







# СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 10, Номер 3

ISSN 0869-592X Май - Июнь 2002 Российская академия наук

## СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 10 № 3 2002 Май-Июнь

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

Главный редактор Б. С. Соколов

#### Члены редакционной коллегии:

А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев, И. А. Басов,
М. Бассет, В. А. Берггрен, Е. В. Бибикова, Н. А. Богданов,
О. Валлизер, А. Б. Герман (ответственный секретарь),
Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда, В. А. Захаров, Д. Кальо,
К. И. Кузнецова, Л. А. Невесская, А. Г. Пономаренко, Ю. Ремане,
А. Ю. Розанов, М. А. Семихатов (заместитель главного редактора),
Б. А. Соколов, Сунь Вейго, М. А. Федонкин, В. Е. Хаин,
К. Чинзей, Н. М. Чумаков

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

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

> Москва Издательство "Наука" Международная академическая издательская компания "Наука/Интерпериодика"

> > © Российская академия наук Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук, 2002 г.

## содержание

### Том 10, номер 3, 2002

Стратиграфия как геохронометрия А. В. Попов	3
Граница немакит-далдынского и томмотского ярусов (венд–кембрий) Сибири В. В. Хоментовский, Г. А. Карлова	13
Значение Coniopteris и Czekanowskiales для стратиграфии континентальной юры Западной Сибири А. И. Киричкова, Л. И. Быстрицкая, Т. А. Травина	35
Юрский и меловой бассейны юго-восточной части Малого Кавказа: условия осадконакопления и комплексы фораминифер А. И. Вознесенский, Т. Н. Горбачик, К. И. Кузнецова	53
Общая шкала верхнего отдела меловой системы А. Г. Олферьев, А. С. Алексеев	66
Верхнемеловые отложения восточных предгорий Малого Кавказа <i>Т. Аб. Гасанов</i> , О. Г. Меликов, Ш. А. Бабаев, Г. А. Алиев	81
Верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения Тункинского рифта (Южное Прибайкалье)	
1. Ф. Эфимцев, И. В. Шиоанова, Н. В. Кулагина, И. М. Мащук, А. В. Перевалов, В. П. Резанова, Т. Фогт, Н. В. Игнатова, В. А. Мишарина	90
Об использовании каппаметрии в палеогеографических исследованиях В. А. Большаков	100
Новые правила для авторов	111

## **Contents**

Vol. 10, No. 3, 2002 Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka/Interperiodica" (Russia). Stratigraphy and Geological Correlation ISSN 0869-5938.

Stratigraphy as Geochronometry A. V. Popov	3
The Boundary between Nemakit-Daldynian and Tommotian Stages (Vendian–Cambrian Systems) of Siberia V. V. Khomentovsky and G. A. Karlova	13
Significance of Coniopteris and Czekanowskiales for the Jurassic Stratigraphy of West Siberian Continental Deposits A. I. Kirichkova, L. I. Bystritskaya, and T. A. Travina	35
Jurassic and Cretaceous Sea Basins in the Southeastern Part of the Lesser Caucasus: Sedimentation Settings and Foraminiferal Assemblages A. I. Voznesenskii, T. N. Gorbachik, and K. I. Kuznetsova	53
The Global Upper Cretaceous Scale A. G. Olfer'ev and A. S. Alekseev	66
Upper Cretaceous Deposits in Eastern Piedmonts of the Lesser Caucasus <u>T. Ab. Gasanov</u> , O. G. Melikov, Sh. A. Babaev, and G. A. Aliev	81
Upper Pleistocene to Holocene Deposits of the Tunka Rift (Southern Baikal Region) G. F. Ufimtsev, I. V. Shibanova, N. V. Kulagina, I. M. Mashchuk, A. V. Perevalov, V. P. Rezanova, T. Vogt, N. V. Ignatova, and V. A. Misharina	90
Application of Magnetic Susceptibility Measurements in Paleogeographic Investigations V. A. Bol' shakov	100
The Readers for the Authors	111

УДК 551.7.01.

#### СТРАТИГРАФИЯ КАК ГЕОХРОНОМЕТРИЯ

#### © 2002 г. А.В.Попов

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург Поступила в редакцию 16.08.99 г., получена после доработки 01.03.2001 г.

Развитие стратиграфических методов и особенно зональной стратиграфии вызывает необходимость применения в стратиграфических исследованиях правил корректной измерительной процедуры. Ее основой является внешняя независимая система отсчета, которая опирается на принцип Головкинского. Важное место в структуре стратиграфических работ играют стратотипы границ, на установление которых в конечном счете направлены главные усилия исследователей. Основная и единственная цель стратиграфии – восстановление структуры геологического времени. Наиболее полное восстановление структуры времени–пространства геологического процесса осуществляется геологическим картированием, которое совместно со стратиграфией образует неразрывные компоненты единого метода графического моделирования геологического развития, выраженного в геологической карте.

Ключевые слова. Структура стратиграфических исследований, принципы стратиграфии, стратотипы границ, хроностратиграфия, экостратиграфия, структура классификации.

#### введение

Последние десятилетия ознаменовались усилением исследований в области теоретической стратиграфии. Всестороннему анализу подверглись не только отдельные методы стратиграфических исследований и особенности геологических и биологических явлений, на которые они опираются, но и стратиграфия в целом как логично организованная система методов. Интенсивному развитию теоретической стратиграфии способствовали, с одной стороны существенные качественные успехи зональной стратиграфии, а с другой – необходимость разработки глобального стратиграфического стандарта – общей шкалы (ОШ). Высокий интерес к основам стратиграфии нашел яркое выражение в появлении новых концепций и разнообразных подходов к решению стратиграфических задач. В 70-80 годы XX столетия четко обозначилась тенденция к изучению самой структуры стратиграфии как совокупности взаимосвязанных принципов и методов, направленных на установление возраста геологических событий.

Большое значение для выяснения особенностей структуры стратиграфических исследований имели работы Б.С. Соколова (1974, 1986, 1991) и С.В. Мейена (1981), которые определили основные черты механизма стратиграфической процедуры. Предложенные Б.С. Соколовым и С.В. Мейеном схемы стратиграфической процедуры, несмотря на определенное сходство, имеют существенные различия. Развитие этих концепций нашло свое выражение в работах А.И. Жамойды (1980, 1984). Большую принципиальную роль в развитии теории стратиграфии сыграли идеи Д.Л. Степанова, обосновавшего необходимость выделения хроностратиграфических подразделений и признававшего биостратиграфический метод инструментом внешнего отсчета (Степанов, 1954; Степанов, Месежников, 1979).

Резкое повышение детальности и точности зональной стратиграфии и весьма расширившийся арсенал органических групп, а также появление новых эффективных стратиграфических методов позволяют перейти к более совершенным принципам исследований. Высокие достижения стратиграфических методов открывают возможность применения принципов корректной измерительной процедуры.

#### ПРИНЦИПЫ ГЕОХРОНОМЕТРИИ

Необходимо, хотя бы в общих чертах, коснуться основных правил исследовательской измерительной процедуры, которыми в стратиграфии нередко пренебрегают. Следует разграничить такие понятия как сравнение и измерение. В основе познания любого предмета лежит установление его отличия и сходства с родственными предметами, а также выяснение его внутренней дифференциации. Правильное сравнение зависит от соблюдения следующих условий: во-первых, следует сравнивать только однородные предметы и явления, и во-вторых, признаки, по которым сравниваются предметы, должны иметь важное, существенное значение.

Простейший вид сравнения выражается в непосредственном сопоставлении явлений и предметов друг с другом по тем или иным свойствам. Более совершенной формой сравнения является измерительная процедура, для которой характерно сопоставление явлений и предметов не непосредственно, а через систему эталонов – единиц количественного измерения того или иного качества. Измерительный вид сравнения обеспечивает существенно более точное, более глубокое сопоставление явлений и предметов. Стратиграфические исследования, как и любое другое корректное исследование, должны следовать этим общим правилам.

