алевроаргиллиты	-	-	-	-	-
				230	»	+	-	-	-	-
T-6	49°09.64'	144°11.87'		233	Кремнистые алевроаргиллиты переслаивающиеся с туфами	+	-	-	-	-
T-7	49°09.48'	144°12.07'		234	Кремнистые алевроаргиллиты	+	-	-	-	-
T-8	49°09.16'	144°12.85'	Заслоновская	237	Кремнистые аргиллиты переслаивающиеся с туфами	+	-	-	-	-
				238	Глинистые сланцы	-	-	+	-	-
				239	»	-	-	-	-	-
				240	»	-	-	-	-	-
				241	Алевролиты	-	-	-	-	-
				243	Алевроаргиллиты	-	-	-	-	-
				244	Алевролиты	-	+	-	-	-
T-9	49°08.88'	144°13.6'		246	»	-	-	-	-	+

Пос. Котиково – мыс Пята

T-10	49°02.79'	144°19.95'	Учирская	249 250 251	Туфоалевролиты Кремнистые алевроаргиллиты Туфоалевролиты	+	-	-	-	-
------	-----------	------------	----------	-------------------	--	---	---	---	---	---

Восточное побережье п-ова Терпения

Устье р. Вымь

T-11	48°53.94'	144°37.94'	Ольдонская	263 264 265 266 267 268	Алевроаргиллиты » Алевролиты Алевроаргиллиты » »	-	-	+	+	-
------	-----------	------------	------------	--	---	---	---	---	---	---

Окончание

Район, точки отбора образцов	Северная широта	Восточная долгота	Свита	Номер образца	Литология	Радиолярии	Палинофлора	Диатомеи	Бентические фораминиферы	Флора листовая
			Ольдонская	269	»	-	-	-	-	-
				270	»	-	-	-	-	-
				271	»	-	-	-	-	-
				272	Мергелистая конкреция	-	-	-	-	-
				273	Алевроаргиллиты	-	+	-	-	-
				274	»	-	-	-	-	-
				275	»	-	-	-	-	-
				276	»	-	-	-	-	-
				277	»	-	-	-	-	-
				278	»	-	+	+	-	-
				279	Алевролиты	-	-	-	-	-
				280	Алевроаргиллиты	-	-	-	+	+
				281	Алевролиты	-	-	-	+	+
				282	Алевроаргиллиты	-	-	-	-	-
				283	»	-	-	-	-	-
				284	»	-	+	-	-	-
				285	»	-	-	-	-	-
				286	»	-	-	-	-	-
				287	»	-	-	-	-	-
				288	»	-	+	-	-	-
				289	»	-	-	-	-	-
Мыс Буденновский										
T-12	48°55.18'	144°21.6'	Туровская	290	Алевролиты	-	-	-	-	+
				291	»	-	-	-	-	+
				292	»	-	+	-	-	+
				293	»	-	-	-	-	+

м. Острого угла падения пород около 50°, азимут угла падения 30–40°). Второй участок также представляет собой тектонический блок, контактирующий на северо-востоке с заслоновской свитой. Образцы (№ 248–251) отобраны в юго-восточной части блока из верхней части обрыва террасы между оз. Туровским и м. Пята. Отобранные породы представлены переслаиванием туфопесчаников, туфов, туфоалевролитов и алевроаргиллитов не содержащих обломков иноцерамов.

В кремнистых алевроаргиллитах, аргиллитах и туфоалевролитах учирской свиты обнаружены радиолярии. Наиболее насыщены радиоляриями кремнистые аргиллиты, переслаивающиеся с туфами (мощность прослоев 0.1–0.5 см) (обр. 237).

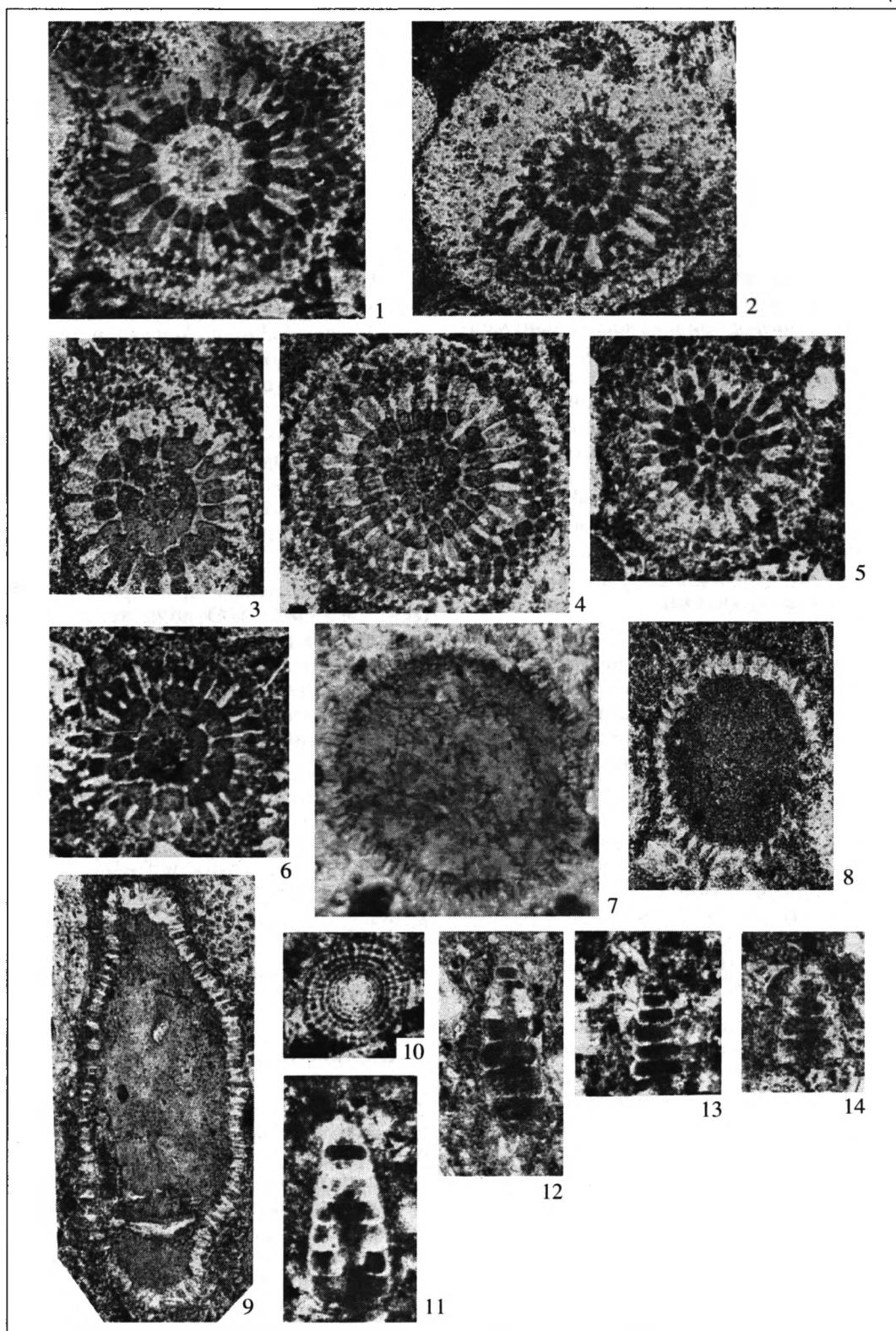
В аргиллитах радиолярии плохой сохранности. Много полупрастровенных небольших фрагментов (?) раковин *Sputellaria* (более точно определить невозможно), единичные *Porodiscus* (?) sp., *Euchithonia* sp., а также мелкие *Nassellaria* – *Lithomitra* sp., *Lithocampe* sp. В туфах обнаружены многочисленные радиолярии удовлетворительной сохранности. Это в основном только крупные *Sphaerellaria* – *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Thecosphaera* sp., а также *Cenosphaera* spp. (фототаблица). У некоторых раковин радиолярий отмечены признаки деформации, что, возможно, указывает на их переотложение. Наиболее сильно деформация проявлена у представителей *Cenosphaera* spp., состоящих из одной сферы.

Фототаблица. Радиолярии из учирской свиты п-ова Терпения (Восточный Сахалин).

1–4 – *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman; 5–7 – *Cromyosphaera vivenkensis* (?) Lipman; 8 – *Cenosphaera* sp.; 9 – *Sphaeroidea* (деформированная); 10–*Porodiscus* (?) sp.; 11–13 – *Lithocampe* (?) sp.; 14 – *Lithocampe* sp.

Увеличение всех фигур ×190. Образец 237 (западное побережье п-ова Терпения между м. Сигнальным и пос. Котиково): 1–9 – радиолярии из прослоев туфов, 10–14 – из прослоев аргиллитов.

Фототаблица



Комплекс радиолярий из туфовых прослоев учирской свиты наименее сходен с вочвинским комплексом, описанным А.И. Жамойдой (1972) из кремнистых толщ Корякского нагорья. В качестве его типа принят комплекс радиолярий, обнаруженный по левобережью р. Вывенки, его аналоги установлены в нескольких местонахождениях Центральной и Восточной Камчатки. В обоих сравниваемых комплексах принимает участие *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, один из руководящих видов вочвинского комплекса, резко преобладают *Sputmellaria* и почти полностью отсутствуют *Nassellaria*. Основной облик комплексов определяется присутствием крупных толстостенных многосферных *Liosphaeridae* из родов *Thecosphaera* и *Cromyosphaera*. Фауну вочвинского комплекса А.И. Жамойда (1972) считает холодноводной и относительно мелководной. Ранее, комплекс радиолярий, близкий к вочвинскому, уже выделялся из отложений учирской свиты А.И. Жамойдой (Ковтунович, 1970). В нем был определен только *Thecosphaera cf. votschvinensis* Lipman – вид-индекс вочвинского комплекса. Кроме того, комплекс, близкий к вочвинскому, описан из вулканогенно-кремнистых образований Олюторской зоны Корякского нагорья (Вишневская и др., 1983; Вишневская, 1985) и датирован на основе сопутствующих планктонных фораминифер палеоценом (палеоцен–эоценом).

Вид *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, обнаруженный в туфах учирской свиты, характерен для вочвинского и инетываямского комплексов радиолярий, впервые описанных А.И. Жамойдой (1972) как маастрихт–датские. Данный вид распространен в верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложениях о. Сахалин, Корякского нагорья (Казинцова, 1979, 1988; Вишневская и др., 1983) и подводного хребта Ширшова в Беринговом море (Цуканов и др., 1984). Инетываямский комплекс радиолярий установлен в отложениях бассейна р. Инетываям Корякского нагорья. В типичном местонахождении этот комплекс заключен между согласно залегающими слоями, содержащими маастрихтские моллюски и датские фораминиферы.

Сходство комплекса радиолярий из отложений учирской свиты с вочвинским комплексом, распространенным преимущественно в пограничных мел–палеогеновых (маастрихт–даний) отложениях и указывающим на относительно холодноводные и мелководные условия, позволяет предполагать близкие условия формирования и маастрихт–датский возраст для отложений учирской свиты.

Заслоновская свита распространена в средней части п-ова Терпения – в районе озер Туровского, Тихого, Низкобережного и др. (Ковтунович, 1970). В бассейне р. Клязьмы, между заслоновской и учирской свитами, вероятно, имеется постепенный переход, проявляющийся в ослаблении кремнистости песчано-глинистых пород от учирской

свиты к заслоновской. На побережье Охотского моря заслоновская свита начинается с пачки прибрежно-морских туфогравелитов, залегающих с размывом на кремнистых алевролитах учирской свиты. Песчано-глинистые отложения заслоновской свиты представлены темно-серыми алевролитами и аргиллитами, чередующимися с подчиненными им прослоями зеленовато-серых песчаников. Характерны редкие прослои пепловых туфов и туфлитов кислого состава, встречающиеся в нижней и средней ее частях.

В мергелистых конкрециях заслоновской свиты обнаружены остатки пелеципод, гастропод, одиночных кораллов и ракообразных. Севернее пос. Котиково в отложениях свиты собраны двусторчатые моллюски *Parallelodon (Nanonavis) cf. sachalinensis* Schmidt, *Acila* sp. и аммонит *Gaudryceras* sp. На основании находок этой фауны возраст заслоновской свиты определен как поздний кампан – маастрихт (Ковтунович, 1970). В нижней части заслоновской свиты в районе м. Обширного А.С. Шуваевым (1968) обнаружен аммонит *Pachydiscus cf. subcompressus* Mat., характерный для маастрихта, поэтому и возраст рассматриваемой свиты принят им как маастрихтский.

Заслоновская свита опробована нами в береговом разрезе между м. Острым и пос. Котиково (обр. № 238–247). Отложения свиты представлены флишоидным переслаиванием светлых песчаников (до 0,5 м мощности), алевролитов и глинистых сланцев. Они обнажаются на небольшом участке (около 2 км), ограниченном с запада зоной тектонического контакта с учирской свитой.

В алевролитах, отобранных в северо-западной части участка (обр. № 244), установлен бедный спорово-пыльцевой спектр кайнозойского облика. В нем принимают участие двумешковая пыльца сосновых, споры сем. *Polypodiaceae* и цветковые *Triatriopollenites* sp. Все таксоны имеют широкий возрастной диапазон. Пыльца формального рода *Triatriopollenites* встречается с маастрихта, но наибольшее ее разнообразие характерно для раннего палеогена (Заклинская, 1963; Калишевич и др., 1981; Фотянова и др., 2001).

В глинистых сланцах, отобранных из этого же района (обр. № 238), установлены единичные диатомеи, представленные морским бентическим видом *Arachnoidiscus ehrenbergii* Bailey. Он имеет широкое стратиграфическое распространение (известен с позднего мела до настоящего времени) и обычно обитает в литоральной зоне моря. В алевролитах, отобранных юго-восточнее (обр. № 246), обнаружен единственный экземпляр бентической фораминиферы *Agenoparella* sp.

Полученные микропалеонтологические данные очень скучны, тем не менее, учитывая кайнозойский облик выделенного из пород заслоновской свиты палинспектра, позднемеловой-раннепалео-

геновый (маастрихт-даний) возраст нижележащей учирской свиты, как это установлено по радиоляриям, и палеоцен-эоценовый возраст вышележащей туровской свиты (см. ниже), можно предположить, что возраст заслоновской свиты вероятнее всего не древнее палеогена (палеоцен).

Туровская свита, распространенная в южной части Восточно-Сахалинских гор и на п-ове Терпения (Ковтунович, 1970), залегает на заслоновской свите в основном согласно. Нижняя граница свиты проводится по подошве пласта грубозернистых песчаников или туфопесчаников мощностью более 3 м, переходящих в конгломераты и гравелиты, залегающих с размывом на алевролитах и аргиллитах заслоновской свиты. В южной части п-ова Терпения свита представлена разнозернистыми песчаниками с редкими прослойями гравелитов и алевролитов. В разрезе между оз. Балатон и м. Пята в верхней части свиты появляются прослои углей и углистых аргиллитов мощностью 0.4–1.0 м. В северо-восточном направлении в составе свиты возрастает роль грубообломочных отложений. В среднем течении р. Терновка отложения свиты представлены конгломератами и гравелитами с подчиненными им прослойями грубозернистых песчаников и алевролитов. В западном и северо-западном направлениях наблюдается постепенное замещение прибрежно-морских отложений более глубоководными. В устье р. Котиковая в составе пород свиты преобладают гравелиты, грубозернистые песчаники с рассеянной галькой и алевролиты. Наиболее характерными особенностями туровской свиты являются преобладание в ее составе грубообломочных образований, присутствие в разрезе угленосных отложений, обилие в породах растительного дегрита и обломков обугленной или минерализованной древесины, замещение одних пород другими по латерали и в разрезе. На м. Буденновском в алевролитах и аргиллитах свиты обнаружены растительные остатки: *Nilssonia yukonensis* Holl., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki., *M. cuneata* (Newb.) Chaney, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Corylus aff. insignis* Heer, *Magnolia* sp., *Ginkgo* sp. (Шуваев, 1968). Несколько севернее пос. Котиково, в верхней части туровской свиты, в мергелистых конкрециях обнаружены аммониты (*Gaudryceras cf. tenuiliratum* Yabe var. *intermedia* Yabe, *G. cf. tenuiliratum* Yabe var. *ornata* Yabe) и двустворчатые моллюски (*Acila* sp.), на основе которых туровская свита отнесена к позднему кампану или маастрихту (Ковтунович, 1970). Однако, по мнению В.А. Вахрамеева (1966), ископаемая флора сходна с таковой из бошняковской свиты Западно-Сахалинских гор, которую он считает датской. В какой-то мере его мнение разделяет А.С. Шуваев (1968), который полагает, что слои туровской свиты с остатками растений вероятнее всего маастрихт-датские. В настоящее время возраст бош-

няковской свиты, являющейся аналогом верхней части красноярковской свиты (Северо-Западный Сахалин), принимается как ранний палеоцен (Решения рабочих Межведомственных..., 1998).

Отложения туровской свиты нами опробованы на м. Буденновском. Они залегают вертикально, азимут простирации слоев близок к 180°. В месте отбора образцов осадочная толща имеет ритмичное строение: флороносные слои (мощностью 1–3 см) представлены алевролитами, переслаивающимися с песчаниками. Песчаники содержат растительный дегрит только у границ контакта с флороносными породами. Все образцы (обр. № 290–293) отобраны из одного флороносного слоя.

В алевролитах (обр. № 292) обнаружен споро-пыльцевой спектр, представленный следующими таксонами: *Triatriopollenites plicoides* Zakl., *Trigropollenites* sp., *Lygodium* sp., споры сем. *Polypodiaceae*. Комплексы с многочисленными *Triatriopollenites*, в том числе с *T. plicoides* Zakl., ранее установлены в отложениях аргиллитовой толщи (верхний палеоцен – нижний эоцен) хребта Терпения, являющегося подводным продолжением п-ова Терпения в Охотском море (Безверхний и др., 1998), в песчано-алевролитовой (палеоцен) пачке северной прибрежной части прогиба зал. Терпения (Брутман, 1976, 1986) и в палеоцен – нижнеэоценовых отложениях кивдинской свиты из Зейско-Буреинской впадины (Братцева, 1969). Таксономический состав выделенного палиноспектра позволяет установить некоторое его сходство с упомянутыми выше и предположить палеоцен-эоценовый возраст отложений туровской свиты.