Исследования (измерения) являются процессом человеческой деятельности. Инструмент измерения, как и сама процедура исследования, представляет собой условные, идеализированные построения, хотя они и опираются на реальные предметы и явления. Как и всякая измерительная процедура, стратиграфические исследования не могут обойтись без измерительного инструмента. Для стратиграфии проблема измерительного инструмента имеет особое значение. От того, какой смысл вкладывается в это понятие, во многом зависит и принципиальный подход к стратиграфическим исследованиям в целом.

Стратиграфические исследования базируются на двух существенно различных методах, использующих принципиально различные измерительные инструменты. Один из этих методов – эндохронометрия, опирается на внутреннюю систему отсчета, на неоднородность самого измеряемого объекта (например, литостратиграфия). Другой стратиграфический метод – экзохонометрия, использует внешнюю систему отсчета, которая опирается на особенности эволюции органического мира или на свойства радиоактивного распада (Попов, 1973, 1993).

Качественная неоднородность геологического процесса устанавливается преимущественно эндохронометрией, а его количественные характеристики определяются в основном экзохронометрией. Такое разграничение весьма условно, но оно необходимо для анализа. Полная картина структуры времени-пространства геологического процесса может быть выявлена только на основе взаимодействия экзо- и эндохронометрии в сочетании с геологическим картированием, воссоздающим динамическую модель времени-пространства геологического движения материи. По существу стратиграфические исследования и геологическое картирование в своем органическом единстве представляют метод пространственновременного моделирования геологического процесса, результаты которого выражены в геологической карте.

К сожалению, роль В. Смита, как автора комплексного пространственно-временно́го моделирования геологического процесса недостаточно оценена. Именно в геологической карте, отражающей временное расчленение горных пород, получают свое динамическое выражение наиболее общие черты течения геологического процесса не только в пространстве, но и во времени. Единство времени и пространства, являющееся фундаментальным свойством материи, находит свое яркое выражение в геологической карте.

Для современной стратиграфии характерно, что основные усилия сосредоточены на выявлении качественных особенностей геологического процесса, в то время как его количественным свойствам не уделяется должного внимания. Это делает принципиально невозможным нормальное осуществление корректной стратиграфической измерительной процедуры. Указанное обстоятельство связано, главным образом, с неприятием некоторыми стратиграфами самого понятия абсолютного времени.

Корректная измерительная процедура (и стратиграфическая в том числе) предъявляет к измерительному инструменту определенные требования. Процесс, выполняющий роль инструмента внешнего отсчета, должен обладать автономностью и изохронностью во времени и пространстве. Он не должен зависеть от измеряемого объекта. Исключение взаимного влияния инструмента и исследуемого объекта (или хотя бы его существенное снижение) – одно из главнейших и непременных условий получения чистого результата.

Свойства такого идеального измерительного инструмента соответствуют особенностям ньютоновского абсолютного времени. Современная наука не выявила процессов с такими характеристиками. Это вынуждает стратиграфов конструировать инструмент, который бы по своим свойствам приближался к идеальному. Подобными особенностями в наибольшей степени обладает эволюция организмов и геохронология. Используя такие свойства эволюционного процесса, как автономность и независимость, можно создать инструмент стратиграфических исследований, который, однако, не будет являться слепком его структуры.

Корректное измерение геологического времени неизбежно приводит к необходимости введения в научный аппарат стратиграфии таких понятий, как идеальное (абсолютное) время и идеальный (абсолютный) стратиграфический инструмент. Эти понятия следует дополнить абсолютной синхронностью, приближение к которой является главной целью стратиграфических измерений в процессе создания геологической карты.

Общая стратиграфическая шкала, разработанная на основе биостратиграфического метода, выполняет функции абсолютного (идеального) инструмента измерения в фанерозойской стратиграфии. Фундаментальным качеством эволюции органического мира является ее существенная ав-

Таблица 1. Структура стратиграфических исследований и ее взаимодействие с геологическим картированием



тономность, независимость как процесса. В то же время ее особенности позволяют создать дробную систему взаимосвязанных зональных шкал, образующих подобие изохронного поля. Хотя далеко не все исследователи признают автономность эволюции, на практике она с самого начала используется именно в качестве независимого инструмента внешнего отсчета.

Не останавливаясь на проблеме автономности эволюции (Попов, 1973, 1989), отметим, что невозможно, чтобы действие простых физических факторов, подобно изменению температур, солености вод и т.д., могло послужить причиной развития от простейших одноклеточных до сложнейших организмов, включая человека с его разумом. Такое несоответствие грандиозных качественных успехов развития организмов примитивному характеру воздействия абиотической среды противоречит принципу адекватности ответа живого на давление среды.

Следует подчеркнуть, что стратиграфическая шкала не может и не должна отражать структуру биологического времени-пространства и тем более геологического процесса. Ее назначение как раз служить инструментом для выявления особенностей времени-пространства этих двух специфических форм движения материи – геологической и биологической. По существу то же самое относится к стратиграфическим схемам и просто отдельным стратонам, включая и литостратоны. Их более тесная связь с биологическими и геологическими событиями объясняется тем, что они основаны на определенных особенностях этих явлений. Однако они не являются адекватным отражением последних.

Стратиграфические исследования осуществляются с помощью двух операций. Одна из них – выбор инструмента измерений посредством расчленения разреза отложений или фаунистической (флористической) сукцессии на ряд последовательных подразделений. Она включает также исследования по определению ископаемых и их возрастных характеристик. Другая операция представлена корреляциями, которые являются процедурой измерения на основе созданной ранее схемы расчленения, принятой за эталон.

Эти стратиграфические процедуры опираются на ряд стратиграфических принципов. Разные авторы исходят из разного числа принципов. Рассмотрим те из них, которые, с нашей точки зрения, необходимы и достаточны для осуществления стратиграфических исследований. Принципы стратиграфии в совокупности должны образовывать взаимосвязанную, логически непротиворечивую структуру. Для наибольшей наглядности ее необходимо выразить графической схемой, которая отражает основные взаимодействия между главными компонентами (принципами) стратиграфической процедуры (табл. 1).

Фундамент корректных, нормальных измерений, как отмечено выше, образует принцип хронометрии, опирающийся на систему внешнего отсчета. В системе геологических исследований хронометрия представлена геохронометрией, в основе которой лежит принцип Н.А. Головкинского. На рассмотрении этого принципа необходимо остановиться подробнее.

Н.А. Головкинский сформулировал следующее положение: "...должно внимательно различать о хронологическом, стратиграфическом, петрографическом и палеонтологическом горизонтах" (Головкинский, 1868, с. 399). Далее он замечает: "...хронологические горизонты косвенно пересекают все другие..." (там же, с. 400). Из выводов Н.А. Головкинского с очевидностью следует, что он не только осознал сложность, дифференцированность временной характеристики геологического процесса и ее непростые, неоднозначные отношения с временными особенностями органического мира, но и необходимость понимания собственно стратиграфических задач. Свое мнение о взаимосвязях геологических явлений Н.А. Головкинский выражает через временные отношения, в которых заключены наиболее фундаментальные свойства процессов.

Позднейшие исследователи предложили новую, более "современную" редакцию принципа Головкинского, которая свелась к "возрастному скольжению литостратонов". Такая модернизированная формулировка принципа существенно снижала его содержательность. В новой интерпретации исчезли указания на стратиграфические и палеонтологические горизонты, что значительно огрубляет представления о сложности геологического времени и методике его исследований. Однако даже в такой новой, усеченной трактовке стратиграфическое и общегеологическое значение принципа Головкинского остается весьма значительным. Несмотря на это, многие исследователи не включают его в категорию основных принципов стратиграфии (Садыков, 1974 и др.).

Представления о дифференцированности геологического времени и путях его исследования логически вытекали из краткого, приведенного выше определения Н.А. Головкинского, которое требовало дальнейшей разработки и углубления. Н.А. Головкинский перечислил основные компоненты и указал главные отношения, опираясь на которые следовало выстроить всю сложную систему стратиграфических исследований.

Важнейшее следствие, неизбежно вытекавшее из определения Н.А. Головкинского, содержало в себе возможность и необходимость перехода стратиграфии к нормальной, корректной измерительной процедуре, использующей внешнюю систему отсчета, роль которой может играть эволюция организмов. Следует заметить, что палеонтологический метод применялся в стратиграфии и до, и после Н.А. Головкинского. Здесь речь идет о создании непротиворечивой, внутренне логичной системы стратиграфических исследований, которая с наибольшей эффективностью применяет уникальные особенности эволюции организмов в качестве инструмента внешнего отсчета.

Особенности принципа Головкинского наглядно выявляются при сравнении его со вторым базовым принципом стратиграфии – принципом Стенона, который служит основой литостратиграфии, опирающейся на внутреннюю систему отсчета (эндохронометрию). Принцип Стенона, утверждающий, что при ненарушенном залегании каждый нижележащий слой древнее перекрывающего, переводит пространственные отношения во временные. Расчленение разреза отложений на ряд последовательных стратонов является операцией по созданию инструмента стратиграфических (возрастных) измерений. Здесь происходит отчуждение принятой нами схемы расчленения от отложений, на основе которых она установлена.

Однако точность принципа Стенона, опирающегося на неоднородность отложений, т.е. на неоднородность самого геологического процесса. весьма ограничена, что характерно для эндохронометрии вообще. Именно этот дефект обнаруживает принцип Головкинского возрастным скольжением фаций, хорошо очерчивая скромные возможности литостратиграфии. Заведомо точное время принцип Стенона обеспечивает только на линии разреза. Указанное обстоятельство было вскрыто Н.А. Головкинским, который писал: "Это дает право поставить тезис, по-видимому, парадоксальный: общепринятое убеждение в последовательности образования последовательно друг на друга налегающих слоев неверно" (Головкинский, 1868, с. 397).

Ограниченность принципа Стенона, установленная Н.А. Головкинским, была понята не всеми стратиграфами (Мейен, 1981). Так А.М. Садыков считает, что это утверждение по существу отвергает первый закон стратиграфии и ни о чем больше не говорит (Садыков, 1974, с. 56). Касаясь закономерностей, выявленных принципом Стенона, Н.А. Головкинский писал, что "... такое воззрение справедливо только для очень ограниченной местности..." (Голокинский, 1868, с. 397). Принцип Головкинского отрицает лишь абсолютное значение принципа Стенона, обозначая узкие границы его действий. Определенная ограниченность справедливо распространяется Н.А. Головкинским и на палеонтологические горизонты. Именно последний вывод Н.А. Головкинского является наиболее важным и глубоким для осознания проблем геологического времени.

Принцип Головкинского играет фундаментальное значение для стратиграфии. Весьма существенно то, что Н.А. Головкинский не только сделал вывод о дифференцированности геологического времени, но и приблизился к пониманию абсолютного времени, необходимого в корректных стратиграфических исследованиях.

Другим фундаментальным следствием, вытекающим из принципа Головкинского, устанавливающего возрастное скольжение литологических горизонтов, было появление пространственного аспекта в возрастной характеристике геологического процесса. Возникло условие для осознания единства времени и пространства. По-видимому, наиболее глубокие выводы из идей Н.А. Головкинского сделал В.И. Вернадский, первым высказавший в 1885 г. положение о единстве времени и пространства (Вернадский, 1975).

Следовательно, применение принципа Головкинского не отменяет действие принципа Стенона. Последний включается в структуру принципа Головкинского, обеспечивая его функционирование первичными данными по литостратиграфии и эволюции организмов, которые затем используются уже в принципиально иной системе стратиграфических измерений – в экзохронометрии, несводимой к механизму принципа Стенона.

Стратиграфические исследования, опирающиеся на принцип Головкинского, подчиняются правилам корректных измерений, которые позволяют получить существенно более верные представления о структуре времени-пространства геологического процесса. Для стратиграфических исследований, базирующихся исключительно на принципе Стенона, типично приблизительное, нерасчлененное представление о геологическом времени, которое сводится к одновекторной характеристике. Напротив, применение принципа Головкинского вводит в геологию понятие сложной, многовекторной системы времени-пространства геологического движения материи.

В переходе стратиграфии от опоры на принцип Стенона к измерениям на основе принципа Головкинского отражена смена двух главных этапов развития стратиграфии. С методической точки зрения, произошло восхождение от исследований, использующих прямые сопоставления, к механизму измерений посредством системы эталонов времени. По-видимому, с наибольшей последовательностью идеи Н.А. Головкинского нашли свое выражение в работах Д.Л. Степанова, который первым выделил хроностратиграфические подразделения, соответствующие определенному интервалу времени независимо от физических свойств отложений (Степанов, 1954). Д.Л. Степанов считал, что эволюция организмов может служить инструментом внешнего отсчета, а измерение событий самими событиями методологически сомнительна (Степанов, Месежников, 1979, c. 264).

Принципы Головкинского и Стенона являются фундаментальными положениями, определяющими весь процесс стратиграфических исследований. Вокруг них группируются остальные принципы, обеспечивающие процедуру стратиграфических измерений. Структуру современных стратиграфических исследований можно представить в виде образования (табл. 1), в основании которого лежит принцип корректных измерений – геохронометрия, представленная в стратиграфии принципом Головкинского. На него опираются два комплекса стратиграфических исследований, взаимодействующих друг с другом: эндо- и экзохронометрия, которые используют принципиально разные механизмы и инструменты отсчета. Эндохронометрия выполняет важную, незаменимую, но подсобную роль в общей структуре стратиграфии, обеспечивая ее нормальное функционирование как системы экзохронометрии.

Центральное место в системе эндохронометрии занимает принцип отражения, установленный Б.С. Соколовым, который гласит, "...что стратиграфическое подразделение, выделяемое в регионе, имеющее стратотип, коррелируемое и картируемое в пределах того или иного древнего осадочного бассейна, является подразделением, отражающим реальную геологическую обстановку и естественные его ограничения" (Соколов, 1991, с. 8). В системе геохронометрии применение принципа отражения наиболее эффективно в литостратиграфии и особенно в докембрийской стратиграфии. В экзохронометрии действие принципа отражения ограничено сферой выделения зональных подразделений, играющих роль наименьших, базовых единиц. Они составляют физическую основу ОШ и стратиграфических схем, с помощью которых осуществляется экзохронометрия.

Введение в структуру стратиграфии принципа отражения с неизбежностью вызывает необходимость выделения принципа дуализма стратонов, выражающего соотношение в их содержании условного и материального. Значительная доля условности подразделений ОШ и их границ сейчас признается большинством сторонников концепции естественной стратиграфии. Однако в отношении остальной массы стратонов ведется острая дискуссия. Существо принципа дуализма выражается в стремлении к снижению противоречий (различий) между материальным и идеальным, точнее в – приближении к идеалу. Эта проблема, имеющая фундаментальное значение для стратиграфии, подробнее рассмотрена ниже.