В алевролитах (обр. № 290–293) обнаружены отпечатки листовой флоры, представленные, по определениям А.Г. Аблаева, покрытосеменными *Platanus cf. basicordata* Budants. (сем. *Platanaceae*), *Cordia japonica* Tanai (сем. *Boraginaceae*), сем. *Gramineae*, а также хвойными сем. *Taxodiaceae*. Отмеченные представители платановых и бурачниковых встречаются в палеоцен-среднеэоценовых флорах Западной Камчатки, юга Приморья и севера Кореи, что подтверждает вывод о возрасте по палинологическим данным. Полученные данные по макро- и микрофлоре позволяют предположить палеоцен-эоценовый возраст для отложений туровской свиты.

Ольонская свита распространена в бассейнах рек Котиковой, Учир, Ольдона и др., а также восточнее м. Буденновского (Ковтунович, 1970). По литологическому составу она весьма близка к заслоновской свите и представлена зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами, чередующимися с подчиненными им тонко- и мелкозернистыми песчаниками зеленовато-серого цвета. Переход между ольонской и подстилающей туровской свитами – постепенный. Граница между свитами условно проводится по кровле пласта

крупнозернистых песчаников или туфопесчаников мощностью более 1–2 м.

В мергелистых конкрециях ольдонской свиты восточнее пос. Котиково и около м. Жуковского установлены двустворчатые моллюски (*Parallelodon* sp., *Nucula* sp., *Acila* sp.), *Nyropylloceras ex gr. subramosum* Shim., остатки белемнитид, ракообразных, наутилоидей (Ковтунович, 1970). Южнее м. Топографов и в районе м. Обширного в тонкослоистых песчаниках нижней части свиты обнаружены остатки пелеципод, гастропод, морских ежей, одиночных кораллов. В этих же слоях найден аммонит *Pachydiscus aff. gollevillensis* Orb., характерный для верхнемеловой (маастрихт) тихоокеанской зоны *Pachydiscus gollevillensis* – *P. subcompressus*. По мнению А.С. Шуваева (1968), обнаружившего в ольдонской свите мелкие двустворки *Acila* sp., *Leda* sp., гастроподы, ракообразные *Linuparus* (?) *Hexacoralla* (определения В.Н. Верещагина и Л.В. Криштофовича), возраст ольдонской свиты может быть установлен как ранний палеоцен (даний), с учетом того, что возраст нижележащей туровской свиты маастрихт – даний.

Отложения ольдонской свиты опробованы нами в районе устья р. Вымь на охотоморском побережье п-ова Терпения. Здесь верхние отложения ольдонской свиты, представленные флишоидным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, обнажаются в центральной части ядра синклинали. Флишоидная толща опробована с интервалом около 0.5 м (обр. № 263–271) и 2–3 м (обр. № 272–289).

В изученных нами алевроаргиллитах и алевролитах ольдонской свиты установлены палинокомплексы, морские диатомеи, бентические фораминиферы, спикулы губок, но все микроископаемые представлены единичными таксонами.

В составе палинокомплекса (обр. № 271, 278, 284, 289) принимают участие пыльца цветковых: *Juglans* sp., *Triatriopollenites* sp., *Weigella* sp., сем. *Pinaceae*, *Pinus* s/g *Haploxyylon*, *Tsuga* sp., споры папоротникообразных и мхов: *Leiotriletes* sp., *Sphagnum* sp. Несмотря на чрезвычайно бедный состав палинокомплекса, он несомненно имеет кайнозойский облик. Учитывая, что представители *Weigella* известны с эоцена, предполагается, что возраст отложений, вероятно, не древнее эоцена.

Диатомеи обнаружены только в 2-х образцах (№ 263, 277) и представлены удивительно хорошо сохранившимися створками литоральных видов *Arachnoidiscus ehrenbergii* Bailey, распространенного с позднего мела по настоящее время, и *Isthmia nervosa* Kutzing, известного с эоцена (Диатомовый анализ, 1949; Стрельникова, 1992). Отмечены также единичные обломки створок представителя рода *Coscinodiscus*.

Бентические фораминиферы обнаружены в 7 образцах, но представлены они единичными эк-

земплярами и только в виде ядер. По определению В.К. Аннина установлены следующие таксоны: *Haplophragmoides* sp., *Rhabdammina* sp., *Spirosigmoinella* sp., *Quinqueloculina* sp., *Pullenia* sp., *Robulus* sp., *Nodosarina* sp., *Pseudopolymorphina* sp. (обр. № 263, 265, 276, 277, 279, 280, 281). Следует отметить, что находки бентических фораминифер впервые установлены в отложениях ольдонской свиты и конечно требуют дальнейшего изучения.

Вышеприведенные данные позволяют предположить, что возраст отложений ольдонской свиты не древнее эоценового. Они формировались в морских, преимущественно мелководных условиях. Возрастным аналогом этих отложений является, вероятно, люкаминская свита (Гладенков Ю., Гладенков А., 1999; Гладенков, 2001), распространенная в восточных отрогах Восточно-Сахалинских гор (Пограничный район).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты микропалеонтологического изучения отложений п-ова Терпения (Восточный Сахалин) позволяют предположить палеогеновый возраст большинства свит котиковской серии, прежде считавшихся позднемеловыми (рис. 4). Комплекс радиолярий, обнаруженный в вулканогенно-кремнистой учирской свите, расположенной в основании серии, имеет сходство с вочвинским комплексом и датируется поздним мелом–ранним палеогеном (маастрихт–даний). В вышележащих существенно терригенных свитах (заслоновская, туровская, ольдонская), представляющих почти непрерывный разрез, установлена обедненная палинофлора, имеющая кайнозойский облик, что позволяет ограничить возрастной диапазон свит палеоцен–эоценом.

Вывод о палеогеновом возрасте основной части свит котиковской серии, сделанный нами на основе микропалеонтологических данных, противоречит единичным находкам аммонитов, которые до сих пор являются основным доказательством позднемелового возраста рассматриваемых отложений. Следует отметить, что находки аммонитов уже отмечались в палеоценовых отложениях Сахалина, но они требуют подтверждения, так как эти находки приходятся на тектонический блок, где обнаружены верхнемеловые отложения (Калишевич и др., 1981). Сложное геологическое строение п-ова Терпения, который находится в сопряженной системе субмеридиональных правосторонних сдвигов, сбросов и взбросо-надвигов, сформированных в позднекайнозойское время (Рождественский 1997; Fourtner et al. 1994), позволяет предполагать на полуострове наличие блоков верхнемеловых осадочных пород, содержащих аммониты.

Установление кайнозойского (раннепалеогенового) возраста пород котиковской серии заставляет изменить существующие до сих пор представле-

Система		Шуваев, 1968		Ковтунович, 1970		Гранник, 1978		Данная работа	
Отдел	Подотдел	Ярус							
Палеогеновая	Олигоцен								
	Эоцен								
Меловая	Палеоцен								
	нижний	верхний	даний	тацит					
Котиковская серия	Ольдонская свита >1100 м								
	Туровская свита 375–500 м				Ольдонская свита 2000 м		Ольдонская свита 1200 м		Ольдонская свита около 3000 м
Котиковская серия	Заслоновская свита >1500 м				Туровская свита 500–550 м		Туровская свита 350–550 м		Туровская свита около 500 м
	кампан	маастрихт			Заслоновская свита 1950 м		Заслоновская свита 1500 м		Заслоновская свита 2000 м
Котиковская серия	Учирская свита 2000–2500 м						Учирская свита 1000–2000 м		Учирская свита 1800 м
							Нерпиченская свита 1400 м		

Рис. 4. Схема расчленения отложений котиковской серии п-ова Терпения (Восточный Сахалин).

ния о геологическом развитии южной части Восточно-Сахалинского антиклиниория. Полуостров Терпения и наиболее приподнятая часть Восточно-Сахалинских гор (преимущественно породы туровской и ольдонской свит) не являются фрагментами преддугового прогиба позднемеловой островной дуги, как предполагалось ранее (Рождественский, 1997; Гранник, 1991). Этот район, вероятно, представляет собой центральную часть или западный борт кайнозойского Пограничного бассейна, осадконакопление в котором началось в палеогене. В неогеновый этап тектонической активизации эта часть бассейна была приподнята и эродирована до палеогеновых толщ. В восточной части бассейна осадконакопление продолжается до настоящего времени. Таким образом, заслоновская, туровская и ольдонская свиты котиковской серии не завершают мезозойский (позднемеловой) геосинклинальный этап развития Восточно-Сахалинской зоны, как это считалось ранее (Меланхолина, 1988; Рождественский, 1987), а начинают новый, палеогеновый этап развития рассматриваемой части Охотоморского региона. Отложения указанных свит являются, вероятно, самыми ранними морскими кайнозойскими (палеоцен-эоценовыми) образованиями одного из прогибов собственно Охотского моря.

Следует отметить, что переходные слои от мела к палеогену в Охотоморском регионе пока ма-

ло известны и плохо изучены (Гладенков, 2001). Полученные нами данные позволяют предположить наличие таких отложений на п-ове Терпения, но для их детального изучения требуются комплексные геологические работы.

Авторы признательны А.Г. Аблаеву (ТОИ ДВО РАН) за определение флоры, В.К. Аннину (ТОИ ДВО РАН) за определение бентических фрагминифер, Д.И. Витухину (ГИН РАН), Л.И. Митрофановой (Дальгейонинформцентр) за консультации. Мы искренне благодарны В.С. Маркевич (БПИ ДВО РАН) за критические замечания, позволившие улучшить рукопись.

Огромная помощь в организации и проведении экспедиции на п-ове Терпения была оказана директором государственного природного заповедника "Поронайский" А.А. Душиным и его сотрудниками, за что авторы выражают им огромную благодарность.

Исследования проведены благодаря финансовой поддержке РФФИ (проекты № 99-05-64714 а, № 00-05-79106 к.) и, частично, Федеральной целевой программы "Мировой океан" (проект 4.3.4. "Строение геосфер и оценка минеральных ресурсов дальневосточных морей и западной части Тихого океана").

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Безверхний В.Л., Горовая М.Т., Маркевич В.С. и др.** Морской кайнозой восточного склона вала Терпения (Охотское море). Препринт. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1998. 40 с.
- Братцева Г.М.** Возраст цагаянской флоры Азии // Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1969. С. 136–141.
- Брутман Н.Я.** Палиностратиграфия кайнозойских отложений Сахалина // Палинология в СССР. М.: Наука, 1976. С. 99 – 102.
- Брутман Н.Я.** Палиностратиграфия палеоген – неогеновых отложений Сахалинской нефтегазоносной области. Автореф. канд. диссерт. Л.: ЛГУ, 1986. 18 с.
- Вахрамеев В.А.** Позднемеловые флоры Тихоокеанского побережья СССР, особенности их состава и стратиграфическое положение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 3. С. 76–86.
- Вишневская В.С.** Биостратиграфия вулканогенно-кремнистых образований позднего мела Берингово-морского региона СССР по радиоляриям // Тихоокеанская геология. 1985. С. 84–93.
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Сухов А.Н. и др.** Возраст вулканогенно-кремнистых образований Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 8. С. 61–69.
- Геологическая карта Сахалина. М-б 1 : 1000000. Ред. Вещагин В.Н., 1970. (Приложение к "Геология СССР", т. XXXIII)
- Гладенков Ю.Б.** Кайнозой Сахалина – современные стратиграфические схемы и корреляция геологических событий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. №. 2. С. 77–91.
- Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю.** Новые данные по биостратиграфии олигоцена и нижнего миоцена Восточного Сахалина (Пограничный район) // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 5. С. 35–47.
- Гранник В.М.** Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 163 с.
- Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. I. Л.: Наука, 1974. 403 с.
- Диатомовый анализ. Определитель ископаемых и современных диатомовых водорослей. Кн. 2. Ред. Пропшина-Лавренко А.И. Л.: Госгеолиздат, 1949. 238 с.
- Жамойда А.И.** Биостратиграфия кайнозойских кремнистых толщ Востока СССР (на основе изучения радиолярий). Л.: Недра, 1972. 244 с.
- Заклинская Е.Д.** Пыльца покрытосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена. М.: Наука, 1963. 258 с.
- Казинцова Л.И.** Меловые радиолярии Корякского нагорья // Сов. геология. 1979. № 4. С. 81–85.
- Казинцова Л.И.** Возраст кремнистых толщ Восточно-Сахалинских гор по данным радиолярий // Тихоокеанская геология. 1988. № 2. С. 90–96.
- Калишевич Т.Г., Заклинская Е.Д., Серова М.Я.** Развитие органического мира Тихоокеанского пояса на рубеже мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1981. 164 с.
- Ковтунович Ю.М.** Восточно-Сахалинские горы // Геология СССР. Т. XXXIII. О. Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. С. 88–107.
- Меланхолина Е.Н.** Тектоника Северо-Западной Пацифики: соотношение структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с.
- Назаров Б.Б., Витухин Д.И.** Методы выделения ископаемых радиолярий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 2. С. 95–102.
- Покровская Л.М.** Методика палеопалинологических исследований // Палеопалинология. Л.: Недра, 1966. С. 29–83.
- Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России–Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. (Утверждено МСК 28 января 1994 г.) / Отв. ред. Гладенков Ю.Б. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
- Рождественский В.С.** Тектоническое развитие о. Сахалин // Тихоокеанская геология. 1987. № 3. С. 42–51.
- Рождественский В.С.** Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геодинамика тектоносферы зоны соединения Тихого океана с Евразией. Южно-Сахалинск: Ин-т мор. геологии и геофизики ДВО РАН, 1997. С. 80–109.
- Сваричевский А.С.** Геоморфология южной части Хоккайдо – Сахалинской подводной окраины // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 65–75.
- Соловьев С.Л., Тузов И.К., Снеговской С.С. и др.** Глубинное строение Охотоморского шельфа Центрального Сахалина // Геология и геофизика. 1979. № 3. С. 104–116.
- Стрельникова Н.И.** Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб: СПб. ГУ, 1992. 312 с.
- Фотянова Л.И., Серова М.Я., Гальверсен В.Г. и др.** Опорный разрез палеогеновых отложений полуострова Крильон (Ю. Сахалин, р. Китосия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 2. С. 58–76.
- Харахинов В.В.** Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. Оха на Сахалине: СахалинНИПИМорнефть. 1998. 77 с.
- Цой И.Б., Горовая М.Т., Шастина В.В.** Микропалеонтологическая характеристика кайнозойских отложений подводного хребта Терпения (Охотское море). Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН. Владивосток: 1998. 35 с. Деп. в ВИНИТИ № 3814-В98.
- Цуканов Н.В., Вишневская В.С., Казарина Г.Х., Витухин Д.И.** Состав и возраст кремнистых пород хр. Ширшова (Берингово море) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 80–85.
- Шуваев А.С.** Маастрихт-датские отложения на полуострове Терпения // ДАН СССР. 1968. Т. 183. № 3. С. 685–688.
- Fournier M., Jolivet L., Huchon Ph. et al.** Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening // J. Geophys. Research. 1994. V. 99. № B2. P. 2701–2725.
- Gladenkov A. Yu., White L.D., Gladenkov Yu.B., Blueford J.R.** Cenozoic biostratigraphy of the Pogranichnui Region, Eastern Sakhalin, Russia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2000. № 158. P. 45–64.
- Soloviev S.L., Krasny M.L., Melnikov O.A. et al.** Geological structure of the southwestern Okhotsk Sea area // Struct. Transit. Zone. Dordrecht, 1980. P. 81–95.

Рецензенты В.С. Вишневская, Ю.Б. Гладенков

УДК 551.7823.551.796(571.11)

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ СРЕДНЕГО – ВЕРХНЕГО ПЛИОЦЕНА ЮЖНОГО ЗАУРАЛЬЯ

© 2005 г. В. В. Стефановский*, Н. В. Погодина**

*ОАО Уральская геологосъемочная экспедиция, Екатеринбург

**Уральский государственный университет им. А.М. Горького, Екатеринбург

Поступила в редакцию 06.11.2003 г., получена после доработки 17.06.2004 г.

Обобщены многолетние комплексные исследования аллювиальных образований среднего течения р. Тобол в Южном Зауралье. Выделена звериноголовская свита, формирующая одну из эрозионно-аккумулятивных террас р. Тобол. В разрезе свиты установлены три литологические пачки, каждая из которых начинается песками русловой фации и завершается глинами и алевритами старицкой, либо пойменной фациями. Приводятся литолого-минеральная характеристика пачек, определения остатков мелких млекопитающих, раковин моллюсков и остракод, спорово-пыльцевые комплексы. Верхняя часть разреза средней пачки имеет прямую намагниченность, сопоставляемую с палеомагнитной эпохой Гаусс. Возраст нижней и средней пачек по комплексу данных определен второй половиной среднего плиоцена (пьяченце), верхней пачки по микротериофауне – началом позднего плиоцена (ранний гелазий).

Ключевые слова. Звериноголовская свита, плиоцен, пьяченце, гелазий, аллювий, русловые и старицкие фации, литолого-минеральный спектр, мелкие млекопитающие, моллюски, остракоды, палинологические комплексы, Южное Зауралье.

ВВЕДЕНИЕ

В бассейне среднего течения р. Тобол широко представлены аллювиальные образования, формирующие эрозионно-аккумулятивные надпойменные террасы. Разрез одной из них у пос. Звериноголовского был детально изучен комплексными методами, позволившими выявить оригинальный палеокомплекс мелких млекопитающих, отвечающий раннему гелазию. Гелазский ярус принят постановлением МСК (выпуск 30, 1998) в качестве верхнего яруса неогеновой системы (верхнего плиоцена), подстилающего квартер. Морской стратотип гелазия находится в Италии. Континентальные разрезы в России, отвечающие по возрасту гелазию, пока еще находятся в стадии изучения. Одним из возможных опорных разрезов нижнего гелазия может являться верхняя аллювиальная песчаная пачка звериноголовской свиты Южного Зауралья. Впервые аллювий в ранге звериноголовских слоев был описан В.В. Стефановским (1975) в кирпичном карьере на юго-восточной окраине пос. Звериноголовское Притобольского района Курганской области (рис. 1). В более поздние годы он изучался В.А. Лидером и Е.С. Синицких (Лидер, 1982) и вновь автором с Е.С. Синицких, И.Э. Бигоровой, Н.В. Погодиной (Погодина, 1997; Стефановский, Ивакина, 1998; Стефановский, 2000). В сборах ископаемых остатков мелких млекопитающих принимала участие палеозоолог А.Г. Малеева, за использование коллекции которой авторы выражают ей искреннюю благодарность.

ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЛЮВИАЛЬНОЙ ЗВЕРИНОГОЛОВСКОЙ СВИТЫ

Аллювиальные образования среднего – верхнего плиоцена, выделенные в звериноголовскую свиту (Стефановский и др., 1997), формируют однотипную эрозионно-аккумулятивную надпойменную террасу в долине р. Тобол. Относительная высота поверхности террасы составляет 30–42 м (высота цоколя 20–30 м), ширина достигает 5 км. Опорные разрезы свиты изучены в кирпичном карьере на юго-восточной окраине пос. Звериноголовское в естественных обнажениях по правому берегу речки Зверинки, секущей в широтном направлении звериноголовскую свиту, и по керну картировочных скважин бурового профиля (рис. 1).

В строении звериноголовской свиты участвуют три литологические пачки (снизу – вверх): нижняя пачка – песчаная с редким гравием и галькой кварца, с косой слоистостью, с линзами синевато-серых старицких каолинитово-гидрослюдистых глин в верхней части, мощностью 1–3 м; средняя пачка – алевритовая темно-серая, с горизонтально-волнистой слоистостью, с прослоями (0.1–0.2 до 0.4 м) тонко-мелкозернистых светло-серых кварцевых песков, зеленовато-серых “глиняных” песков (из окатышей глин) и темно-серых каолинитово-гидрослюдистых глин, мощностью 8–10 м; верхняя пачка – песчаная с преобладанием светло-серых тонкозернистых кварцевых песков с линзами (до 0.7 м) полимиктовых гравийных песков, с косой слоистостью, с раковинами моллюсков и ко-

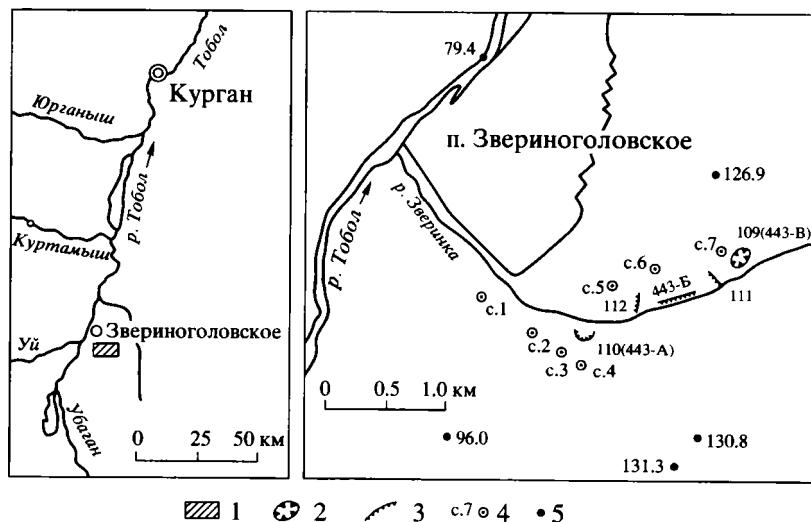


Рис. 1. Обзорная схема и расположение опорных обнажений и скважин.

1 – местоположение исследуемого района; 2 – карьер; 3 – береговые уступы; 4 – картировочные скважины и их номер; 5 – точки с абсолютными отметками.

сточками ископаемых грызунов, мощностью до 4.2 м. Общая мощность свиты от 12–15 до 19 м. Нижняя песчаная пачка с размывом залегает на палеогеновых чеганской, либо куртамышской свитах; верхняя песчаная перекрывается с перерывом лёссовидными суглинками–супесями североуральского надгоризонта позднего неоплейстоцена.

Нижняя пачка в естественных обнажениях была описана близ бровки террасы (обн. 110) и в борту речки Зверинки (обн. 443-Б; 112) (рис. 2). В обнажении у бровки террасы (обн. 110) под вложенным аллювием более молодой увельской террасы и нижними песчаными слоями средней пачки (слой 6) она имеет следующее строение (сверху вниз):

- | | |
|---|---|
| 5.2–6.3 м.
aN ₂ zv ¹ | 7. Нижняя пачка. Старичная фация. Глины синевато-серые, каолинитово-гидрослюдистые, участками тонкослоистые с присыпками белых слюдистых алевритов, либо бордовым ожелезненным налетом по плоскостям наслоения, участками комковатые с неровным изломом. |
| 6.3–7.6 м.
aN ₂ zv ¹ | 8. Русловая фация. Пески желтовато-серые, преимущественно кварцевые с редким гравием, галькой кварца и кремня, окатанностью 3–4 балла, с волнистой и в линзах с косой слоистостью, с редкими раковинами пресноводных моллюсков, с пятнами и гнездами вторичного ожелезнения. Нижний контакт резкий, эрозионный. |
| 7.6–8.2 м.
P ₃ čg | 9. Чеганская свита нижнего олигоцена. Глины темно-синие, тонколистоватые с включениями марказита. |

По данным литолого-минерального анализа в тяжелой фракции русловой фации песков (слой 8) определены минералы (%): ильменит – 34, эпидот и цоизит – 30, обыкновенная роговая обманка – 12, а также зерна лейкоксена, рутила, циркона, граната и аутигенного лимонита. Палеогеографический коэффициент (отношение устойчивых к химическому выветриванию минералов к неустойчивым) – 1.32, что характерно для плиоценовых образований Зауралья (Стефановский, 1991). В подстилающих чеганских глинах (слой 9) доминируют зерна пирита (55%), сокращается содержание ильменита (12%), эпидота и цоизита (17%) и роговой обманки (до 2%). По сборам Е.С. Синицких из песков (слой 8) были отмыты ископаемые косточки грызунов и фрагменты зубов *Bogosodia* sp. (опр. А.Г. Малеевой).

Редкие раковины моллюсков из слоя 8 представлены следующими видами: *Bithynia kirgizorum* L., *Valvata klinensis* (Milach.), *Planorbis planorbis* L., *Euglesa casertana* (Poli) (опр. Л.И. Крыловой). Первые два вида характерны для осадков плиоцена, а последние имеют транзитное плио-плейстоценовое распространение. Немногочисленный комплекс остракодов состоит преимущественно из транзитных плио-плейстоценовых видов с отдельными руководящими плиоценовыми формами – *Hyoscypris manasensis*, *Dolerocypris fasciata* (табл. 1). Глины старичной фации нижней пачки (слой 7) имеют близкий минеральный спектр тяжелой фракции, тождественный комплекс остракодов (табл. 1) и содержат споры и пыльцу (проба 8, рис. 3). Последние воссоздают лесостепные ландшафты с участием теплолюбивых пород – *Tilia* sp., *Ulmus* sp., *Corylus* sp. Климат был теплее современного. Два монолита из глин, отобранные

из керна скважины № 7, пробуренной со дна кирпичного карьера (обн. 109, слой 6), имеют прямую намагниченность пород, отвечающую возможно палеомагнитной эпохе Гаусс.

Средняя пачка звериноголовской свиты обнаружена в правом борту речки Зверинки (обн. 443-Б и 112). Описание последнего (112) и по керну скв. 5 приводим ниже:

0.0–0.5 м	1. Почва
0.5–1.5 м	2. Североуральский надгоризонт. Субаэральные образования. Супесь бурая, макропористая, известковистая, лессовидная.
a,aN ₂ zv ²	3. Звериноголовская свита. Средняя пачка. Пойменная фация, либо лимноаллювий. Тонкое переслаивание песков, алевритов и глин:
1.5–1.9 м	а) алевриты желтовато-бурые, глинистые, горизонтально-волнистослоистые;
1.9–2.4 м	б) пески глиняные (из окатышей глин), крупнозернистые, темно-серые с тонкими прослойками светло-серых алевритов;
2.4–2.7 м	в) алевриты желтовато-серые, тонко-слоистые, плотные, с плитчатой отдельностью;
2.7–3.1 м	г) гравийник глиняный, темно-серый, с жирным блеском, среднеплотный;
3.1–3.4 м	д) алевриты желтовато-серые, с тонкой горизонтальной слоистостью, с желваками гипса;
3.4–3.7 м	е) алевриты буровато-серые, массивного сложения, однородные;
3.7–4.8 м	ж) алевриты темно-бурые, с тонкой плитчатой отдельностью, глинистые, с присыпками светло-серого алеврита по плоскостям наслойния, участками сильно ожелезненного;
4.8–5.6 м	з) глины алевритистые, ржаво-бурые, тонкоплитчатые;
5.6–6.4 м	и) тонкое переслаивание темно-серых глинистых среднеплотных и светло-серых алевритов рыхлого сложения с глиняными ожелезненными песками;
6.4–6.7 м	к) пески кварцевые, тонко- и мелкозернистые, желтовато-серые, участками известковистые, с редкими обломками раковин моллюсков, позвонков рыб и косточек ископаемых грызунов;
6.7–7.1 м	л) алевриты темно-серые, глинистые, тонко-горизонтально-слоистые;
7.1–7.6 м	м) пески глиняные, темно-серые, среднеплотные, с матовым блеском, с тонкими прожилками светло-серых слюдистых алевритов;

7.6–8.2 м

н) пески кварцевые, светло-серые до белых, тонко-мелкозернистые, с тонкой горизонтально-волнистой слоистостью, в нижней части с линзой (до 2 см) серых алевритовых глин;

8.2–8.7 м
aN₂zv¹

4. Нижняя пачка. Старичная фация. Глины темно-серые с синеватым оттенком, алевритистые, массивного сложения, с неровным зернистым изломом, среднеплотные;

8.7–12.2 м

Русловые фации:

12.2 –13.0 м

5. Пески кварцевые, тонкозернистые, желтовато-серые, тонко-волнистослоистые; в нижней части пески тонкозернистые (по керну скважины № 5);

6. Пески разнозернистые, с редким гравием, водонасыщенные.

По генезису отложения средней пачки относятся либо к пойменным фациям аллювия, либо к лимноаллювию. Литолого-минеральный состав образований довольно однообразен. Пелитовая фракция представлена тонкодисперсной смесью гидрослюды и каолинита с редкими зернами кварца, кальцита и чешуек слюд; в легкой фракции доминируют зерна кварца, полевых шпатов и кальцита; в тяжелой фракции преобладают устойчивые к химическому выветриванию минералы (ильменит, лейкоксен, рутил, циркон) над неустойчивыми (эпидот, роговые обманки, пироксены). В отдельных пробах много аутигенного лимонита (до 15%). Палеогеографические коэффициенты варьируют в пределах 1.09–2.40, что свойственно осадкам плиоцена. Значительное количество вторичного кальцита и гипса может косвенно указывать на аридные условия в период седиментации отложений.

К базальным пескам средней пачки (слой 6, обн. 443-Б) приурочены находки фрагментов зубов полевок рода *Borsodia* sp. (сборы Е.С. Синицких). Из прослоя песков (обн. 112, слой 3-к) В.В. Стефановским были отмыты косточки грызунов и зуб корнезубой полевки – *Mimomys* sp. (опр. А.Г. Малеевой).

В 1970–1972 годах из кровли алевритов средней пачки (обн. 109) со дна карьера (слой 4) и песков верхней пачки (слой 3) были отмыты остатки мелких млекопитающих (табл. 2), большая часть которых сходна с таковыми, позднее отмытыми Н.В. Погодиной из верхней пачки того же обнажения (слой 3). Главная особенность первых сборов заключается в наличии одного зуба M_1 полевки вида *Promimomys gracilis* Kretzoi, а также в присутствии малоцементного зуба M^3 с практически неразвитыми траками. Вероятно эти формы являются более древними и происходят из средней пачки (слой 4). Зуб M_1 *Promimomys gracilis* отличается от зубов других полевок очень мелкими

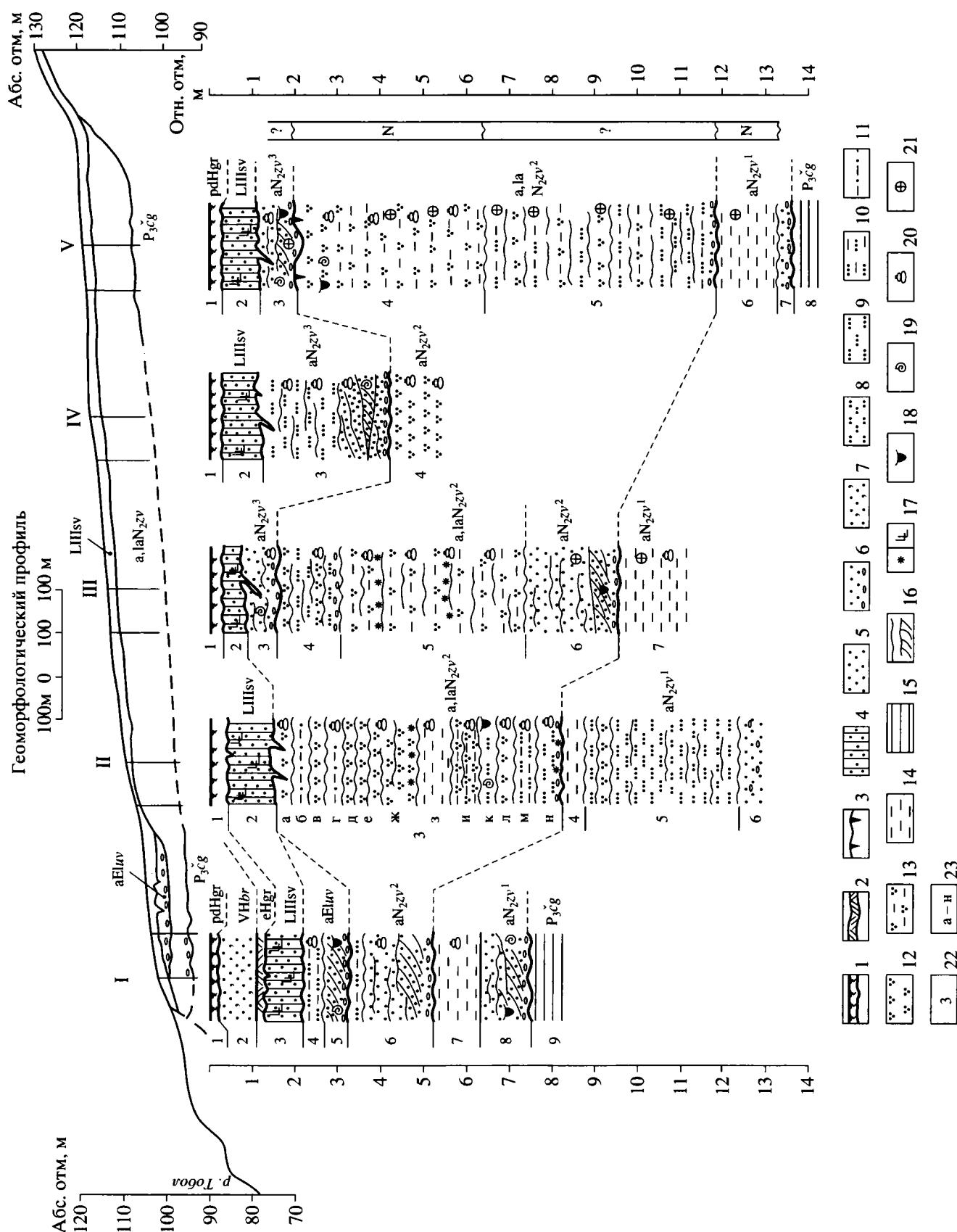


Таблица 1. Микрофауна остракод из звериноголовской свиты (определения Э.Д. Яскевич и С.М. Вицких, ОАО УГСЭ)

Остракоды	Индекс	a N _{2zv} ¹			a,la N _{2zv} ²					a N _{2zv} ³		
	Обнажение	110		443-Б	110	112	443-Б	111	109	443-Б	111	109
	Слой	8	7	7	6	3	5	4	4	3	3	3
	Литология	Пески	Глины	Пески	Алевриты					Пески		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Ilyocypris bradyi Sars	●			●	●	●	●	●	●	●	●	●
I. bella Sharapova		●		●	●	●			●	●		●
I. gibba (Ramd.)	●			●								●
I. manasensis Mand.	●			●								●
I. salebrosa Step.							●			●	●	●
I. caspiensis Neg.										●	●	
Candoniella schubinae Mand.										●	●	
C. subellipsoida Sharap.										●	+	●
Candonia candida Müll.					●							
Dolerocypris fasciata (Müll.)	●											
Cypria candonaeformis (Schw.)												●
Cyprinotus tenuitestus Kazm.					●							
Cytherissa lacustris Sars					●				●			
C. lacustriformis M. Pop.					●	●						
Baturinella kubanica Schr.								+				
Cyclocypris laevis Müll.										○	●	
Eucypris foveatus M. Pop.						●				●	●	
Limnocythere vara Liep.				+		⊕		+	⊕	●	⊕	
L. grinfeldi Liep.				+	●	●	●	+	●	●	●	
L. flexa Neg.				+	●	○	+	●	●	●	●	
L. infecta Jask.	●			+	⊕							
L. calva Jask.											+	
L. producta Jask.												
L. aperta Jask.				●		●	●	●				
L. ornata Mand. et Kazm.				●		●	●	●			●	
L. sharapovae Schw.				○		●	⊕	+			⊕	
L. iliensis Bodina						●	⊕	+			⊕	
L. cf. fontinalis Schn.												
L. cf. brevis Step.					●			●				
Cyprideis torosa (Jones)	+	⊕	●	⊕	⊕	⊕	+	⊕	+	+	⊕	●
C. littoralis (Brady)	⊕	○	○	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	○	⊕	⊕	○

● – единично (до 5 экз.); + – мало (5–10 экз.); ○ – обычно (10–25 экз.); ⊕ – много (свыше 25 экз.)

Рис. 2. Опорные обнажения звериноголовской свиты.

I–V – обнажения: I – 110 (443-А), II – 112, III – 443-Б, IV – 111, V – 109 (443-В).

1 – почва; 2 – погребенная почва; 3 – фрагменты клиньев усыхания размытой погребенной почвы; 4 – супесь лёссовидная; 5 – 11 – пески: 5 – разнозернистые, 6 – разнозернистые с гравием и галькой, 7 – разнозернистые, пылеватые, 8 – среднезернистые, 9 – мелкозернистые, 10 – мелкозернистые, глинистые, 11 – разнозернистые, глинистые; 12 – алевриты; 13–15 – глины: 13 – алевритистые, 14 – комковатые, 15 – листоватые; 16 – элементы слоистости; 17 – ожелезнение и известкование. Находки фауны и флоры: 18 – мелких млекопитающих, 19 – раковин моллюсков, 20 – микрофауны остракод, 21 – спор и пыльцы; 22 – 23 – номера: 22 – слоев, 23 – прослоев. Региональные стратиграфические подразделения: Hgr – горбуновский горизонт; Hbr – боровлянская свита; HIsv – североуральский надгоризонт верхнего неоплейстоцена; Eluv – увельская свита нижнего эоплейстоцена; N_{2zv} – звериноголовская свита среднего–верхнего плиоцена (zv¹ – нижняя пачка, zv² – средняя пачка, zv³ – верхняя пачка); P₃cg – чеганская свита верхнего олигоцена. Индексы генетических типов отложений: e – элювий; v – эолий; pd – почва современная; L – лёсссоиды; a – аллювий; la – лимноаллювий. N – прямая полярность пород.

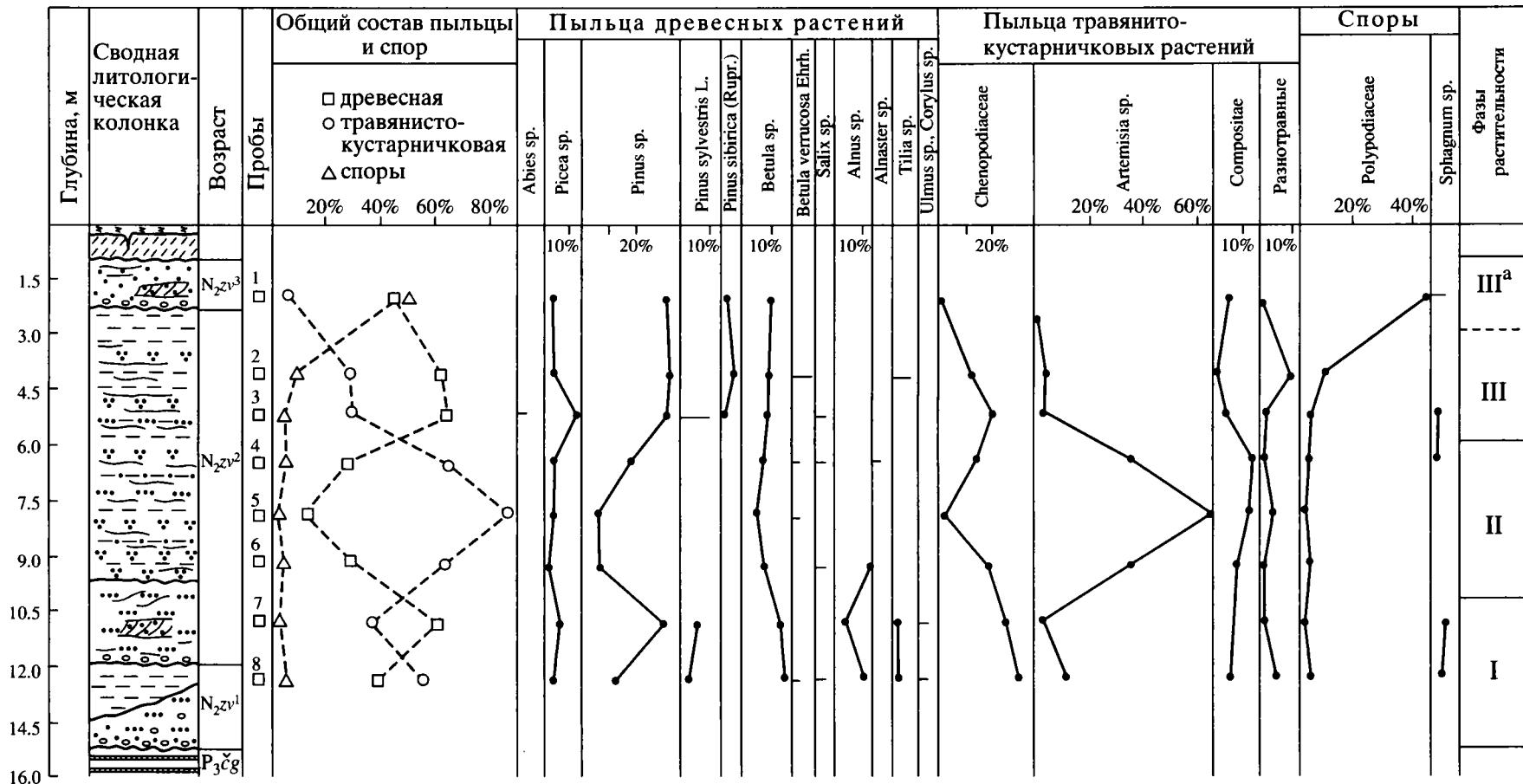


Рис. 3. Споро-пыльцевая диаграмма по разрезу звериноголовской свиты (составил В.В. Стефановский). Условные обозначения см. на рис. 2.

размерами (длина – 2.2; ширина – 1.1), эмаль на зубе не дифференцирована, имеется марка овальной формы, дентиновые траки очень низкие. Зуб M^3 имеет заднюю щелевидную марку, траки на зубе не развиты, с лабиальной стороны зуба в складке отмечена закладка небольшого количества цемента. Из-за отсутствия сравнительного материала определить таксономическую принадлежность этого зуба не представляется возможным. По присутствию вида *Promimomys gracilis* фауна из слоя 4 (обн. 109) может быть сопоставлена с зоной MN16а схемы Мейна (средний плиоцен – пьяченце) (Agadjanian, 2002a).

Совместно с остатками грызунов из средней пачки (слой 3-к) отмыты раковины пресноводных моллюсков – *Vallonia pulchella* (Mull.), *Planorbis planorbis* L., *Anisus leucostoma* (Mill.). Все виды широко представлены в ископаемом состоянии с плиоценом по плейстоцен включительно и не определяют возраст вмещающих отложений. Более представительны сборы остракод, выявленные по всему разрезу средней пачки (табл. 1). Присутствуют как характерные плиоценовые виды, так и редковстречаемые, а также транзитные формы. К руководящим плиоценовым видам, известным из илийской свиты юга Азии СССР, относятся *Baturinella kubanica*, *Limnocythere iliensis* (Меньшиков, 1982); из бетекейской свиты юга Западной Сибири – *Cyprinotus tenuitestus*, *Limnocythere ornata* (Казьмина, 1989). Виды *Pyoscypris salebrosa*, *Cypris candonaeformis* отмечены в пресноводных осадках плиоцена Куйбышевского Заволжья и Восточного Закамья (Степанов, 1971). Некоторые виды характерны для плио-эзоплейстоцена Зауралья, как *Pyoscypris salebrosa*, *Limnocythere sharapovae*, *L. producta*, *L. aperta*, *L. infecta* (Стефановский, 1999). Некоторые виды начинают свое развитие со звериноголовского времени – *Candonia candida*, *Limnocythere calva*, *L. fontinalis*, *L. brevis*, *Cytherissa lagustriformis*. Остальные являются транзитными и их стратиграфическая роль невелика. Необходимо отметить, что в количественном отношении преобладают виды *Limnocythere* – *L. vara* (до 72 экз.), *L. iliensis* (до 49 экз.), *L. sharapovae* (до 47 экз.) и *Cyprideis* – *C. torosa*, *C. littoralis*. Последний вид, по данным Е.А. Гофмана (Гофман, 1966) в современной микрофауне Каспия обилен при солености вод 2–13% и температуре воды до 10–16°C. Он может служить индикатором благоприятных климатических условий палеоводоемов. По вертикали разреза максимальное количество раковинок этого вида приходится на пески средней пачки звериноголовской свиты (пробы 110-6 – 120 экз.); в нижней части алевритов количество их сокращается (пробы 111-4 – 35 экз.). Доминируют эвритеческие виды и появляются сравнительно холодолюбивые – *Candonia candida*, *Cytherissa lacustris*.

По спорово-пыльцевому анализу в разрезе средней пачки фиксируются изменения раститель-

Таблица 2. Состав фауны мелких млекопитающих местонахождения Звериноголовское, обнажение 109

Состав фауны	Количество остатков		
	Средняя (слой 4), верхняя (слой 3) пачки	Коллекция А.Г. Малеевой, сборы 1970–1972 гг.	Верхняя пачка, слой 3 Коллекция Н.В. Погодиной, сборы 1991, 1994–1995 гг.
<i>Lagomorpha</i> ¹	39 ²		312
<i>Rodentia</i>	263		738
<i>Marmota</i> sp.			1
<i>Plioscirtopoda</i> sp.	1		1
<i>Pliomys</i> sp.			2
<i>Borsodia petenyii</i> Mehely			8
<i>B. steklovi</i> Zazhigin	2		6
<i>B. ex gr. betekensis</i> Zazhigin			1
<i>Promimomys gracilis</i>	1		
<i>Kretzoi</i>			
<i>P. baschkirica</i> Suchov	1		12
<i>Mimomys polonicus</i>			2
<i>Kowalski</i>			
<i>M. reidi</i> Hinton	3		5
<i>M. hintoni</i> Feifar	1		19
<i>Mimomys</i> sp.	1		3
<i>Arvicolidae</i> gen. (с корнями без цемента)	47		116
<i>Arvicolidae</i> gen. (с корнями с цементом)	89		321
<i>Arvicolidae</i> gen.?	117		241
Итого:	302		1050

¹ Часть материалов по *Lagomorpha* были переданы на определение М.А. Ербаевой (Геологический институт Бурятского филиала Сибирского отделения РАН). Результаты определения: *Pliolagus* sp., *Pliolagomys kujalnikensis* Topacevski et Scorik, 1977, *Ochotonoides complicidens* Boulte et Teilhard, 1928 (Агаджанян, Ербаева, 1983; Ербаева, 1988).

² Количество остатков приведено без учета материалов, переданных на определение.

ных ценозов за время ее формирования (рис. 3). Из нижних песков выявлен лесостепной спектр (фаза I), близкий по составу к палиноспектру нижней пачки. В нем среди древесных пород, наряду с сосновой, елью и бересой, еще участвуют широколиственные – *Tilia* sp., *Ulmus* sp., *Corylus* sp. В тонко-переслаивающейся нижней части средней пачки четко выделяется степной комплекс (фаза II), в котором доминируют пыльца полыни – *Artemisia* sp. (40–66% от общего количества пыльцы) с участием маревых – *Chenopodiaceae* (до 20%), *Compositae* (до 14%) и лугового разнотравья (до 6%). Резко сокращается пыльца древесных пород (до 12%), среди которой исчезают теплолюбы и по-

является холодолюбивый кустарник *Alnaster* sp. В это время на плакорах господствовали ксерофитные степные ландшафты, близкие к перигляциальным. Климат был холоднее современного. Для верхней части тонкослоистой пачки характерны лесные спорово-пыльцевые спектры (фаза III), в которых значительно участие пыльцы хвойных – *Abies* sp., *Pinus sibirica*, *Picea* sp. и широколиственных – *Tilia* sp. (до 8%). Климат был мягче и теплее современного.

Палеомагнитные исследования монолитов из верхней части тонкослоистой алевритистой пачки (обн. 109, гл. 2.4–6.5 м) проведены Д. К. Нургалиевым (Каз.ГУ), по данным которого эта часть разреза представлена положительно намагниченными породами. Направления естественной остаточной намагниченности до и после чистки группируются в III четверти экваториальной стереопроекции, средние величины составляют (по 72 пробам): склонение – 305°, наклонение – 75°, кучность – 18. Зона прямой намагниченности сопоставляется с верхней частью эпохи Гаусс (2.4–3.0 млн. лет).

Верхняя песчаная пачка звериноголовской свиты изучена в кирпичном карьере на юго-восточной окраине пос. Звериноголовское (обн. 109). Разрез ее в западной стенке карьера и по скв. 7 имеет следующее строение:

- | | |
|---|---|
| 0.0–0.3 м | 1. Почва. |
| 0.3–1.2 м | 2. Североуральский надгоризонт. Субаэральные образования. Супесь светло-бурая, макропористая, со столбчатой отдельностью, с карбонатными стяжениями и розочками гипса. Нижняя граница с редкими криогенными клиньями; шириной до 25 см, глубиной внедрения – до 40 см. |
| 1.2–2.0 м
Mn_2Zv^3 | 3. Звериноголовская свита. Верхняя пачка. Русловая фация. Пески светло-серые, преимущественно кварцевые, с гравием и редкой галькой кварца, кремней и окатанных карбонатных стяжений (до 3 баллов), волнисто- и косослоистые, участками глинистые, рыхлого и среднеплотного сложения, с многочисленными раковинами пресноводных моллюсков и остатками ископаемых грызунов. Нижняя граница резкая, эрозионная. |
| 2.0–6.4 м
$\text{a,la N}_2\text{Zv}^2$ | 4. Средняя пачка. Алеврит темно-серый с буроватым оттенком, глинистый, массивной текстуры, среднеплотный, со стяжениями карбонатов и розочками гипса, с железисто-марганцовистыми “дробинами”, участками с четко выраженной горизонтально-волнистой слоистостью, с прослойками и линзами тонкозернистого кварцевого песка; |
| 6.4–11.9 м | 5. Алеврит водонасыщенный, участками ожелезненный, в нижней части (с 10.0 м) более песчаный, с гравием. |

С 6.5 м описание разреза проводилось по керну скв. 7, пробуренной на дне карьера (рис. 1). Во время описания стенок карьера в 1974 г. В.В. Сте-

фановским на контакте песков (слой 3) и алевритов (слой 4) наблюдались мелкие клинья усыхания, шириной до 16 см, глубиной внедрения до 60 см – следы размытой погребенной почвы.

В 0.3 км к западу от кирпичного карьера, в правом ложке речки Зверинки была описана верхняя пачка звериноголовской свиты, имеющая несколько иное фациальное строение (обн. 111). Под лёссовидными супесями наблюдались светло-серые преимущественно кварцевые пески, тонкозернистые, горизонтально- и волнистослоистые с обломками раковин пресноводных моллюсков, с карбонатными и железистыми стяжениями, с линзами (до 0.2–0.3 м) разнозернистых песков с косой слоистостью. Мощность пачки до 4.2 м. В устье ложка пески со слабым размывом залегают на темно-серых алевритах средней пачки. Ниже по течению, в береговом уступе речки Зверинки (обн. 443-Б, рис. 2), косослоистая линза песков с раковинами моллюсков также с размывом залегает на алевритистых глинах средней пачки. Мощность верхней пачки варьирует от 1–2 м до 4.2 м.

Пески имеют аллювиальное происхождение. Окатанность зерен 2–3 до 4 баллов, поверхность их матовая (преобладает) и глянцевая. В тяжелой фракции песков определены (%): ильменит (20–45), эпидот и цоизит (23–36), обыкновенная роговая обманка (6–9), аутигенный лимонит (2–3), лейкоксен (12–18), гранаты, ставролит, анатаз, циркон, рутил, турмалин, дистен (3–9), силлиманит, андалузит, глауконит – единичные зерна. Палеогеографический коэффициент варьирует от 1.09 до 2.23, что свойственно плиоценовым образованиям.

Из русловых песков (обн. 109, слой 3) различными исследователями и в разные годы были отмыты и собраны ископаемые остатки мелких млекопитающих, видовой состав которых по определению Н.В. Погодиной, изучавшей эту коллекцию, выглядит следующим образом (табл. 2). Подавляющее большинство костных остатков принадлежит разрозненным зубам корнезубых полевок. Остатки *Lagomys* составляют 29.7%, *Arvicolinae* – около 70%, других грызунов – менее 1%. Звериноголовская фауна полевок представлена рядом широко распространенных форм, встречающихся как на территории Западной Европы, Русской равнины, так и в Западной Сибири, однако в изучаемой зауральской фауне отсутствуют остатки полевок типично европейского рода *Dolomys*, редок род *Pliomys*, мало остатков представителей вида *Mimomys polonicus*. Все перечисленные особенности сближают изучаемую фауну с таковыми близкими по возрасту с территорией Башкирии и Западной Сибири (Сухов, 1970; Зажигин, 1980). Также следует отметить полное отсутствие в зауральской фауне остатков

Таблица 3. Промеры первых нижних моляров (M_1) корнезубых полевок из местонахождения Звериноголовское (обнажение 109, верхняя пачка, слой 3)

Вид	Промер	<i>n</i>	Среднее	Минимум	Максимум
<i>Borsodia petenii</i> Mehely, 1914	Длина	6	2.64	2.5	2.75
	Ширина	8	1.14	1.05	1.25
	Индекс антероконида	6	45.15	43.4	48
	Высота коронки	8		1.75	3.55
<i>Borsodia steklovi</i> Zazhigin, 1914	Длина	6	2.46	2.35	2.5
	Ширина	6	1.08	1	1.1
	Индекс антероконида	6	45.43	44	46.94
	Высота коронки	5		2.6	3.25
<i>Promimomys baschkirica</i> Suchov, 1970	Длина	11	2.55	2.45	2.65
	Ширина	12	1.15	1.05	1.3
	Индекс антероконида	11	42.25	40.38	44.23
	Высота коронки	12		1.6	3.75
<i>Mimomys polonicus</i> Kowalski, 1960	Длина	2		3.3	3.4
	Ширина	2		1.5	1.6
	Индекс антероконида	2		42.65	46.97
	Высота коронки			1.75	2.30
<i>Mimomys reidi</i> Hinton, 1910	Длина	2	2.68	2.65	2.7
	Ширина	5	1.18	1.05	1.25
	Индекс антероконида	2	41.13	40.74	41.51
	Высота коронки	5		2	3.11
<i>Mimomys hintoni</i> Feifar, 1961	Длина	13	2.81	2.7	3
	Ширина	15	1.27	1.1	1.4
	Индекс антероконида	13	45.02	41.07	48.15
	Высота коронки	16		1.5	3.4

мышей, что характерно для западносибирских фаун (Зажигин, 1980). Ценную информацию дает анализ общих особенностей строения коренных зубов полевок. Корни на всех зубах морфологически выражены, закругления в нижней части конидов имеют даже самые молодые зубы. Все нижние зубы (M_1 , M_2 , M_3) имеют по два корня. Первые верхние моляры (M^1) все трехкорневые, тогда как среди вторых верхних моляров (M^2) только два из 57 имеют по три корня, а третьи верхние зубы (M^3) все имеют по два корня. Траки на всех зубах хорошо развиты и почти всегда доходят до жевательной поверхности. Наибольший интерес представляют особенности строения зубов полевок родов *Borsodia*, *Promimomys*, *Mimomys* (их размерные характеристики приведены в таблице 3). В состав звериноголовского комплекса млекопитающих входят три вида полевок рода *Borsodia* (табл. 2). Большая часть остатков принадлежит двум видам: *B. petenii* Mehely (более крупная форма) и *B. steklovi* Zazhigin (более мелкая форма). Остатки представителей рода *Promimomys* из Звериноголовского отнесены нами к виду *P. baschkirica* Suchov. Род *Mimomys* представлен одной крупной и двумя мелкими формами. Крупная форма представлена широко распространенным в верхнеплиоценовых фаунах видом *M. polonicus* Kowalski. Остатки его малочислен-

ны. Мелкие формы рода *Mimomys* представлены двумя видами. Зубы вида *M. reidi* Hinton малочисленны, большинство мелких зубов отнесено к виду *M. hintoni* Feifar. Видовой состав фауны полевок (в частности, присутствие видов *P. baschkirica*, *M. polonicus*, *B. petenii*) позволяет отнести ее к зоне MN16b схемы Мейна, т.е. к первой половине верхнего плиоцена (гелазий). Звериноголовская фауна сопоставляется с Верхнеуральским фаунистическим комплексом (Agadjanian, 2002a). Наиболее близкими по возрасту являются фауны башкирских местонахождений Аккулаево (нижний слой) и Симбугино (Сухов, 1970; Tesakov, 2002; Agadjanian, Danucalova, 2002). Звериноголовская фауна моложе фауны из Симбугино, но древнее фауны из Аккулаево (нижний слой) (Погодина, 1997). Другими близкими по возрасту являются фауны местонахождений Урыв-2 и Коротояк-2а на Русской равнине, Апастово в Татарстане, Ремблице кролевски 1 в Польше (Agadjanian, 2002a; Agadjanian, 2002b; Tesakov, 2002).