Операция расчленения и корреляции (табл. 1), т.е. создание инструмента измерения, в комплексе экзохронометрии базируется на принципе Смита, который использует автономность и существенную независимость эволюции. В современной трактовке он выглядит так: "Отложения можно различать и сопоставлять по заключенным в них ископаемым" (Степанов, Месежников, 1979, с. 59). Эти особенности эволюции обусловливают дихронность геологического процесса и эволюции, а также неравномерность и направленность филогенетических преобразований. В процессе расчленения палеонтологической последовательности осуществляется создание шкалы биостратиграфических единиц, играющих роль геохроностратонов. В довендской стратиграфии, где действие биостратиграфического метода невозможно, применяется радиологическая хронология.

Вторая операция стратиграфической процедуры, заключающаяся в выявлении, протягивании временных границ стратонов в пространстве, осуществляется на основе эталонов (стратонов), принятых в первой операции. Протягивание границ стратонов в эндо- и экзостратиграфии опирается на принципы гомотаксальности и передачи корреляционной функции (ПКФ). Их применение позволяет создать геологическую карту, в которой с наибольшей полнотой отражена структура времени-пространства геологического процесса. Последними двумя принципами можно завершить ряд основных стратиграфических принципов, в котором принцип Головкинского играет главную, организующую роль.

Если понимание принципа гомотаксальности, при котором определение возраста основано на сопоставлении идентичных последовательностей, не вызывает сейчас у стратиграфов особых разногласий, то особенности принципа ПКФ требуют рассмотрения. Имеются две близкие, на первый взгляд, трактовки этого принципа (Соколов, 1986; Мейен, 1981; Жамойда, 1984). В настоящее время большее признание получило определение, предложенное С.В. Мейеном: "Различное, частично перекрывающееся площадное распространение и комплексирование стратиграфических признаков обеспечивают их хронологическую взаимозаменяемость, являющуюся основой внутри- и межрегиональной, вплоть до планетарной, корреляции по серии признаков наибольшего веса" (Мейен, 1981; Жамойда, 1984), которое обозначено как принцип хронологической взаимозаменяемости признаков (ХВП). Приведенное положение отвечает осуществлению возрастных корреляций в рамках "естественной" стратиграфии, понимающей одновозрастность как принадлежность одному событию, которому обязательно должен соответствовать некий временной интервал.

Такое определение уже не удовлетворяет точности корректных стратиграфических измерений, основанных на системе внешнего отсчета, в которой идеальная одновозрастность (граница) понимается как отсутствие временного интервала (Попов, 1993). Указанной системе стратиграфических исследований соответствует определение Б.С. Соколова (1974, 1986), который устано-"передачи вил принцип или трансмиссии корреляционной функции" (ПКФ), предложенный в связи с проведением границы силура и девона на основе "золотого гвоздя". Механизм принципа ПКФ, как измерительного инструмента, выражается в том, что происходит передача информации о возрасте от эталона к измеряемому объекту, осуществляющая измерительный процесс. Наоборот, определение ХВП свидетельствует лишь об обмене информацией о возрасте между объектами, при котором выявляется возрастная характеристика стратона, являющегося адекватным отражением геологического (биологического) события. Эта формулировка точно отражает дух естественной стратиграфии, по существу отрицающей измерительную процедуру.

Однако практика зональной стратиграфии неизбежно подталкивает стратиграфические исследования на путь измерительной процедуры. Об этом весьма красноречиво свидетельствует поучительный опыт международных стратиграфических работ по проведению границы силура и девона. Значение идей "золотого гвоздя" и ПКФ трудно переоценить, с ними "открылись новые горизонты перед стратиграфией" (Соколов, 1991, с. 9). Введение принципов "золотого гвоздя" и ПКФ по существу означало внедрение в стратиграфию элементов измерительной процедуры. С наибольшей наглядностью это проявилось в установлении стратотипов границ стратонов за рамками стратотипической местности. Б.С. Соколов (1986, с. 13) отмечает, что выбор стандарта границ силура и девона за пределами их стратотипических регионов и даже ярусных подразделений произвел ошеломляющее впечатление. Существо этого события заключалось в том, что совершился знаменательный переход от фиксации возрастных интервалов к установлению стратотипов границ, имевшему огромное принципиальное значение. Во-первых, произошло резкое увеличение точности стратиграфических исследований; во-вторых, отрыв стратотипа границы от стратотипа подразделения привел к существенному увеличению самостоятельности границы, которая стала играть доминирующую роль в структуре стратиграфической шкалы, и в-третьих, была узаконена методика выбора границы по договоренности. Перечисленные особенности хорошо согласуются с корректной измерительной процедурой.

Включение в структуру стратиграфических исследований элементов измерительной процедуры привело к возникновению проблемы множественности границ. Б.С. Соколов (1974) отмечает, что, несмотря на неповторимое биологическое лицо стратонов, мы не можем точно и однозначно фиксировать границы между ярусами, системами и эратемами. Для этого пришлось предельно сузить задачу. Б.С. Соколов полагает, что "границ, действительно, может существовать множество, но наша задача сводится к необходимости выбора только одной стандартной границы в типовой шкале, максимально облегчающей практический механизм стратиграфической корреляции" (Соколов, 1974, с. 12).

Идея "золотого гвоздя" и принципа ПКФ вполне укладывается в рамки идеальной синхронности, играющей ключевую роль в системе корректных измерений. В конечном счете все практические и теоретические усилия стратиграфии сосредотачиваются на определении синхронности. Именно от успехов в указанной области в первую очередь зависит построение всего здания стратиграфии. Это естественный ход совершенствования любого корректного измерительного процесса. В современной стратиграфии описанная тенденция наиболее ярко проявилась в переходе от стратотипов стратонов к стратотипам границ, т.е. от фиксации временных интервалов к эталонам границ. Значение этого события, совершившегося в процессе исследований по проведению границы силура и девона, трудно переоценить. Пожалуй, впервые результаты напряженных практических исследований были почти сразу закреплены в теоретических положениях "золотого гвоздя" и принципе передачи корреляционной функции (ПКФ), что имело огромное значение, особенно для практической стратиграфии. Вывод о необходимости введения стратотипа границ и связанные с ним теоретические положения явились для развития стратиграфии этапным событием, которое существенно сдвинуло ее в сторону хроностратиграфии.

Однако, применение принципа "золотого гвоздя" в рамках естественной стратиграфии принесло и отрицательные последствия. Резкое снижение значения стратотипов стратонов привело к легкой и зачастую не оправданной замене стратонов, характеризующих тот или иной возрастной интервал общей шкалы или стратиграфических схем. Это заметно подрывает важнейшее качество ОШ – ее стабильность. Признание условности стратонов закрыло бы возможность произвольной замены традиционных названий и послужило бы твердой основой для нормальной детализации ОШ и стратиграфических схем.

Таким образом, рассмотрение формулировок ХВП и ПКФ показывает их неоднозначность. Определение принципа ПКФ позволяет органично включить его в структуру геохронометрии. Повидимому, действие принципа ХВП ограничивается сферой эндохронометрии, которая опирается непосредственно на события самого геологического процесса.

Необходимость точного разграничения рассмотренных выше формулировок диктуется интенсивными разработками теоретической базы стратиграфии, в которых принципы стратиграфических корреляций по-прежнему остаются зоной острых дискуссий. Продолжаются активные попытки подвести под естественную стратиграфию новую теоретическую основу, отвечающую современному уровню научных знаний. Сюда следует отнести монографии К.В. Симакова, замечательные по охвату теоретического материала и виртуозной сложности изложения, в которых общеизвестные положения естественной стратиграфии даются в новой, усовершенствованной трактовке (Симаков, 1997).

Обратимся к ключевым положениям этих работ, чтобы не затрагивать всего массива пространных рассуждений. К.В. Симаков пишет: "Хроностратоны объединяют совокупность образований, сформировавшихся в период относительно стабильного (подвижно-равновесного) состояния палеосистемы, модель эволюции которой выбрана в качестве базиса для построения метрики" (Симаков, 1997, с. 149). И далее: "Хроностратиграфические границы представляют собой протоколы событий, обусловливающих смену квазистабильных состояний палеосистемы, модель непрерывно-прерывистого развития которой служит основой для построения метрики" (там же, с. 149). Из приведенных определений с очевидностью вытекает, что автор строго следует основному руслу естественной стратиграфии с ее ориентировкой на события геологического процесса в качестве готовой метрики для стратона и для стратиграфической границы. Здесь стратон по-прежнему отвечает геологическому этапу (стабильное состояние палеосистемы), а граница выражает событие, означающее смену палеосистем. Особенно показательно в этом отношении следующее определение К.В. Симакова: "золотые гвозди" представляют собой номенклатурные эталоны (символы) естественных хроностратиграфических границ. аппроксимирующих хроноэкотоны к привычной и удобной форме "безразмерных" точек, которыми на стреле концептуального времени разграничивают его смежные подразделения". Указанная формулировка низводит идеи "золотого гвоздя" и ПКФ, которые внесли принципиальные изменения в структуру стратиграфических исследований, к привычным и удобным безразмерным точкам, разграничивающим стратоны.

Это свидетельствует о том, что у автора выпали из поля зрения важные моменты развития стратиграфических методов как продуктов специфической деятельности человека. В результате разработанные стратиграфией новые эффективные инструменты измерения (зональные шкалы и принцип ПКФ) обречены обслуживать заведомо гораздо менее точную измерительную систему.

Основу этой системы по-прежнему составляет положение, согласно которому "сама системная организация Природы диктует нам объективную необходимость привести в соответствие наши теоретические (концептуальные) построения с фактически наблюдающимися феноменами реальности, лишь кое-где подправляя ее нетривиальными конвенциями" (Симаков, 1997, с. 155). В сведении главного положения стратиграфии к простому срисовыванию возрастных особенностей палеосистем заключается, по К.В. Симакову, "общий принцип" стратиграфии и основанный на нем "операциональный аппарат" стратиграфических измерений. К таким вполне тривиальным выводам пришел К.В. Симаков в результате своих многолетних фундаментальных исследований.

Возрастное скольжение геологических событий в пространстве не позволяет построить современную измерительную систему, основанную непосредственно на их возрастной структуре. Изохронные границы, секущие палеосистемы, против чего так возражает К.С. Симаков, только измеряют, а не "рубят говядину", иначе было бы страшно обращаться к портному. Естественно там, где это необходимо, следует пользоваться естественными рубежами (свиты, зоны), но нельзя возводить это в общий принцип стратиграфии.

Недостатки естественной стратиграфии связаны не только принципиальным несоответствием требований корректной измерительной процедуры. Существенные трудности обусловлены самой спецификой стратиграфических исследований, вынужденных опираться на реконструкции палеопроцессов, восстановленных с большими допущениями. Это способствует возникновению субъективных представлений, ведущих к бесконечным и бесплодным дискуссиям. Возможности биостратиграфического метода весьма далеки от тех идеальных ориентиров, которые обозначены в геохронометрии. Однако намеченные "маяки" существенно сужают зоны произвольных толкований при установлении конкретных стратонов и стратиграфических границ.

Хотя экзохронометрия не исследует специально особенности геологических событий, поскольку не базируется на адекватном отражении их в стратонах подобно естественной стратиграфии, все же некоторых характеристик событий следует коснуться. В естественной стратиграфии, где стратоны любого ранга и их границы должны по определению являться слепком конкретных геологических (палеобиологических) событий, возникает большой простор для субъективных мнений. Опора на так называемые естественные метрики дефектна в том отношении, что она, вопервых, связана с отсутствием четкого, однозначного понимания содержания этапов (событий) и, во-вторых, с тем, что в действительности каждое событие проявляется многообразно или, точнее, является совокупностью подчиненных событий, каждое из которых имеет свои специфические пространственно-временные границы, не совпадающие друг с другом.

Отсюда многообразие мнений получает реальную поддержку. Это порождает ситуацию, когда каждый исследователь прав согласно принципиальной установке, при которой стратон и его границы обязательно должны отражать конкретное событие, соответствующее его рангу. О весомости того или иного события можно спорить бесконечно.

#### СТРУКТУРА СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

Структура стратиграфической классификации неизбежно несет на себе отпечаток особенностей принципов стратиграфической процедуры (табл. 2). Центральной проблемой современной стратиграфии по-прежнему остается соотношение условного и материального в содержании стратона, решаемое в принципе дуализма. Если в отношении подразделений общей шкалы существует известное единодушие, выражающееся в признании высокой степени их условности, то стратоны региональных и местных категорий считаются отражением этапов геологического процесса. Это, в первую очередь, касается литостратонов и биостратонов зонального уровня, выделение которых опирается непосредственно на неоднородность вещественного состава отложений и эволюционное разнообразие фауны и флоры.

В операции выделения стратонов указанного уровня происходит отчуждение от конкретного материального объекта его временного содержания, которое принимается нами за единицу измерения времени. Тот факт, что стратон в данном случае действительно может адекватно отвечать физическому явлению, не лишает его условности

Основные стратиграфические подразделения						
Подразделения экзохронометрии Стратоны биохронометрии		Подразделения эндохронометрии				
		Стратоны литострати- графии	Стратоны лито- и тектоно- стратиграфии			
Стратоны	Общей шкалы	Региональные	Местные	Региональные		
Филохрон (базовый стратон)	Зона	Лона	Свита (базовый стратон)	Свита Серия		
Условные стратоны	Ярус Отдел и т.д.	Горизонт	Лито- и тектоно- стратоны	Комплекс, тектоно- стратоны		

Таблица 2. Структура стратиграфической классификации

как продукта человеческой деятельности. Весь вопрос в том, что это соответствие необходимо для осуществления измерительной процедуры, т.е. решения задач с целью восстановления структуры геологического времени. Анализ особенностей стратиграфического измерительного процесса показывает, что такое соответствие должно ограничиваться наименьшими, базовыми единицами (биозонами, свитами).

В структуре стратиграфической классификации можно выделить две основные совокупности стратонов: подразделения экзохронометрии и энпохронометрии. Подразделения экзохронометрии, составляющие основу общей шкалы и унифицированной части стратиграфических схем, распадаются на две половины. Одна из них объединяет подразделения биохронометрии, другая представлена шкалой абсолютного возраста. Группа подразделений биохронометрии в свою очередь делится на два иерархических ряда: стратонов общей шкалы, выполняющей роль глобального стратиграфического времени, и послеповательностей региональных стратонов, отражающих возможности местной и региональной стратиграфии.

Стратоны биохронометрии, как отмечено выше, по своей природе неоднородны. Если наименьшие (элементарные) биостратиграфические единицы (зоны, лоны) опираются непосредственно на особенности эволюции конкретных филумов (т.е. являются филохронами), то подразделения от яруса (горизонта) и выше являются единицами, объемы которых не связаны, или почти не связаны, с какими-либо геологическими (палеонтологическими) событиями соответствующего масштаба в этом интервале времени-пространства.

Горизонты в известной мере отражают геологическое развитие регионов. Однако и они, как биостратиграфические подразделения, опираются на эволюцию фауны и флоры, обладающих значительной автономией развития. К тому же горизонты в большинстве своем, как и ярусы, представляют сумму элементарных биостратонов.

Описанное выше обуславливает распадение стратонов биохронометрии на два уровня. Первый (зональный) уровень представлен элементарными базовыми единицами (филохронами), установленными на основе эволюции наименьших филумов – видов (родов). Объем базовых стратиграфических единиц жестко лимитируется временем существования конкретных таксонов, т.е. точно отражает временной интервал элементарных эволюционных событий.