Совместно с микротериофауной ископаемых грызунов были отмыты многочисленные раковины пресноводных моллюсков, видовой состав которых выглядит следующим образом (экз.): *Bogusthenia pronaticina* L. – 984, *Bithynia kirgizorum* L. – 191, *B. tentaculata* L. – 10, *Fagotia* sp. – 20, *Hydrobia*

sp. – 1, *Marstoniopsis steini* Mart. – 67, *Valvata piscinalis* Mull. – 7, *V. confusa* West. – 12, *V. pulchella* Stud. – 38, *V. ssorensis* (Dyb.) – 57, *V. depressa* C.Pfeiff. – 26, *Limnaea tobolica* Lam. – 4, *L. truncatula* (Mull.) – 45, *L. peregra* (Mull.) – 17, *L. glabra* (Mull.) – 3, *L. palustris* (Mull.) – 5, *Anisus leucostoma* (Mull.) – 46, *Planorbis planorbis* L. – 32, *Vallonia pulchella* (Mull.) – 3, *Choanomphalus rossmaessleri* (A.Schm.) – 12, *Euglesa personata* (Malm.) – 20, *E. crassa* (Stelf.) – 2, *E. casertana* (Poli) – 3, *E. subtruncata* (Malm.) – 6. По заключению Л.И. Крыловой (УрГПУ), определявшей малакофауну, первые два вида палеокомплекса являются руководящими для бетекейского комплекса раннего плиоцена Северной Азии (Чепалыга, 1982), остальные виды имеют скользящее распространение в плиоцен–плейстоценовых образованиях. Звериноголовский малакокомплекс Л.И. Крылова (1981) рассматривала как более позднюю стадию бетекейского. По нашему мнению, по соотношению видов он более близок к кызыл-айгирскому комплексу верхнего плиоцена юга Западной Сибири (Зыкин, 1986). Последние сборы раковин моллюсков, сделанные Н.В. Погодиной в 1994 г. из верхней пачки свиты, были переданы в лабораторию кайнозоя БНЦ УрО РАН (г. Уфа). По определению Г.А. Данукаловой они включают следующие виды (экз.): *Viviparus* sp. – 22, *Bivalvia* (Unionidae) – 4, *Valvata naticina* Menke – 352, *V. piscinalis* Mull. – 21, *Valvata* sp. – 463, *Bithynia tentaculata* L. – 113, *Bithynia* sp. – 178, *Limnaea* cf. *peregra* Mull. – 7, *Planorbis planorbis* L. – 1, *Anisus laevis* Alder – 1, *Pisidium* sp. – 1, *Coretus* sp. – 5, *Vallonia* sp. – 5, *Gastropoda* – 22. Раковины *Gastropoda* очень близки к виду *Caspia turgita* G.Prv., который в Предуралье и на Волге обычен из акчагыльских солоноватоводных отложений. По сохранности и видовому составу коллекция близка к малакофауне из плиоценового разреза Базитамак (материалы еще не опубликованы), а также он известен из среднего–позднего акчагыла разреза Симбугино (Фауна и флора..., 1977). Несмотря на существенные отличия в определении видового состава Звериноголовского палеокомплекса, оба исследователя приходят к одному выводу – о среднеплиоценовом (акчагыл) возрасте вмещающих малакофауну отложений.

В микрофауне остракод из верхней пачки, кроме приведенных видов из нижней и средней пачек (табл. 1), присутствуют как древние виды – *Cypria candonaeformis* (Schw.), так и более прогрессивные формы – *Ilyocyparis bella* Sharap., *I. caspiensis* Neg., *Candoniella schubinae* Mand., *Cyclocypris laevis* Mull. – характерные для плейстоцена (Стефановский, 1999).

В палинологическом комплексе лесного типа (фаза III^a, рис.3) из песков верхней пачки превалирует пыльца сосны, березы, ели, значительную роль играют споры кочедыжниковых – *Polypodiaceae* (до 43% от общего количества спор и пыльцы). Воссоз-

даются ландшафты сосновых лесов с березой, елью и папоротниковым покровом. Климат был умеренно теплый и гумиднее современного.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Звериноголовская свита прослежена на всем протяжении долины среднего течения р. Тобол: от пос. Звериноголовское на юге до устья речки Суерь на севере.

В результате анализа и обобщения материалов по геоморфологическому положению, находкам ископаемой фауны и флоры стратиграфическое положение звериноголовской свиты в общей шкале и региональной схеме стратиграфии плиоцена Южного Зауралья может быть предложено в следующем виде (табл. 4). Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Звериноголовская свита имеет аллювиальный генезис и формирует одноименную надпойменную эрозионно–аккумулятивную террасу р. Тобол.

2. В строении свиты участвуют три литологические пачки, отвечающие внутриинформационным осадочным ритмам осадконакопления. Каждый ритм начинается разнозернистыми песками русловой фации и завершается глинами старичной фации (нижняя пачка), пойменными (возможно лимноаллювием) тонкослоистыми фациями (средняя пачка). Верхний ритм незавершенный (возможно размыт) и представлен песками русловой фации. Общая мощность свиты 12–15 до 19 м.

3. Свита с размывом залегает на морских глинах чеганской свиты палеогена, либо на континентальных образованиях куртамышской свиты среднего–верхнего олигоцена. Перекрывается увельским аллювием нижнего эоплейстоцена и субаэральными лессовидными суглинками североуральского надгризонта верхнего неоплейстоцена.

4. Литолого-минеральный спектр тяжелой фракции свиты характеризуется преобладанием минералов устойчивых к химическому выветриванию – ильменит, лейкоксен, рутил, циркон над неустойчивыми – эпидот и цоизит, роговые обманки, что позволяет предполагать размыт и переотложение кластического материала преимущественно из континентальных отложений куртамышской свиты среднего – верхнего олигоцена.

5. Ископаемые остатки грызунов из нижней и средней пачек довольно малочисленные, но по руководящему виду *Promimomys gracilis* могут быть сопоставлены с зоной MN16a схемы Мейна (средний плиоцен, пьяченце). Микротериофауна из верхней пачки свиты образует оригинальный палеокомплекс, сопоставляемый по эволюционному уровню ископаемых грызунов (*Promimomys baschkirica*, *Mimomys polonicus*, *M.hintoni*) с зоной MN16b схемы Мейна (верхний плиоцен, нижний гелазий).

Таблица 4. Stratigraphic position of the Zverinogolovskaya formation in the general scale and regional scheme of the assessment of the South Ural

6. Малакофауна из звериноголовской свиты образует своеобразный комплекс, имеющий сходство с палеоассоциациями среднего–позднего плиоцена Западной Сибири, в которых наряду с отдельными плиоценовыми видами (*Borysthenia pronatica*, *Bithynia kirgizorum*, *V.klinensis*) уже широко представлены формы четвертичной фауны. Для отложений Зауралья она выделена впервые и, судя по совместному нахождению с остатками грызунов, является характерной для первой половины верхнего плиоцена (гелазий).

7. Палеоассоциация остракод по совокупности видов занимает стратиграфическое положение между бетекейским и кочковским комплексами юга Западной Сибири. По количественным показателям (более тысячи экземпляров) и качественному разнообразию видов (табл. 1) она может считаться руководящей для континентальных образований Зауралья среднего плиоцена (пьячение).

8. В палеогеографическом плане формирование глин нижней и русловых фаций средней пачек протекало среди мелколиственных светлохвойных лесных фитоценозов с широколиственными породами в подлеске в условиях теплого гумидного климата; аккумуляция нижней части средней тонкослоистой пачки (пойменные фации или лимноаллювий) осуществлялась возможно в перигляциальных условиях степных открытых ландшафтов с преобладанием полыней на плакорах и с криофильным кустарником *Alnaster* в поймах рек (это первое значимое похолодание в среднем плиоцене Южного Заура-

лья); верхняя часть средней и верхняя песчаная пачки формировались во время развития мелколистенных березово-сосновых и сосновых лесов с участием липы, в климатических условиях чуть благоприятнее современных.

9. Палеомагнитными исследованиями надежно охарактеризована только верхняя часть средней алевритовой тонкослоистой пачки, имеющая прямую намагниченность пород, сопоставляемую с поздней стадией палеомагнитной эпохи Гаусс (2.4–3.0 млн. лет).

10. Возраст нижней и средней пачек зверино-головской свиты по палеомагнитным данным и фауне грызунов (*Promimomys gracilis*) определен в пределах конца среднего плиоцена (пьяченце); верхней пачки – по биостратиграфическим материалам, в т.ч. микрофауне грызунов, как начало верхнего плиоцена (ранний гелазий). Возрастной интервал формирования всего разреза свиты соответствует второй половине среднего (пьяченце) – первой половине верхнего (гелазий) плиоцена.

11. По ископаемым грызунам звериноголовская свита сопоставляется с разрезами Аккулаево и Симбугино в Башкирии (Фауна и флора..., 1977; Яхимович и др., 1972; Tesakov, 2002; Agadjanian, Danucalova, 2002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агаджанян А.К., Ербаева М.А. Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные территории СССР. М.: Наука, 1983. 187 с.

- Гофман Е.А.* Экология современных и новокаспийских остракод Каспийского моря. М.: Наука, 1966. 182 с.
- Ербаева М.А.* Пищухи кайнозоя: (Таксономия, система, филогения). М.: Наука, 1988. 224 с.
- Зажигин В.С.* Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. М.: Наука, 1980. 154 с.
- Зыкин В.С.* Значение пресноводных моллюсков для стратиграфии плиоцена Западно-Сибирской равнины // Новосибирск: Наука, 1986. С. 94–102.
- Казьмина Т.А.* Неогеновые и четвертичные комплексы остракод юга Западной Сибири // Новосибирск: Наука, 1989. С. 66–71.
- Крылова Л.И.* О находках малакофауны из континентальных отложений плиоцена Южного Зауралья // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 1. С. 156–158.
- Лидер В.А.* Звериноголовский разрез верхнеплиоценовых отложений // Плиоцен и плейстоцен Урала: Материалы к XI конгрессу ИНКВА. Ч. 1. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 3–21.
- Меньшиков С.Ф.* Остракоды. Запад азиатской части СССР / Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 1. М.: Недра, 1982. С. 234–240.
- Погодина Н.В.* Полевки (Rodentia, Arvicolinae) в фаунах мелких млекопитающих верхнего плиоцена и эоплейстоцена Южного Урала и Зауралья. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Екатеринбург: ИЭРиЖ УрО РАН, 1997. 16 с.
- Степанов Л.А.* Соотношение морских и континентальных (акчагыльских и кинельских) отложений Прикаспия, Нижнего и Среднего Поволжья // Стратиграфия неогена Востока Европейской части СССР. М.: Недра, 1971. С. 124–138.
- Стефановский В.В.* Антропоген Южного Зауралья. Автореф. дис. ... канд. геол.–мин. наук. Свердловск: УГСЭ, 1975. 33 с.
- Стефановский В.В.* Минеральные спектры тяжелой фракции позднекайнозойских отложений Зауралья // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Зап.-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тез. докл. Тюмень: Зап.СибНИГНИ, 1991. С. 97–98.
- Стефановский В.В.* Корреляция субаквальных плейстоценовых отложений Среднего и Южного Зауралья по микрофауне ископаемых остракод // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Сб. науч. тр. Екатеринбург: УГСЭ, 1999. С. 145–164.
- Стефановский В.В.* Аллювиальные плиоценовые свиты среднего Тобола // Уральский геол. журнал. 2000. № 1 (13). С. 79–91.
- Стефановский В.В., Шуб В.С.* Схема стратиграфии неогеновых отложений Урала. Объяснительная записка и страт. схемы Урала (мезозой, кайнозой). Екатеринбург: УГСЭ, 1997. С. 79–96.
- Стефановский В.В., Ивакина Н.В.* Звериноголовское – опорный разрез континентального акчагыла Южного Зауралья // Главнейшие итоги в изучении четв. периода. Тез. докл. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 49–50.
- Сухов В.П.* Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие Аккулаевского местонахождения в Башкирии. М.: Наука, 1970. 93 с.
- Чепалыга А.Л.* Комплексы пресноводных моллюсков. Восточная Европа. / Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 1. М.: Недра, 1982. С. 218–226.
- Фауна и флора Симбугино (опорный разрез акчагыла и ашшерона Башкирии). М.: Наука, 1977. 234 с.
- Яхимович В.Л., Немкова В.К., Попова-Львова и др.* Фауна и флора Аккулаева (опорный разрез среднего акчагыла – среднего ашшерона Башкирии). Уфа: БФ АН СССР, 1972. 144 с.
- Agadjanian A.* Small mammals of the Middle Pliocene of the Russian Plane // Upper Pliocene and Pleistocene of the Southern Urals region and its significance for correlation of the eastern and western parts of Europe: Abstr. of the INQUA SEQS – 2002 Conference. Ufa. 2002a. P. 8–9.
- Agadjanian A.* Small mammals from the Apastovo locality // Upper Pliocene and Pleistocene of the Southern Urals region and its significance for correlation of the eastern and western parts of Europe: Abstr. of the INQUA SEQS – 2002 Conference. Ufa. 2002b. P. 10–11.
- Agadjanian A., Danucalova G.* Small mammals from the Middle Pliocene of the Southern Fore-Urals // Upper Pliocene and Pleistocene of the Southern Urals region and its significance for correlation of the eastern and western parts of Europe: Abstr. of the INQUA SEQS – 2002 Conference. Ufa. 2002. P. 12–13.
- Tesakov A.* Two Pliocene Arvicolid faunas of Bashkortostan within the framework of European biostratigraphic units // Upper Pliocene and Pleistocene of the Southern Urals region and its significance for correlation of the eastern and western parts of Europe: Abstr. of the INQUA SEQS – 2002 Conference. Ufa. 2002. P. 83.

Рецензенты М.А. Ахметьев, Н.Ю. Филиппова

УДК 553.338(571.15)

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ БАССЕЙНА РЕКИ ЧАГАН-УЗУН – КЛЮЧ К РЕКОНСТРУКЦИИ ИСТОРИИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

© 2005 г. А. Р. Агатова

Институт геологии СО РАН, Новосибирск

Поступила в редакцию 13.04.2004 г., получена после доработки 16.12.2004 г.

В статье приводится реконструкция количества и масштабов оледенений Юго-Восточного Алтая, выполненная на основе полевых исследований и геоморфологического картирования в масштабе 1:50 000 рельефа Чаган-Узунского бассейна – ключевого объекта для изучения истории оледенений этой части Алтайской горной страны. Из-за невозможности корректного возрастного расчленения морен данного района методами абсолютного датирования последовательность ледниковых событий, восстановленная морфостратиграфическим методом, имеет лишь условную привязку к шкале абсолютного времени. Анализ строения троговых долин, сохранности первоначальной формы морен и закономерностей их распространения по площади Чаган-Узунского бассейна дает возможность предполагать существование не менее одного среднеплейстоценового и уверенно выделять два позднеплейстоценовых оледенения, первое из которых было крупнее. Среднеплейстоценовое оледенение носило долинно-предгорный характер: долинные ледники, выходя из хребтов, сливались на уплощенных водоразделах по их периферии. Позднеплейстоценовые ледники даже в максимум своего развития имели долинный тип. Соотношение ледниковых форм рельефа с элементами современной тектонической структуры позволяет утверждать, что смена типа оледенения этого района в позднем плеистоцене была обусловлена поднятием хребтов и, как следствие, эрозионным углублением долин.

Ключевые слова. Алтай, горное оледенение, неотектоника, плеистоцен, геоморфологическое картирование, морфостратиграфия.