Стратоны второго этажа имеют сейчас по существу произвольно выбранный объем и границы, хотя исторически они обычно связаны с определенными толщами. Рассматриваемые стратоны теперь получают свое выражение посредством суммы зон, т.е. через набор базовых элементарных филохронов. Сам временной интервал стратонов второго уровня как таковой не привязан жестко к каким-либо конкретным геологическим или палеобиологическим событиям. Набор составляющих их зон (филохронов) может произвольно меняться по договоренности, изменяя тем самым границы, объем и в определенной мере стратиграфическое положение самого стратона. Иерархия этих стратонов предназначена для удобства исследований (измерений), объединяя массы мелких стратонов.

Подразделения эндохронометрии образуют два сходных по содержанию иерархических ряда. Их специфика зависит от того, на каком принципе основано выделение составляющих их стратонов и с каким видом экзохронометрии они взаимодействуют. Основу фанерозойской эндохронометрии составляет свита, границы которой используются экзохронометрией при прослеживании хроностратиграфических (биостратиграфических) рубежей на основе принципа ПКФ. Следует подчеркнуть, что важнейшими принципами, на которых основывается выделение свиты, являются однородность литологического состава и отсутствие внутри нее несогласий и перерывов. Литостратоны более высоких рангов в фанерозойской стратиграфии почти не применяются из-за возможности использования хроностратонов.

Докембрийская стратиграфия, опирающаяся на геохронологический метод, который отличается существенно меньшей точностью и значительно более редкими датировками, в сравнении с биостратиграфическими, широко использует не только свиту, но и литостратоны более высокого ранга (серии, комплексы). Ведущую роль в докембрийской стратиграфии приобретают тектоностратиграфические рубежи, образующие, в значительной мере, структуру докембрийской шкалы. "Установление местных подразделений докембрия высокого ранга - серий - базируется на тектоническом подходе, т.е. на выявлении несогласий, фиксирующих проявления тектонических движений и интрузивного магматизма, имевших место в промежутках времени между этапами формирования супракрустальных толщ" (Степанов, Месежников, 1979, с. 146). Однако и здесь свита применяется в качестве инструмента при протягивании стратиграфических рубежей. Стратоны, входящие в состав основной структуры классификации, дополняются набором стратонов, которые установлены с помощью вспомогательных, частных методов (магнитостратиграфия, сейсмостратиграфия и др.).

Предложенная выше структура классификации стратиграфических подразделений базируется на способе выделения стратонов. С этим связаны свойства стратонов как измерительных инструментов, которые предопределяют, в какой системе измерения они функционируют, или частью какой системы они являются.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развитие стратиграфических методов, и в первую очередь зональной стратиграфии, подготовило почву для перехода стратиграфии в русло корректной измерительной процедуры. Решающую роль в этом движении на современном этапе сыграли практика проведения стратиграфических границ с помощью "золотого гвоздя" и введение принципа ПКФ. Основой геохронометрии является внешняя независимая система отсчета, т.е. экзохронометрия. Эндохронометрия, органически включенная в структуру экзохронометрии, играет подчиненную роль. Стратоны понимаются как условные единицы измерения геологического времени. Переход стратиграфии к геохронометрии четко определил ее роль в качестве инструмента измерения геологического времени. С наибольшей полнотой структура геологического времени-пространства восстанавливается только геологическим картированием, которое опирается на стратиграфию. Геологическое картирование и стратиграфия являются неразрывными компонентами единого метода графического моделирования геологического процесса.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вернадский В.И. Размышление натуралиста. Пространство и время в неживой и живой природе. М.: Наука, 1975. С. 173. Головкинский Н.А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. СПб.: Тип. Импер. Акад. Наук, 1868. 143 с.

Жамойда А.И. Практическая стратиграфия / Под ред. Никитина Н.Ф., Жамойды А.И. Л.: Недра, 1984. 320 с.

Жамойда А.И. Сущность и соотношение основных стратиграфических подразделений // Стратиграфическая классификация. Материалы к проблеме. Л.: Недра, 1980. С. 32-63.

Мейен С.В. От общей к теоретической стратиграфии // Сов. геология. 1981. № 9. С. 58–69.

Попов А.В. О закономерностях эволюции как системы. Фрунзе: Илим, 1973. 95 с.

Попов А.В. О соотношении биотических и абиотических факторов в эволюции // Тр. XXX111 сессии ВПО. СПб.: Наука, 1989. С. 101–109.

Попов А.В. Принципы стратиграфии. СПб.: СПбГУ, 1993. 65 с.

Садыков А.М. Идеи рациональной стратиграфии. Алма-Ата: Наука, 1974. 183 с.

Симаков К.В. На пути к теоретической стратиграфии. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1997. 180 с.

Соколов Б.С. Проблемы границы докембрия и кембрия // Геол. и геофиз. 1974. № 2. С. 3–28.

Соколов Б.С. Экостратиграфия, ее место и роль в современной стратиграфии // Теория и опыт экостратиграфии. Таллинн: Валгус, 1986. С. 9–18.

Соколов Б.С. Стратиграфия и геологическая картография // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 3–12.

Степанов Д.Л. Методика стратиграфических исследований // Спутник полевого геолога-нефтяника. Л.: Гостоптехиздат, 1954. С. 3–27.

Степанов Д.Л., Месежников М.С. Общая стратиграфия (принципы и методы стратиграфических исследований). Л.: Недра, 1979. 423 с.

Рецензенты А.Ю. Розанов, Б.С. Соколов

**УДК** 551.72/73(571.5)

#### ГРАНИЦА НЕМАКИТ-ДАЛДЫНСКОГО И ТОММОТСКОГО ЯРУСОВ (ВЕНД-КЕМБРИЙ) СИБИРИ

#### © 2002 г. В. В. Хоментовский, Г. А. Карлова

Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск Поступила в редакцию 23.03.2000 г.

Принципиально уточнено распространение мелкораковинных окаменелостей (SSF) томмотского и верхов немакит-далдынского ярусов во всех основных опорных разрезах Сибирской платформы, особенно восточной фациальной области. Обосновывается корреляция разрезов этого возраста севера и юго-востока платформы между собой и с их стратотипами в переходной фациальной области. Доказана синхронность границы, разделяющей названные подразделения и обусловленность ее резчайшим увеличением выше нее количества и разнообразия комплексов SSF. Это обстоятельство и появление макрофауны (археоциаты, брахиоподы) свидетельствует о связи томмотского яруса с началом принципиальнейшего этапа в эволюции скелетной фауны. Обосновано соответствие рассматриваемого рубежа с резким негативным пиком кривой  $\delta^{13}$ С. Комплекс полученных данных о нижней границе томмотского яруса и уточнение ее изотопной характеристики способствуют глобальной корреляции и обоснованию в качестве нижней границы кембрия. Изменена методика корреляции разнофациальных отложений томмотского яруса по SSF. Она при установлении границ подразделений ориентирует не на использование отдельных руководящих форм, а на анализ всех местных комплексов окаменелостей и на предпочтение появления таксонов более молодых ассоциаций. Лишь таким путем в разрезах восточной и переходной фациальных областей удается наметить аналоги подразделений томмотского яруса.

Ключевые слова. Ярусы, зоны, мелкораковинные окаменелости, зональные комплексы, фациальные области, корреляция, биостратиграфия, хемостратиграфия.

#### введение

Немакит-далдынское стратиграфическое подразделение - обоснование его границ и расчленения имеет исключительное значение для решения проблем нижних границ кембрия, палеозоя и фанерозоя. В этой статье мы попытаемся суммировать данные по его верхней границе, противоречивая трактовка которых дискредитирует использование богатейшей информации по биостратиграфии Сибири для обоснования венд-кембрийских подразделений Международной шкалы. В.Е. Савицкий (1962) предложил обособить древнейшие, охарактеризованные простейшими мелкораковинными окаменелостями (SSF) отложения Анабарского массива в качестве немакит-далдынского горизонта, который он отнес к кембрию. За нижнюю границу принималось несогласие в его основании. Верхнюю границу горизонта определял контакт с пестроцветными отложениями (медвежинская свита), которые содержат остатки археоциат, брахиопод и SSF зоны Oelandiella korobkovi – Anabarella plana. Последняя сопоставлялась с суннагинским и кенядинским горизонтами юга Сибирской платформы.

В основе другой концепции нижней границы кембрия Сибири лежит схема расчленения журинского подъяруса алданского яруса по археоциатам на суннагинский, кенядинский и атдабанский горизонты, разработанная И.Т. Журавлевой (Зеленов и др., 1955). В.В. Миссаржевский и А.Ю. Розанов (1963), отождествив комплекс окаменелостей из низов пестроцветных отложений севера Сибирской платформы (зона O.korobkovi-A.plana) с суннагинско-кенядинским горизонтом разрезов р. Алдан, пришли к выводу о том, что для определения нижней границы кембрия следует использовать массовое появление скелетной фауны с основания этих подразделений. Было отмечено, что с той же границы внезапно появляются многочисленные таксоны мелкораковинных окаменелостей и происходит изменение комплексов фитолитов. В.В. Хоментовский и Л.Н. Репина (1965), исходя из тех же соображений, предложили сократить объем алданского яруса до верхнего – журинского подъяруса и начинать кембрий с основания пестроцветной свиты или суннагинского горизонта. А.Ю. Розанов и В.В. Миссаржевский (1966) исключили из состава алданского яруса в последнем понимании и завершающий его атдабанский горизонт или ярус (Журавлева и др., 1969) и назвали это подразделение томмотским ярусом.

Концепция томмотского яруса окончательно сформулирована в монографии (Розанов и др., 1969). Детализированная в ней схема биостратиграфии позволила распространить его за пределы Сибири, противопоставив подстилающим отложениям, верхняя маломощная часть которых считалась охарактеризованной редкими проблематичными остатками – зона Anabarites trisulcatus.

Значительно осложнил представление 0 биостратиграфии венд-кембрийских отложений А.К. Вальков (1970, 1975). Он в верхней части маныкайской свиты или немакит-далдынского горизонта западного Прианабарья обнаружил комплекс SSF зоны O. korobkovi – A.plana, которую стал считать дотоммотской. С зоной sunnaginicus сопоставлялись вновь выделенные в медвежинской свите зоны Allatheca cana и A. anabarica. Для сокращенного объема немакит-далдынского горизонта стал использоваться синоним маныкайский. В дальнейшем А.К. Вальков (1982, 1987) интервал разреза между зонами lata и сапа предложил выделить в самостоятельный дотоммотский - хаялахский ярус, который вместе с подстилающим маныкайским ярусом (зона trisulcatus) объединяет в чабурский или немакит-далдынский надъярус. Помимо перечисленных зон А.К. Вальковым дополнительно были выделены зоны Spinulitheca billingsi, S. rotunda. Таким образом, ранее принятые зоны комплексного обоснования были дифференцированы и дублированы на зоны по разным группам окаменелостей - хиолитам, гастроподам, ангустиокреидам, причем раздельно для переходной и восточной фациальных областей Сибирской платформы. Для корреляции различных зон и их границ использовались только так называемые биостратиграфические маркеры маломощные слои с зональными видами. Как это можно сделать при многократном повторении зональных форм в разрезах, тем более, для отбивки границ, А.К. Вальковым не разъясняется. Детальнее этот вопрос будет рассмотрен ниже.

Вместе с тем, многочисленные списки SSF, приведенные А.К. Вальковым в разных разрезах востока Сибирской платформы, оказали большое влияние на выводы многих исследователей. В.Е. Савицкий (1975), сомневаясь в достоверности корреляции А.К. Валькова зональных комплексов венд-кембрийских окаменелостей севера и юга Сибирской платформы, стал, как и он, считать зону plana дотоммотской. Неуверенность в точной корреляции границ зоны plana с зональной схемой юга платформы и сомнения в обосновании границ немакит-далдынского подразделения палеонтологическими данными (Савицкий, 1975; Савицкий и др., 1980) не позволяли считать его более чем региональным горизонтом.

В.В. Миссаржевский (совместно с А.Ю. Розановым) выделивший томмотский ярус и обосновавший детальное биостратиграфическое расчленение его по SSF, также попал под влияние представлений А.К. Валькова. Он (Миссаржевский, 1982, 1983) вместо немакит-далдынского го-

ризонта и яруса принимает название маныкайский, и как А.К. Вальков, впервые использовавший этот термин, относит его к кембрию. По тому же принципу, что и А.К. Вальков (1982), он расчленяет маныкайский и томмотский ярусы, но не на 5, а на 7 межрегиональных зон; впервые использует понятие зона А. plana, пока еще отождествляя ее с зоной sunnaginicus. В отличие от более ранних работ, В.В. Миссаржевский, вслед за А.К. Вальковым, поднял нижнюю границу томмотского яруса вначале на 15 (Миссаржевский, 1982), а затем на 30 м (Миссаржевский, 1989) выше основания медвежинской свиты на р. Котуй и, как минимум, на 9 м выше подошвы пестроцветной свиты в приустьевой части р. Юдомы. Затем, прекратив работы на Сибирской платформе и опираясь в значительной мере на данные А.К. Валькова (1987), В.В. Миссаржевский (1989) также опустил зону plana (IV) из томмотского яруса в маныкайский, а в отложениях, отнесенных к самым низам томмотского яруса (зона V), искусственно объединил слои с окаменелостями зон sunnaginicus и regularis.

Мы всегда относили и относим немакит-далдынское подразделение к венду. Сверху оно повсеместно ограничено томмотским ярусом (зоной sunnaginicus). Нижняя граница его совмещается с основанием слоев, охарактеризованных появлением древнейших SSF (зона trisulcatus). Подобное обоснование границ немакит-далдына позволило нам считать его ярусом (Хоментовский, 1976).

До начала исследований на севере Сибирской платформы мы, вслед за А.К. Вальковым, достаточно высоко поднимали нижнюю границу томмотского яруса внутрь медвежинской свиты (Хоментовский, 1976). Однако, поработав там с 1979 по 1987 год, а также изучив биостратиграфию венд-кембрийских отложений восточной фациальной области на юго-востоке платформы, мы убедились в ошибочности построений А.К. Валькова и последовавшего за ним В.В. Миссаржевского. Выяснилось, что в пределах Сибирской платформы пестроцветные отложения, сменяющие вендские сероцветные карбонатные породы, нигде не древнее зоны sunnaginicus томмотского яруса (Хоментовский, Карлова, 1992; Khomentovsky, Karlova, 1993). А.Ю. Розанов также критиковал биостратиграфические схемы А.К. Валькова и В.В. Миссаржевского в связи с тем, что они не учитывают влияние фациальных изменений на состав комплексов окаменелостей (Rozanov, 1992).

М.А. Семихатов, пока работал в Восточной Сибири, связывал нижнюю границу кембрия с основанием пестроцветной свиты и зоны sunnaginicus томмотского яруса (Семихатов и др., 1970; Семихатов, Серебряков, 1983). Однако в последнее время он изменил свои представления. С рядом американских исследователей (Kaufman et al.,



Рнс. 1. Схема районирования и расположения использованных разрезов. 1–3 – фациальные области: 1 – восточная, 2 – переходная, 3 – западная; 4 – обнажения; 5 – ряд обнажений; 6 – скважины; 7 – номера обнажений на рис. 2 и 3.