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на длительное изучение, история плеистоценовых оледенений гор юга Сибири до сих пор воссоздана не в полной мере. Открытым остается вопрос о количестве оледенений. Так, стратиграфическая схема Западной Сибири насчитывает 7 периодов оледенений в пределах эпохи Брюнес (0–780 тыс. лет) (Архипов и др., 1997). В байкальской климатической записи биогенного кремнезема в этом же временном интервале выделены 9 ледниковых периодов (Карабанов и др., 2001). В то же время в горах Восточного Саяна и Северного Прибайкалья, непосредственно окружающих озеро, а также на территориях, прилегающих Тувы и Алтая, выявлены следы гораздо меньшего числа оледенений, правда, не древнее среднего плеистоцена. Другой не решенной до конца проблемой является реконструкция масштабов оледенений в различных районах горного пояса Сибири. Трудности в решении этих проблем объясняются целым рядом объективных причин: неполнотой сохранения в рельефе и отложениях горных областей следов более ранних оледенений; сложной орографической зональностью, затрудняющей сравнение одновозраст-

ных форм ледникового рельефа даже в соседних районах одной горной страны; противоречивостью полученных к настоящему времени абсолютных датировок и все еще неполной изученностью ледниковых отложений и форм рельефа, зачастую находящихся в труднодоступных местах. Именно поэтому сбор и анализ информации о распространении следов четвертичных оледенений и последующий ее синтез в виде палеогляциологических, палеогеографических и палеоклиматических реконструкций на эту огромную территорию по-прежнему актуальны. Настоящая статья посвящена решению этих задач для Алтая.

Одним из ключевых объектов для реконструкции оледенений Алтайского сегмента горного пояса Сибири является бассейн реки Чаган-Узун. Это уникальный по степени сохранности следов оледенений различного возраста и потому наиболее изученный высокогорный район Алтая. Характеристика его ледниковых морфолитокомплексов с разной степенью детальности приводится практически всеми исследователями четвертичной истории Алтая. Однако, несмотря на редкую для горной страны сохранность в рельефе и отложениях следов нескольких оледенений, интерпре-

тации специалистами их возраста, количества и масштабов весьма отличаются.

В настоящей статье приведены данные полевых и дистанционных исследований автора, анализ геоморфологической модели масштаба 1:50000, построенной на его территорию впервые, и результаты палеогеографической реконструкции, увязывающей весь комплекс полученных данных. Даже учитывая особенности оледенения каждого отдельного хребта, результаты исследований Чаган-Узунского бассейна могут быть применены к обширной территории, обрамленной хребтами Монгун-Тайга, Айгулакским, Курайским, Теректинским, Катунским, Северо- и Южно-Чуйским хребтами и хребтом Чихачева, имеющими высоты 3–4 тыс. м, сходное строение и механизмы формирования. По своему расположению эти хребты относятся к центральной и юго-восточной частям российской территории Алтая. Наши выводы подтверждают точку зрения о долинном характере позднеплейстоценовых оледенений Юго-Восточного Алтая и их меньшем масштабе по сравнению с оледенением среднего плейстоцена. Кроме того, детальная геоморфологическая карта дала возможность не только установить последовательность формирования всех аккумулятивных и денудационных элементов ледникового рельефа, но и соотнести их с элементами современной тектонической структуры, что позволило установить причину уменьшения масштабов оледенений Юго-Восточного Алтая в позднем плейстоцене. В статье доказывается, что преобразования рельефа Алтая в ходе блоковых тектонических движений на рубеже среднего и позднего плейстоцена сыграли определяющую роль в смене типа ее оледенений с долинно-предгорного в среднем плейстоцене на долинный тип в позднем плейстоцене.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для реконструкции истории оледенений в качестве основы была использована картографическая модель рельефа Чаган-Узунского бассейна масштаба 1:50000 (1:25000 на ключевые участки). Генетическая типизация элементов рельефа проводилась в ходе полевых наблюдений, дешифрирования аэрофото- и космоснимков и анализа положения каждого элемента в геоморфологической системе. Для установления последовательности формирования всех элементов, включая и ледниковые, анализировалось их соотношение в пространстве, приуроченность одних к другим, характер границ между ними. Крупномасштабное геоморфологическое картографирование позволило восстановить основные этапы истории оледенения исследуемой территории от момента, запечатленного в самых древних поверхностях ледникового происхождения, до настоящего времени.

Точность этого метода определяется сохранностью в рельефе следов оледенений различного возраста.

Помимо пространственного соотношения дополнительным критерием, позволяющим разделять аккумулятивные ледниковые образования по возрасту, является степень сохранности ими сингенетичных форм рельефа и поверхности. Очевидно, что этот критерий может привести к ошибкам, если сравниваются морены, расположенные далеко друг от друга и не имеющие непосредственных контактов. Даже одновозрастные морены в разных районах Алтая имеют различный вид в зависимости от соотношения крупно- и мелкообломочной фракций в их составе, а также особенностей последующего физического и биологического выветривания, интенсивности расчленения реками или размыва озерами. Однако на территории бассейна Чаган-Узуна наблюдаются непосредственные соотношения морен различной сохранности, что и обусловило применение этого критерия.

Следует отметить, что анализ пространственного соотношения и сохранности формы морен является одним из ведущих методов для установления количества оледенений в данном районе, так как область сноса здесь в течение плейстоцена не менялась, и отличить отложения разных ледниковых событий на водоразделах и в долинах Чаган-Узунского бассейна по составу обломков невозможно. Находки микрофауны (остракод) редки, а ее видовой состав также не позволил расчленить ледниковые отложения в разрезах; палинологический метод малоэффективен для этих целей из-за значительного переотложения пыльцы и спор из более древних отложений (Михайлова и др., 2004). Абсолютный (термolumинесцентный) возраст ледниковых и генетически связанных с ними отложений опорного для Юго-Восточного Алтая разреза Чаган, находящегося на территории бассейна Чаган-Узуна, по данным разных авторов (Разрез новейших.., 1978; Шейнкман, 2002; Агатова и др., 2004) заметно отличается. Противоречивость ТЛ-датировок не позволяет использовать их для возрастного расчленения аккумулятивных форм ледникового рельефа и напластований моренных отложений в разрезах. Других методов, пригодных для датирования древних ледниковых отложений рассматриваемого района, в настоящее время не существует. В их разрезах отсутствуют эфузивные прослои, а возрастной диапазон лежит за пределами возможностей радиоуглеродного метода. Именно поэтому последовательность ледниковых и межледниковых периодов в Юго-Восточном Алтае, за исключением Малой ледниковой эпохи пока не может быть точно привязана к абсолютной шкале времени.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА ЧАГАН-УЗУНСКОГО БАССЕЙНА

Бассейн р. Чаган-Узун включает юго-западную часть Чуйской межгорной впадины и хребты ее обрамления. Притоки Чаган-Узуна дренируют центральную часть северного макросклона Южно-Чуйского хребта и восточные макросклоны массивов Биш-Иирду и Чаган-Узунского, представляющих собой соответственно наиболее высокую часть Северо-Чуйского хребта и его низкогорное восточное окончание.

Нижний ярус рельефа (1700–1900 м) образован пологосклонными аккумулятивными поверхностями – это днище Чуйской впадины, сложенное аллювиальными галечниками. Уплощенные водоразделы приподнимающейся к хребтам периферийной части впадины с чехлом ледниковых и водно-ледниковых отложений представляют средний по высоте ярус рельефа (до 2800 м). Верхний ярус (до 3960 м) образован ступенями макросклонов и гребневыми частями массива Биш-Иирду и Южно-Чуйского хребта с вершинами альпийского типа и современным оледенением. Подобная закономерность в строении рельефа определяется действием высотной климатической зональности, наложенной на тектогенную ступенчатую структуру хребтов и впадины.

Для уплощенного и невысокого (2900 м) Чаган-Узунского массива характерны V-образные долины, врезающиеся верховьями в плоскую водораздельную поверхность. Современное оледенение на его территории отсутствует. Притоки Чаган-Узуна, берущие начало в Южно-Чуйском хребте и массиве Биш-Иирду, имеют ледниковое питание, а их долины – ярко выраженную форму трогов.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭЛЕМЕНТОВ РЕЛЬЕФА ЛЕДНИКОВОГО ГЕНЕЗИСА

Рассмотрим фактический материал, который лег в основу проведенной нами палеогляциологической реконструкции. В пределах бассейна широко развиты как денудационные, так и аккумулятивные элементы рельефа ледникового генезиса.

Аккумулятивные образования имеют различную степень сохранности сингенетичных форм рельефа и характера поверхности. **Морены, сохранившие форму валов и характерный бугристо-западинный микрорельеф**, по положению относительно друг друга делятся на *внешнюю и внутреннюю серии конечных и боковых валов* Чаган-Узунского ледника в Чуйской впадине и *стадиальные валы в долинах притоков* (рис. 1). В данном случае, исходя из морфометрического анализа и дешифрирования аэрофото- и космоснимков, мы придерживаемся точки зрения П.А. Окишева

(1982), также разделяющего конечные морены во впадине на две серии (отождествленные им с событиями ранга мегастадиала), хотя существует мнение, что такое деление непересекающихся валов сходной формы и сохранности является искусственным (Попов, 1972).

Внешняя серия конечных валов в виде двойной асимметричной лопасти перегораживает долину Чаган-Узуна в месте подпруживания ее тектоническим блоком (при его пересечении ящикообразная долина приобретает вид ущелья). Морены залегают чешуйчато – каждый следующий вал налегает на предыдущий, что свидетельствует о кратковременных поступательных подвижках ледника во время общего отступания. Пространство между валами занято беспорядочно расположенным моренными холмами, разделенными западинами с озерно-ледниковыми отложениями. Мощность моренных лопастей на плоских водоразделах впадины относительно невелика – их фронтальный уступ имеет высоту около 50 м. Основной объем льда концентрировался в долине в месте слияния Кызылнорского, Талдуринского и Чаганского потоков, что обусловлено пониженным положением в этом месте поверхности блока палеозойского фундамента. Мощность ледника достигала здесь порядка 250–300 м. Правые боковые морены внешней серии тянутся по платообразному водоразделу с Елангашем с высоты 1870 м до 2450–2500 м в виде валов, ступенчато спускающихся по направлению к долине Чагана. В саму долину они переходят у подножия тектогенного уступа, который отделяет впадину от передовой ступени Южно-Чуйского хребта. Левые боковые валы совместно с моренами Кызылчинского ледника заполняют тектогенное понижение на противоположном водоразделе. (Наличие выводного Кызылчинского ледника служит доказательством возникновения в центральной котловине низкогорного Чаган-Узунского массива ледоема, синхронного формированию морен внешней серии во впадине. В отличие от долинных ледников, он оставил значительно меньше признаков своего существования.) Выше по течению следы левых боковых морен прослеживаются на крутом борту долины Чаган-Узуна в виде маломощного осыпающегося чехла, поворачивая затем в долину Кызылнора. На водоразделе Кызылнора и Талдуры моренные отложения занимают тектогенную седловину (урочище Узюк) на высоте 2500 м. Бугристо-западинный микрорельеф с многочисленными термокарстовыми озерами и переход в боковые морены внешней серии свидетельствуют об одном времени формирования морен на этом водоразделе и валов внешней серии в Чуйской впадине. Проникновение ледовых масс в седловину происходило из обеих долин, при этом меньшая мощность Кызылнорского ледника компенсировалась более высоким положением

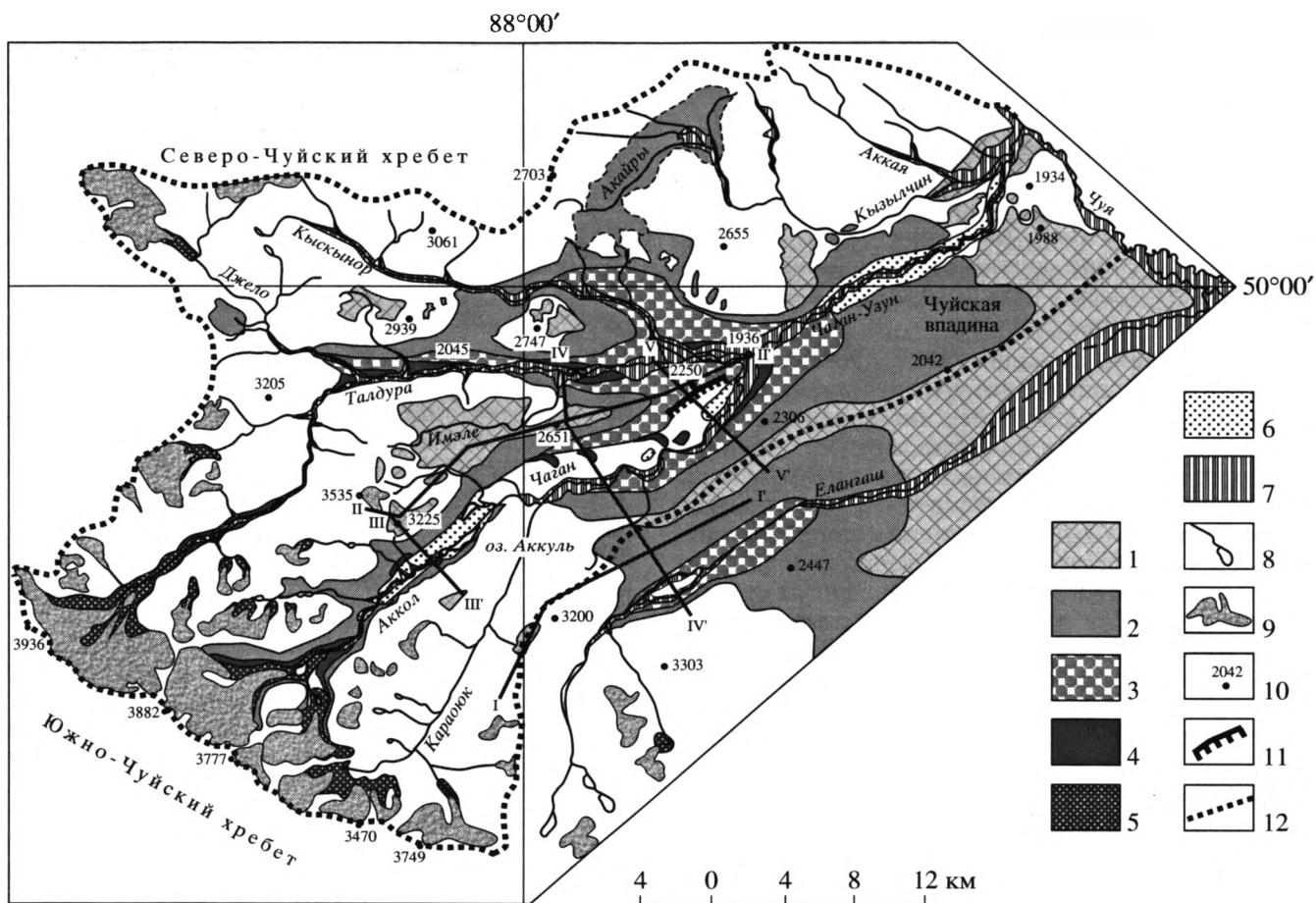


Рис. 1. Схема распространения ледниковых отложений разной степени сохранности на территории Чаган-Узунского бассейна (составлена на основе геоморфологической карты М 1: 50000).

1 – размытый моренний чехол и отдельные эрратические валуны, Q_2 (?); 2 – внешняя серия конечных и боковых валов в Чуйской впадине, Q_3^2 ; 3 – внутренняя серия конечных и боковых валов, Q_3^4 ; 4 – стадиальные валы в долинах притоков Чаган-Узуна, Q_3^4 ; 5 – морены Малой ледниковой эпохи, Q_4 ; 6 – ледниково-озерные отложения разного возраста; 7 – аллювиально-пролювиальные отложения, Q_4 ; 8 – реки и озера; 9 – ледники; 10 – высотные отметки, в м; 11 – положение опорного разреза Чаган; 12 – граница бассейна. Линиями показано положение схематических разрезов на рис. 2.

днища его долины – в районе урочища оно находится на 200 м выше днища долины Талдуры. Через седловины на левом борту долины (на высоте около 2500 м) перед поворотом к Талдуре Кызылкинорский ледник соединялся с ледоемом в центре Чаган-Узунского массива.

Внутренняя серия конечных валов вложена в морены внешней серии, образуя с ними комплекс со сходной морфологией. В то же время у конечных валов этой серии отсутствует двупастное строение, а боковые морены имеют меньшую высоту ступеней по сравнению с боковыми валами внешней серии и занимают лишь придолинную часть водоразделов. Их верхний край на правом борту долины Чагана (ниже поперечного тектонического выступа) достигает высоты около 2250–

2300 м. В долине Чаган-Узуна между конечными моренами внутренней и внешней серий залегает толща озерных алевропелитов, которые прослеживаются ниже по всему Чаган-Узунскому ущелью и на стрелке водораздела с Кызылчином уже за пределами внешней серии морен. Озерные ленточные глины с характерными для приледниковых водоемов включениями отдельных валунов (дропстоунов) и линз крупнозернистого песка отмечены также в долинах Чагана и Талдуры, свидетельствуя о неоднократном формировании в Чуйской впадине огромных озер с далеко вдающимися в долины заливами (Окишев, 1982; Окишев, Бородавко, 2001а; Окишев, Бородавко, 2001б).

Стадиальные морены в долинах Южно-Чуйского хребта и массива Биш-Иирду – от сильно

размытых валов в низовьях до ближайших к современным ледникам и ярко выраженных в рельефе морен Малой ледниковой эпохи – фиксируют продвижения ледников, уже не выходивших на водоразделы. Развитие каждого ледника было своеобразным, и количество стадиальных валов и их положение в каждой долине неодинаково. В долине Аккола сокращение ледника сопровождалось образованием приледникового озера, песчаные отложения которого прослеживаются на 11 км вверх по долине от перегораживающего ее тектоногенного выступа.

Ледниковые отложения, утратившие сингенетическую форму и микрорельеф поверхности, встречаются в виде размытого чехла или отдельных эрратических валунов на нижней ступени Южно-Чуйского хребта, Чаган-Узунского выступа, и на периферии и днище Чуйской впадины за фронтальными и боковыми валами внешней серии. Рассмотрим особенности залегания этих отложений.

На предгорной платообразной части водораздела Чагана и Елангаша, постепенно приподнимающейся к Южно-Чуйскому хребту, отдельные валуны гранитоидов отмечены на задернованной поверхности между боковыми моренами Чаганского и Елангашского ледников (рис. 1 и рис. 2, разрез IV–IV'). В ходе Чуйского землетрясения 1 октября 2003 г. поперек этого водораздела возникли глубокие трещины, подтвердившие отличие литологического строения толщ его осевой и придолинных частей. Сквозь многометровый (не менее 3–4 м) слой светло-бурого криогенного суглинка в осевой части водораздела “всплывают” отдельные гранитные валуны и мелкие острогульные вертикально стоящие обломки коренных пород, тогда как моренные толщи вдоль бортов долин представлены разнообразными по петрографическому составу обломками различного размера и степени окатанности, скрепленными серым суглинком.

На нижней ступени хребта, где водораздел этих рек резко сужается, в седловине на высоте 3100 м сероцветные ледниковые отложения залегают на буром выветрелом галечнике башкаусской свиты (N_2^2 – Q_1 bsch) (рис. 2, разрез I–I'). Обломки обеих толщ по составу соответствуют породам центральной части хребта – это зеленые сланцы, гнейсы, граниты, гравелиты. Различные по размеру обломки моренного чехла средне и хорошо окатаны. Перехода к боковым моренам в долинах ледниковые отложения этой ступени не имеют.

Водораздел Чагана и Талдуры до высоты 2800 м представляет собой вытянутый вдоль русел свод со слабохолмистой задернованной поверхностью, плавно вздымающийся и расширяющийся к хребту и сужающийся до острого гребня к месту

слияния этих рек. В долине Чагана граница прилоненных к водоразделу боковых морен внешней серии проходит на высоте около 2550–2600 м (рис. 2, разрезы II–II' и IV–IV'). Однако и выше этого уровня встречаются редкие гранитные валуны до 3–5 м в диаметре, шелущающиеся от времени и глубоко утопленные в криогенный суглинок мощностью более 1.5 м, сформировавшийся на поверхности древних ледниковых отложений. Ниже этого уровня верхние боковые морены обеих долин сливаются, перекрывая водораздел полностью. На стрелке (северо-восточном окончании) водораздела, ниже 2300 м, происходит их перекрытие уже моренами внутренней серии (рис. 2, разрезы II–II' и V–V').

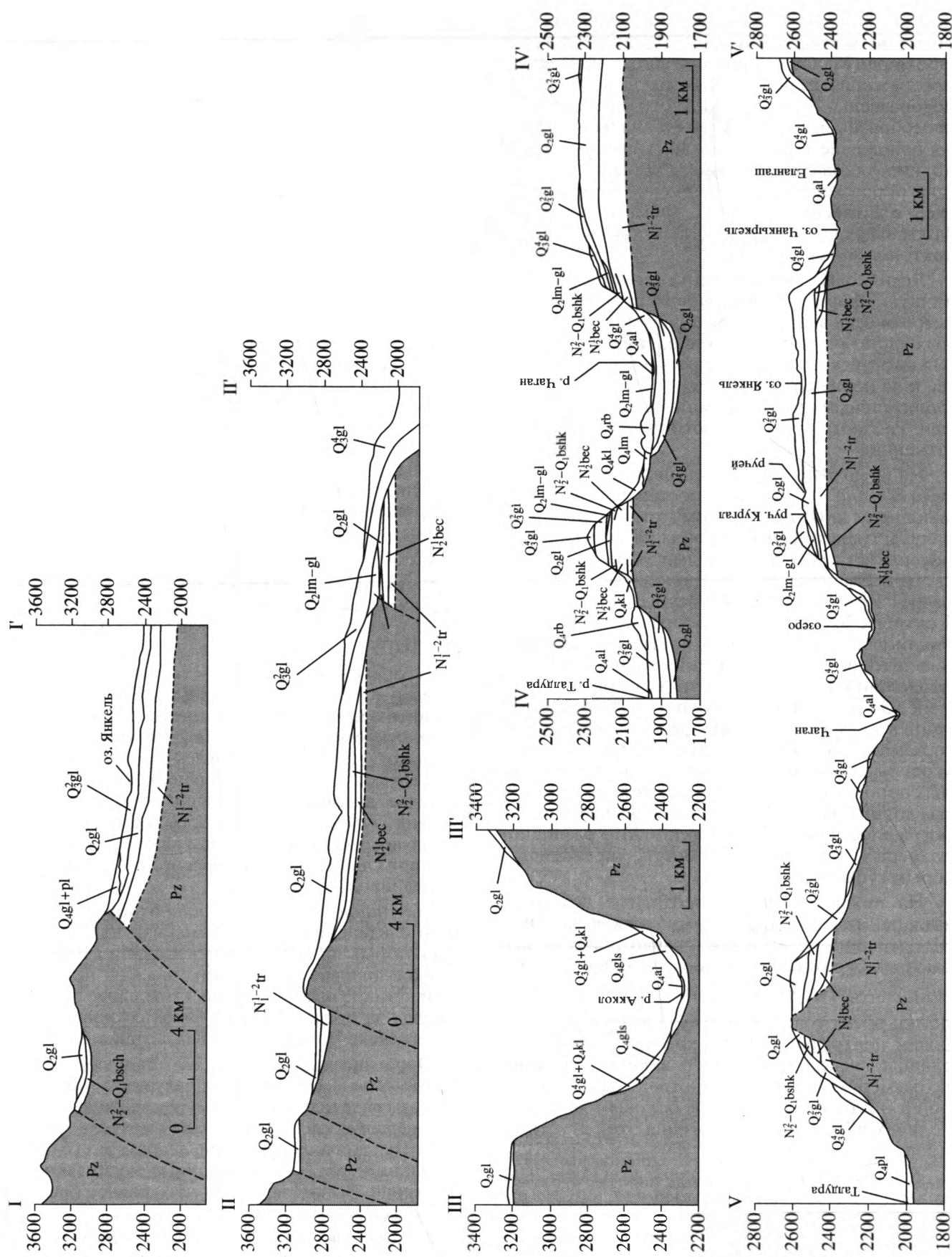
Нижняя ступень хребта на этом водоразделе отделена от впадины тектогенным уступом, высота которого меняется по простирианию от 100 до 250 м. На ее поверхности, на высоте 3150–3200 м, гнейсовые и гранитные валуны от 0.2 до 3–5 м в диаметре образуют сплошной чехол без песчано-глинистого заполнителя (рис. 2, разрез II–II'). В отличие от ступени на водоразделе с Елангашем, валуны залегают здесь непосредственно на коренных породах – зеленовато-серых сланцах горноалтайской серии (E_3 – O_1 gr). Боковые морены в долинах Аккола (притока Чагана) и Талдуры не соединяются с чехлом на водоразделе, образуя шлейф в нижней части бортов долин (рис. 2, разрез III–III').

В верхней по течению части водораздела Талдуры и Кызылнора древний моренный чехол с гранитными валунами-маркерами выстилает тектогенную седловину (высота 2800 м) и ее склоны до высоты 2860, не соединяясь с моренами в урочище Узюк и боковыми моренами в долинах. На стрелке водораздела древний ледник достигал уровня 2710 м. Ниже 2500–2560 м его отложения были погребены боковыми валами внешней серии при слиянии Кызылнорского и Талдуринского ледников.

На днище Чуйской впадины отложения древнего оледенения представлены валунами, размеры которых значительно превосходят размеры обломков флювиогляциального шлейфа по обрамлению валов внешней серии. Отдельные крупные валуны за пределами этих валов сохранились на водоразделе Чаган-Узун и Кызылчина.

Эрратические валуны на ступенях Чаган-Узунского массива и толщи валунника у его подножья свидетельствуют о существовании более древнего и мощного оледенения в этой части Северо-Чуйского хребта, чем ледоем в его центральном понижении, синхронный моренам внешней серии. Вероятно, что древнее оледенение массива имело покровный характер.

К денудационным ледниковым поверхностям мы отнесли склоны долин Южно-Чуйского хреб-



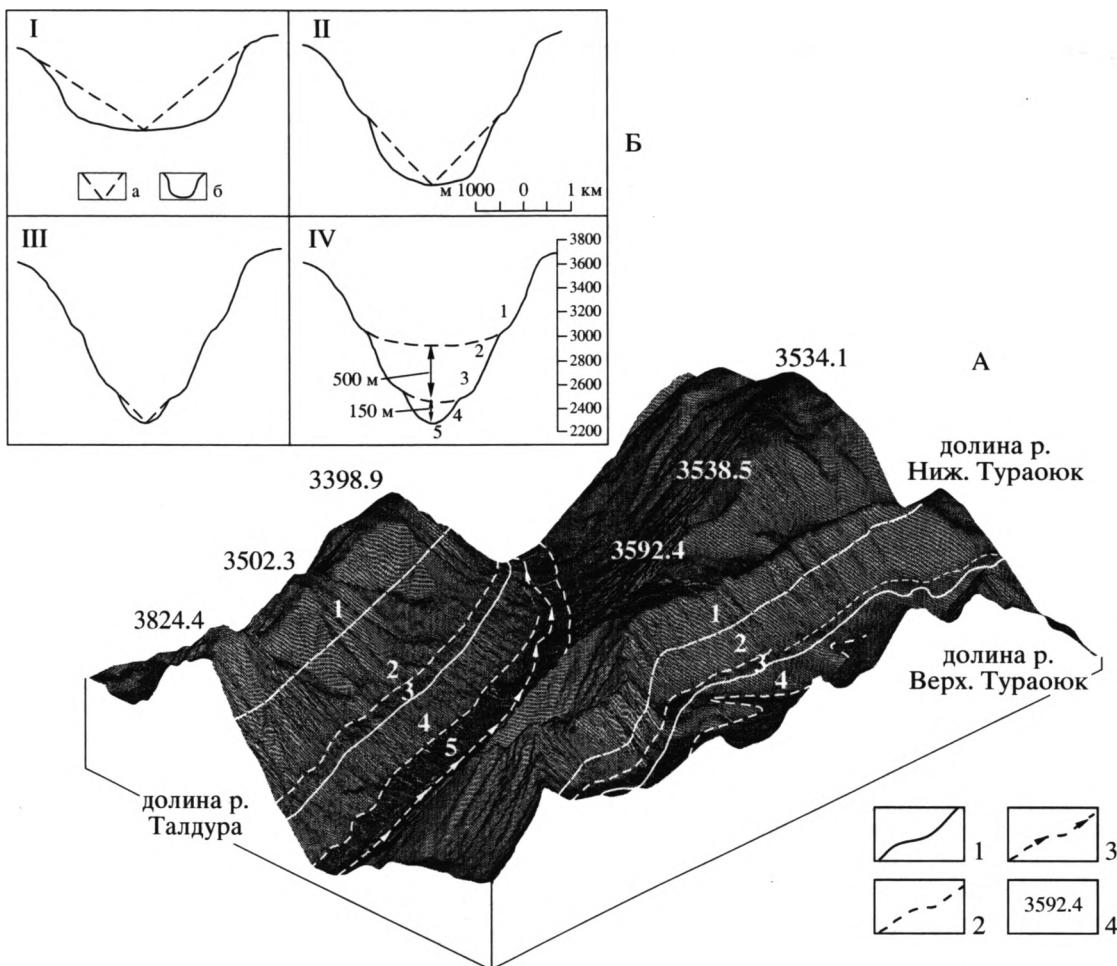


Рис. 3. Трехмерная модель вложенных трогов Южно-Чуйского хребта, выполненная по топографической карте масштаба M 1:25 000 (А), и схема последовательности их формирования (Б).

А: 1 – гребни; 2 – бровки; 3 – тальверги; 4 – высотные отметки, в м; цифры на модели: 1 – борта верхнего трога, Q_2 (?);

2 – борта; 3 – фрагменты днища среднего трога, Q_3^2 ; 4 – борта; 5 – днище нижнего трога, Q_3^4 ;

Б: а – стадия эрозионного углубления, б – стадия эзерационно-нивального расширения долины. Этапы формирования: I – верхнего трога, Q_2 ; II – среднего трога, Q_3^2 ; III – нижнего трога, Q_3^4 ; IV – величины поэтапного углубления долин, восстановленные по поперечному профилю долины реки Караок.

та и массива Биш-Иирду на основании их морфологии и наличия моренных отложений в этих долинах. Долины представляют собой троги глубиной до 1000 м и шириной от 1.5 до 3–4 км по верхней бровке с широким днищем и мощным осипным шлейфом в основании склонов.

Тектоническое происхождение долины Талдуры, выработанной в зоне сочленения Северо- и Южно-Чуйского хребтов, обусловило ее большую глубину (до 1400 м) по сравнению с долинами, имеющими эрозионно-ледниковую природу.

Рис. 2. Схематические геологические разрезы территории Чаган-Узунского бассейна (к рис. 1).

$Q_4\text{ kl}$ – осипы; $Q_4\text{ rb}$ – тело обвала; $Q_4\text{ al}$ – аллювиальные отложения; $Q_2\text{ gl}$, $Q_3^2\text{ gl}$, $Q_3^4\text{ gl}$ – ледниковые отложения разного возраста; $Q_3^2\text{ lm-gl}$ – ледниково-озерные отложения; $N_2^2\text{-}Q_1\text{ bsch}$ – аллювиально-пролювиальные отложения башкаусской свиты; $N_2^1\text{ bes}$ – пролювиально-озерные отложения бекенской свиты; $N_2^{1-2}\text{ tr}$ – озерные отложения турыкской свиты; Pz – консолидированные отложения палеозойского фундамента. Пунктирной линией показано возможное положение его кровли под рыхлыми кайнозойскими осадками. На всех разрезах глубина в метрах.

Морфология долин позволяет выделить систему трех вложенных трогов (рис. 3). В долинах Южно-Чуйского хребта древний верхний трог обрывается уступом, отделяющим нижнюю ступень хребта от предгорной части впадины. Глубина среднего составляет 250–300 м в пределах хребта, постепенно уменьшаясь в сторону впадины. Его борта отделены от верхнего трога бровкой и лишь изредка, в боковых долинах, узкой площадкой – реликтом днища верхнего трога (в долине Верхнего Тураюка). Эта бровка прослеживается даже в пределах ледниковых цирков. Высота бортов нижнего трога варьирует в разных долинах от 150 до 300 м. После его врезания от днища среднего трога на бортах сохранились наклоненные к центру долины площадки шириной до 100–150 м – плечи трога. В верховьях долин происходит слияние днища нижнего трога с плечами, причем в разных долинах бассейна как ниже, так и выше языков современных ледников.

Таким образом, картирование денудационных и аккумулятивных поверхностей ледникового генезиса позволяет говорить о трех вложенных трогах, двух сериях конечных и боковых валов (внутренней и внешней) в Чуйской впадине, стадиальных валах в долинах и моренном чехле, фрагментарно сохранившемся на водоразделах и во впадине за пределами конечных и боковых морен.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ МОРФОЛИТОКОМПЛЕКСОВ ЧАГАН-УЗУНСКОГО БАССЕЙНА

Для установления последовательности формирования описанных моренных комплексов были использованы структурные критерии. Сделанное с их помощью заключение о различном возрасте фрагментов моренного чехла на нижней ступени Южно-Чуйского хребта и валов обеих серий в Чуйской впадине, на наш взгляд, является вполне правомерным. Фрагменты чехла на ступени залегают значительно выше боковых морен в долинах и перехода к ним не имеют, что свидетельствует о его более древнем возрасте. К такому же выводу можно прийти, анализируя соотношение размытых моренных отложений и хорошо сохранивших форму боковых валов внешней серии и на приподнятой к хребту периферии Чуйской впадины. Здесь происходит прислонение и затем частичное наложение боковых морен на древний чехол, а в понижениях водоразделов – уже полное его перекрытие (рис. 1).

Фрагменты моренного чехла на периферии впадины и нижней ступени Южно-Чуйского хребта мы относим к следам одного оледенения, отложения которого были разнесены на разные уровни уже в ходе последующих блоковых подвижек

(хотя полностью исключить вариант их принадлежности не к одному, а нескольким древним оледенениям нельзя). Различия в характере отложений одновозрастного чехла на разных ступенях водоразделов определяются высотной климатической зональности, обусловившей накопление криогенного суглинка на нижней ступени, а также уменьшением мощности отложений по направлению к центральной части хребта и их фациальной изменчивостью.

Более поздний возраст стадиальных валов внутренней серии очевиден – они вложены в морены внешней серии. Перекрытие этими моренами отложений внешней серии на стрелке водораздела Чагана и Талдуры объясняется морфологией водораздела и также подтверждает это возрастное соотношение.

Положение конечных валов в долинах бассейна свидетельствует о наиболее позднем времени их формирования в ряду всех гляциальных морфолитокомплексов. Однако вопрос о реконструкции по ним еще одного самостоятельного ледникового события остается открытым. Скорее всего, валы в долинах бассейна фиксируют кратковременные поступательные подвижки на фоне отступания ледника, максимум продвижения которого отмечен проксимальной мореной внутренней серии.

Следовательно, исходя из различного положения в геоморфологической структуре морен разной степени сохранности, достаточно определено мы можем говорить о трех крупных ледниковых событиях, оставивших следы в рельефе и отложениях. Следуя сложившейся в четвертичной геологии Алтая традиции (Девяткин, 1965; Ивановский, 1967; Попов, 1972; Окишев, 1982), мы относим к позднему плейстоцену хорошо сохранившиеся валы внешней и внутренней серий и условно называем среднеплейстоценовым оледенением, оставившее следы в виде размытого моренного чехла и отдельных валунов за их пределами. Если считать эти следы на нижней ступени Южно-Чуйского хребта и по периферии Чуйской впадины одновозрастными и среднеплейстоценовыми, то указания некоторых исследователей на наличие следов более древнего, чем среднеплейстоценовое, оледенение, являются недостаточно обоснованными. По крайней мере, свидетельств такого оледенения в рельефе Чаган-Узунского бассейна нами не установлено. Буроцветные отложения башкаусской свиты (N_2^2 -Q₁bsch), выделявшиеся Е.Н. Щукиной (1960) в качестве водно-ледниковых отложений раннего плейстоцена, имеют аллювиально-пролювиальный генезис (Девяткин, 1965), а раннеплейстоценовая ТЛ-датировка базального моренного горизонта в разрезе Чаган (Разрез новейших..., 1978) является, на

наш взгляд, малоубедительным доказательством развития оледенения в раннем плейстоцене.

Достоверных абсолютных датировок стадиальных морен в долинах бассейна в настоящее время не существует. Возраст моренных валов Малой ледниковой эпохи, наиболее близко отстоящих от современных ледников, определен лишь в одной из долин. В основании моренной толщи вблизи Софийского ледника, дающего начало Акколу, был найден фрагмент ствола дерева, гибель которого произошла в 13 веке (710 ± 35 лет (СОАН-4117)) либо при непосредственном наступлении фронта ледника на растительность днища долины, либо под действием холодного ветра при его приближении (Агатова и др., 2002). Судя по положению этой морены, наступление Софийского ледника в 13 веке имело практически тот же масштаб, что и осцилляции 16–19 веков, возраст которых установлен по моренам ледника Малый Актуру в Северо-Чуйском хребте (Ивановский, Панычев, 1978; Адаменко, Селищев, 1984). Эта датировка дает возможность уточнить начало Малой ледниковой эпохи на Алтае, так как отсутствие данных о ее ранней фазе связано не только с малой изученностью большинства долин, но и зачастую с погребением морен этой фазы под отложениями более поздних генераций.

МАСШТАБЫ ОЛЕДЕНЕНИЙ ЧАГАН-УЗУНСКОГО БАССЕЙНА В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И РАЗМЕРЫ СОКРАЩЕНИЯ ЛЕДНИКОВ В МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ПЕРИОДЫ

Распространение отложений среднего плейстоцена за пределами морен позднеплейстоценового оледенения на водоразделах и во впадине свидетельствуют о долинно-предгорном характере этого оледенения. Аллювиально-пролювиальный характер отложений башкаусской свиты (N_2^2 - Q_1 bsch) подтверждает наличие долин уже к началу ледникового периода и исключает предположение об эрозионном врезании в отложения покровного оледенения. В рельефе следами древней эрозионной сети, использованной среднеплейстоценовыми ледниками, являются борта верхнего трога. Глубины этих древних долин не хватало, чтобы вместить всю массу образующегося льда, и он растекался на уплощенные водоразделы по периферии хребта.

Углубление верхнего трога фиксируется даже в пределах ледниковых цирков в гребневой части хребта. С большой долей вероятности это может означать полное исчезновение ледников среднего плейстоцена на территории Чаган-Узунского бассейна. Хорошо сохранившийся комплекс конечных и боковых морен обеих серий свидетельству-

ет о долинном характере оледенения Чаган-Узунского бассейна в позднем плейстоцене. Даже в максимум своего развития, маркируемый валами внешней серии, самый мощный в горном обрамлении Чуйской впадины ледник уже не сливался на водоразделах с ледниками соседних долин.

В период между формированием двух серий конечных морен ледники не исчезали совсем, но сохранялись лишь в карах и цирках. Об этом свидетельствует слияние вблизи фронтальной части современных ледников днищ среднего и нижнего трогов, сопоставляемых нами с внешней и внутренней сериями морен соответственно. Повторное углубление долин способствовало тому, что наступившие вновь ледники не выходили уже не только за пределы бортов долин, но и за конечные валы предыдущего оледенения.

СРАВНЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ С ПРЕДЫДУЩИМИ ИССЛЕДОВАНИЯМИ

Картирование участков ледникового рельефа в других хребтах Юго-Восточного Алтая свидетельствует об уникальности развития оледенения в каждом из них. Однако, несмотря на это, полученный при изучении Чаган-Узунского бассейна вывод о различном типе оледенений в среднем и позднем плейстоцене может быть распространен на большинство линейных хребтов северной периферии осевой части Алтайской горной системы. Все это отнюдь не опровергает покровный характер позднеплейстоценовых оледенений к северу от Айгулакского и Курайского хребтов, о котором свидетельствуют все геоморфологические признаки. Следует отметить, что модель долинных позднеплейстоценовых оледенений юго-восточной части Алтая отличается от представлений В.В. Бутвиловского (1993), который даже для сартанского криохрона реконструирует здесь покровное оледенение. Мнение В.В. Бутвиловского основано на факте наличия эрратических ледниковых валунов на водоразделах. Это означает, что в качестве следов последнего оледенения им приводятся свидетельства разновозрастных событий. Нельзя согласиться и с В.С. Шейнкманом (2002), утверждающим, что долинное оледенение, оставившее внешнюю серию валов во впадине, было максимальным. Наличие эрратических валунов далеко за пределами морен максимального долинного оледенения свидетельствует об ином соотношении размеров ледников среднего и позднего плейстоцена. В сравнении с расчетами П.А. Окишева (1982) существенно отличаются реконструируемые нами масштабы сокращения ледников. По мнению П.А. Окишева, принявшего за основу расчетов 1800–1900-летние климатические ритмы Шнитникова, ледники бассейна Чаган-Узун в период между формированием валов внешней и внутренней серий отступили не более

чем на 13–14 км. Таким образом, они должны были иметь длину на 20–25 км (или в 3.5 раза) больше современных Талдуринского и Софийского ледников, тогда как положение места слияния днища и плечей нижнего трога указывает на то, что размеры ледников в этот период были близки к современным.

Мы сознательно не затрагивали тему существования и спуска озер в Курайской и Чуйской впадинах, сопутствовавших разным фазам оледенений, поскольку это предмет отдельной дискуссии, хотя, несомненно, что эти процессы играли огромную роль в становлении современных ландшафтов высокогорных впадин Алтая.

ПРИЧИНА УМЕНЬШЕНИЯ ПЛОЩАДИ ГОРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Анализ следов оледенений Чаган-Узунского бассейна показал, что основным различием оледенений в среднем и позднем плеистоцене является занимаемая ледниками площадь, а, вернее, их тип. Если в среднем плеистоцене на этой территории формировался ледник предгорий, то в позднем плеистоцене даже максимальное оледенение носило лишь долинный характер. В то же время результаты независимых исследований (Arkhipov et al., 1986; Зыкина, Ким, 1989; Воробьева, 1990; Short et al., 1991; Karabarov et al., 1998), свидетельствуют о том, что на территории Сибири похолодание в начале позднего плеистоцена было особенно резким и сильным, а оледенение – обширным.

В чем же причина несоответствия отклика ледников на юго-востоке Алтая столь резкому похолоданию, вызвавшему в его северо-восточной части и на ближайшей к Алтаю территории весьма значительное оледенение? Как показывает проведенный нами анализ рельефа Чаган-Узунского бассейна, в Юго-Восточном Алтае в течение плеистоцена дважды происходило углубление долин, сформированных к началу ледникового периода. Вслед за Л.Н. Ивановским (1967) мы полагаем, что углубление долин вызвано речной эрозией и приходится на время полной деградации ледника или его отступания далеко в верховья долины, а расширение долины соответствует ледниковому времени и обусловлено экзарационно-нивальными процессами (рис. 3, Б).

На наш взгляд, причиной эрозионного врезания в межледниковые периоды явилось тектогенное поднятие и расширение центральной части линейных хребтов Юго-Восточного Алтая (возможно, этому способствовал и процесс гляциализостазии, т.е. всплытия отдельных участков земной коры в межледниковых при снятии ледо-

вой нагрузки). При этом нижняя ступень северного макросклона Южно-Чуйского хребта и восточная ступенчатая периферия Чаган-Узунского массива были образованы за счет вовлечения в поднятие предгорной части днища Чуйской впадины. Об этом свидетельствуют обнаруженные на крыльях хребтов озерные, аллювиально-пролювиальные и моренные отложения впадины (Агатова, 2000). Хребты с подобным строением и механизмом формирования описаны на территории Забайкалья и Прибайкалья (Флоренсов, 1965; Уфимцев, 1969), Горного Алтая (Новиков и др., 1998), Монгольского и Гобийского Алтая (Cunningham et al., 1996; Cunningham et al., 1997). В результате такой перестройки часть чехла древних моренных отложений была поднята на новообразованную нижнюю ступень Южно-Чуйского хребта. В межледниковые периоды в области поднятия каждый раз происходило углубление долин, тогда как в предгорной части впадины продолжали последовательно накапливаться толщи ледниковых отложений. То, что верхний трог, сопоставляемый нами со среднеплеистоценовыми отложениями, обрывается уступом, отделяющим нижнюю ступень хребта от современного предгорья, подтверждает, что еще в среднем плеистоцене макросклоны хребта были ниже и уже. В свою очередь это обстоятельство указывает на то, что основным фактором возникновения среднеплеистоценового оледенения в хребтах Юго-Восточного Алтая, имевших тогда значительно меньшие абсолютные высоты, послужило интенсивное изменение климата. При этом растеканию ледников по боковым водоразделам способствовала небольшая глубина секущих хребты долин. Формирование предгорного пьедестала и углубление долин на 250–500 м в период деградации среднеплеистоценового оледенения обусловило долинный тип оледенения на юго-востоке российского Алтая в позднем плеистоцене, несмотря на не менее сильное похолодание в момент развития последнего (Агатова, 2003). Увеличение площади ледосбора за счет поднятия дополнительной горной территории выше снеговой линии оказалось не столь значимым фактором в сравнении с переуглублением долин. Анализ следов древних гляциальных систем в различных районах Алтая подтверждает, что современная орографическая зональность на его территории окончательно оформилась именно в позднем плеистоцене, когда Айгулакский и Курайский хребты отделили область покровного оледенения на севере горной системы от области оледенения долинного типа, получившего развитие в хребтах ее юго-восточной части. Одной из причин формирования разных типов оледенений послужило общее поднятие территории Юго-Восточного Алтая на рубеже среднего и позднего плеистоцена, опередившее по амплитуде поднятие Северо-Восточного Алтая.

точного Алтая (возможно, движения в этих частях Алтая были даже противоположны по знаку) (Агатова, 2004).

ВЫВОДЫ

Анализ строения троговых долин, сохранности первоначальной формы морен и закономерностей их распространения по площади бассейна р. Чаган-Узун позволяет говорить об одном среднеплейстоценовом и двух позднеплейстоценовых оледенениях Юго-Восточного Алтая, первое из которых было крупнее. Среднеплейстоценовое оледенение носило долинно-предгорный характер: долинные ледники, выходя из хребтов, сливались на уплощенных водоразделах по их периферии. Позднеплейстоценовые ледники даже в максимум своего развития имели долинный тип. Смена типа оледенения этого района в позднем плейстоцене была обусловлена поднятием хребтов и ступенчатым расширением их макросклонов за счет вовлечения в поднятие смежных участков межгорных впадин. Эта тектоническая активизация совпала с межледниковым периодом на рубеже среднего и позднего плейстоцена (возможно, став следствием ледниковой разгрузки). Неоднократная смена нивально-экзарационных процессов эрозионными в условиях поднятия хребтов привела к формированию системы вложенных трогов. Долины были углублены на 250–500 м к началу первого позднеплейстоценового оледенения и еще на 150–300 м к началу второго, что и определило их долинный характер.

Сравнение типа и площади горных ледников в различные стадии похолодания, также как и попытка связать их площадь с интенсивностью климатических изменений, затруднены тем, что оледенения в активных районах Земли каждый раз происходили уже в новой геоморфологической обстановке. В среднем плейстоцене хребты Юго-Восточного Алтая были ниже, их макрослоны уже, и ледники имели полупокровный характер не только из-за резкого похолодания, но и по причине малой глубины эрозионного расчленения хребтов. Таким образом, вызванная тектоническими движениями перестройка рельефа оказывает не меньшее, чем климат, влияние на масштабы горного оледенения, а в ряде случаев, один из которых и был рассмотрен в данной статье, становится определяющим фактором.

Исследования проводились при поддержке Фонда содействия отечественной науке и РФФИ (№ гранта 02-05-64786).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агатова А.Р. Неотектоническое строение, механизм и этапы развития Южно-Чуйского хребта (Юго-Восточный Алтай) // 300 лет горно-геологической службе

России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. Материалы региональной научно-практической конференции. Барнаул: Изд-во Алтайского гос. ун-та, 2000. С. 165–169.

Агатова А.Р. Оледенения и активная тектоника: их взаимосвязь на территории Юго-Восточного Алтая // Изв. РГО. 2003. Т. 135. Вып. 5. С. 16–22.

Агатова А.Р. Время формирования северо-западной ступени базисной поверхности Алтайского поднятия по данным сравнительного анализа форм ледникового рельефа // Геология и геоэкология Европейской России и сопредельных территорий. Материалы XV междуножной научной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца, г. Санкт-Петербург. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2004. С. 9–11.

Агатова А.Р., Девяткин Е.В., Высоцкий Е.М., Скобельцын Г.А., Непол Р.К. Результаты применения ТЛ-метода для датирования ледниковых отложений разреза Чаган (Юго-Восточный Алтай) // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования. Материалы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал ГЕО, 2004. С. 7–9.

Агатова А.Р., Хьюол В., Мистрюков А.А. Динамика ледника Софийского (Юго-Восточный Алтай): последний ледниковый максимум – XX век // Геоморфология. 2002. № 2. С. 92–104.

Адаменко М.Ф., Селищев Е.Н. Новые данные о динамике ледников бассейна рр. Актуру и Курумду в период малой ледниковой эпохи // Природа и экономика Кузбасса. Тез. докл. научн. конференции. Новокузнецк: Новокузнецкое кн. изд-во. 1984. С. 58–61.

Архипов С.А., Зыкина В.С., Круковер А.А. и др. Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лессово-почвенных отложений Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 6. С. 1027–1048.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцен Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Томского ун-та. 1993. 253 с.

Воробьева Г.А. Стратиграфия и палеогеография юга Средней Сибири в кайнозое // Стратиграфия, палеогеография и археология (к XIII конгрессу ИНКВА). Иркутск: ИЗК СО РАН, 1990. С. 149–159.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.

Зыкина В.С., Ким В. Почвообразование и лессонакопление в плейстоцене юго-восточной части Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. Новосибирск: Наука, 1989. С. 81–86.

Ивановский Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л.: Наука, 1967. 263 с.

Ивановский Л.Н., Панычев В.А. Развитие и возраст конечных морен XVII–XIX вв. ледников Ак-Туру на Алтае // Процессы современного рельефообразования в Сибири. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1978. С. 127–138.

Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И. и др. Оледенения и межледниковые Сибири – Палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с за-

- падно-сибирской стратиграфией (эпоха прямой полярности Брюнес) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1-2. С. 48–63.
- Михайлова И.В., Хазин Л.Б., Агатова А.Р.* Исследование возможностей палинологического и микрофаунистического методов в расчленении ледниковых и водно-ледниковых отложений горных стран (на примере Алтая) // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования. Материалы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал ГЕО, 2004. С. 188–190.
- Новиков И.С., Агатова А.Р., Дельво Д.* Новейшая тектоника Курайского хребта (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 965–972.
- Окишев П.А.* Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск: Изд-во Томск. ун-та. 1982. 209 с.
- Окишев П.А., Бородавко П.С.* Реконструкции “флювиальных катастроф” в горах Южной Сибири и их параметры // Вестник Томского университета. Томск: Изд-во Томск. ун-та. 2001а. Т. 274. С. 3–12.
- Окишев П.А., Бородавко П.С.* Новые материалы к истории Чуйско-Курайской лимносистемы // Вопросы географии Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та. 2001б. Вып. 24. С. 18–27.
- Попов В.Е.* О возможности применения геоморфологического критерия к определению возраста четвертичных отложений в Чаган-Узунском опорном обнаружении на Алтае // Гляциология Алтая. Томск: Изд-во Томск. ун-та. 1972. Вып. 7. С. 104–114.
- Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во МГУ, 1978. 208 с.
- Шейнкман В.С.* Тестирование S-S-технологии термolumинесцентного датирования на разрезах побережья Мертвого моря, ее использование в Горном Алтае и палеогеографическая интерпретация результатов // Археология, этнография и антропология Евразии. 2002. № 2 (10). С. 22–37.
- Уфимцев Г.Ф.* О некоторых особенностях механизма развития сводовых поднятий Центрального Забайкалья // Геотектоника. 1969. № 5. С. 115–120.
- Флоренсов Н.А.* К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 3–14.
- Щукина Е.Н.* Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая // Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Азиатской части СССР и их сопоставление с Европейскими. М.: Наука, 1960. С. 127–165.
- Arkhipov S.A., Bespaly V.G., Faustova M.A. et al.* Ice sheets reconstructions // Quatern. Sci. Rev. 1986. V. 5. P. 475–483.
- Cunningham W.D., Windley B.F., Dorjnamjaa D. et al.* A structural transect across the Mongolian Western Altai: Active transpressional mountain building in central Asia // Tectonics. 1996. V. 15. Iss. 1. P. 142–156.
- Cunningham W.D., Windley B.F., Owen L.A. et al.* Geometry and style of partitioned deformation within a late Cenozoic transpressional zone in the eastern Gobi Altai Mountains, Mongolia // Tectonophysics. 1997. V. 277. Iss. 4. P. 285–306.
- Karabanov E.V., Prkopenko A.A., Williams D.F., Colman S.M.* Evidence from Lake Baikal for Siberian Glaciation during Oxygen-Isotope Substage 5d // Quatern. Res. 1998. V. 50. P. 46–55.
- Short D.A., Mengel J.G., Crwley T.J. et al.* Filtering of Milankovitch cycles by Earth's Geography // Quatern. Res. 1991. V. 35. P. 157–173.

Рецензент Ю.А. Лаврушин

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика*
 Агрономия
 Азия и Африка сегодня
 Акустический журнал*
 Алгебра и анализ
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембранны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Ботанический журнал
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 Вопросы истории естествознания и техники
 Вопросы ихтиологии*
 Вопросы философии
 Вопросы языкознания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геология рудных месторождений*
 Геомагнетизм и аэрономия*
 Геоморфология
 Геотектоника*
 Геохимия*
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия*
 Дискретная математика
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 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*
 Записки Российского минералогического общества
 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 математическая
 Известия АН. Серия физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Известия русского географического общества
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Латинская Америка
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Математические заметки
 Математический сборник
 Математическое моделирование
 Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)
 Микология и фитопатология
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
 Наука в России
- Научная книга
 Научное приборостроение
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Общество и экономика
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Паразитология
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Природа
 Проблемы Дальнего Востока
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология. Радиоэкология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Растительные ресурсы
 Российская археология
 Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова
 Русская литература
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 США. Канада. Экономика - политика - культура
 Теоретическая и математическая физика
 Теоретические основы химической технологии*
 Теория вероятностей и ее применение
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института имени В.А. Стеклова*
 Успехи математических наук
 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*
 Функциональный анализ и его применение
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 Цитология
 Человек
 Экология*
 Экономика и математические методы
 Электрохимия*
 Энергия, экономика, техника, экология
 Этнографическое обозрение*
 Энтомологическое обозрение*
 Ядерная физика*