1996) М.А. Семихатов вслед за А.К. Вальковым и В.В. Миссаржевским в западном Прианабарье нижнюю границу томмотского яруса в устькотуйканском разрезе поднимает почти до кровли медвежинской свиты. Последняя объявляется здесь аналогом части разреза, соответствующей в стратотипе томмотского яруса (обнажение "Дворцы" на р. Алдан) перерыву между пестроцветной и устьюдомской свитами. Нижнюю границу немакит-далдынского яруса эти исследователи, как и В.Е. Савицкий, совмещают с несогласием в основании маныкайской свиты и начинают с нее кембрий.

#### ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ ТОММОТСКОГО ЯРУСА НА ЮГО-ВОСТОКЕ ПЛАТФОРМЫ

Как было показано выше, основная дискуссия о местоположении и принципах обоснования нижней границы кембрия в Сибири определяется трудностями, которые возникли при корреляции разрезов венд-кембрийских отложений различных фациальных областей Сибирской платформы. Общеизвестно, что на юго-западе ее в это время находилась громадная лагуна - западная или Олекминская фациальная область (рис. 1). Восток и север платформы занимал обширный морской бассейн шельфового типа – восточная или Юдомо-Оленекская фациальная область. Эти бассейны разделяло сравнительно узкое поднятие – переходная или Синско-Анабарская фациальная область (Савицкий, 1972; Хоментовский, Репина, 1965; Ярусное расчленение.., 1984). Повышенная соленость воды в лагуне обусловила крайнюю редкость в ней палеонтологических остатков. Наоборот, прогретое солнцем мелководное поднятие, через которое в лагуну перемеща-

лась свежая морская вода, было благоприятно для населявших его животных и растений. В результате именно в переходной фациальной области сложился биостратиграфический стандарт нижнего кембрия (Розанов и др., 1969). Биоценозы восточного открытого моря в томмотское время не столь обильны, но характеризуются таксонами, имевшими более широкое распространение (Кhomentovsky, Karlova, 1993; Хоментовский, Карлова, 1992; Rozanov, 1992). Корреляция биостратиграфического стандарта переходной фациальной области с разрезами восточной трактовалось различно. Широко распространено представление о разновозрастности появления богатых комплексов окаменелостей в восточной и переходной фациальных областях. Допускается, что благоприятные для жизни метазоа обстановки в первой из них появились раньше, чем во второй. Поэтому комплекс окаменелостей зоны sunnaginicus томмотского яруса в стратотипе связан с миграцией на запад более молодых сообществ Metazoa (Савицкий, 1972; Вальков, 1987; Миссаржевский, 1989). Тот же вывод делали, предположив там крупный перерыв в основании пестроцветной свиты, и другие исследователи (Kaufman et al., 1996; Landing, 1994).

Однако реальные взаимоотношения пестроцветной и устьюдомской свит не соответствуют этим моделям. По специфике осадконакопления устьюдомская свита не столь уж резко отличается от пестроцветной. Здесь наблюдаются те же фациальные элементы – начинает формироваться лагуна, в которой уже в это время происходило соленакопление. В восточном направлении прогрессирует замещение устьюдомских доломитов известняками (Семихатов и др., 1970). Существовал и барьер, разделявший эти бассейны, который фиксируется сокращением мощности устью-



домской свиты в интервале между правыми притоками р. Учур – рекам Нэмнэкэй и Селиндэ – со 180–200 и более метров до 120 м (Хоментовский, Карлова, 1994a; Khomentovsky, Karlova, 1993).

При определении нижней границы пестроцветной свиты и томмотского яруса на юго-востоке Сибирской платформы исключительное значение имеет маркер, получивший название суннагинской пачки или горизонта (рис. 2) (Зеленов и пр., 1955). По существу это базальные слои пестроцветной свиты, отличающиеся серо-зеленым иветом пород, обилием глауконита и значительной примесью обломочного материала. Суннагинская пачка прослеживается на всей площади распространения пестроцветной свиты, от самых западных ее выходов в районе пос. Томмот на р.Алдан до самых восточных в Юдомо-Майском прогибе. Почти повсеместно в ее основании ощушаются признаки размыва. Но об относительной изохронности ее свидетельствует выдержанность мощностей как IV пачки устьюдомской свиты (23–28 м), так и самой суннагинской пачки (4–8 м). Фактический материал свидетельствует о том, что глубина предпестроцветного размыва в общем незначительна и не имеет тенденции увеличиваться в западном направлении. На западе в пределах Березовского прогиба, где пестроцветная свита почти полностью замещается сероцветными доломитами, совершенно постепенный характер перехода в основании ее аналогов определяется невозможностью точного установления местонахождения контакта. В западных разрезах р. Алдан местами предпестроцветный размыв вообще отсутствует. Постепенные переходы между устьюдомской и пестроцветной свитами описываются в средней части стратотипического для томмотского яруса обнажения "Дворцы" (Федоров и др., 1992; Хоментовский, Карлова, 1992), а также на реках Нэмнэкэй и Джанда (Хоментовский, Карлова, 1989, 1991). На участке между обнажениями "Дворцы" и "Улахан-Сулугур", прослеживая в промежуточных обнажениях маркирующие пласты, удается доказать, что в восточном направлении последовательно выпадает из разреза пять верхних метров устьюдомской свиты (Семихатов и др., 1970; Авдеева и др., 1983; Хоментовский и др., 1990; Хоментовский, Карлова, 1992; Khomentovsky, Karlova, 1993). Максимальной глубины предпестроцветный размыв зафиксирован гораздо восточнее, в приустьевой части р.Юдомы и простирающейся к северу Кыллахской гряде (Мезенцев и др., 1978; Старников и др., 1983; Сухоруков, 1984). Глубину этого размыва иногда преувеличивают, помещая на профиле рядом разрезы, в которых пестроцветная свита залегает на маркирующей пачке темно-серых известняков устьюдомской свиты и теми, где между этими подразделениями вклиниваются светлые доломиты верхней части устьюдомской свиты (Старников и др., 1983; Сухоруков, 1984). Но разрезы первого типа находятся гораздо севернее, а в этом направлении мощность всех слоев устьюдомской свиты резко сокращается. Однако конкретные списки послойно собранных SSF (Старников и др., 1983; Сухоруков, 1984) свидетельствуют о срезании здесь слоев с комплексом SSF зоны P. antiqua, чего нигде в разрезах переходной фациальной области не отмечается (Хоментовский, Карлова, 1992; Khomentovsky, Karlova, 1993).

Значительная глубина предпестроцветного размыва в пределах Кыллахской гряды проявилась локально. Выше по р.Юдоме у устья руч. Улахан-Ытыга этот размыв вновь практически пропадает (Хоментовский и др., 1972; Семихатов, Серебряков, 1983). Аномальное увеличение размыва, возможно, связано со смещением по Нельканскому разлому, уже в то время разделявшему Учуро-Майскую плиту и Юдомо-Майский прогиб. Не исключено также, что благодаря интенсивной гидродинамике в пределах локальных поднятий размывы могли возникать практически без перерыва в осадконакоплении на смежном участке (Хоментовский, Карлова, 1992). Таким образом, говорить о существенной разновозрастности нижней части пестроцветной свиты в переходной и восточной фациальных областях в целом по геологическим данным нет оснований.

Рис. 2. Корреляция разрезов и комплексов окаменелостей юго-востока Сибирской платформы. 1 – сероцветные доломиты; 2 – пестроцветные глинисто-карбонатные породы; 3 – базальные слои; 4 – терригенные породы; 5 – биогермы; 6 – известняки; 7 – литостратиграфические границы; 8 – биостратиграфические границы; 9 – маркирующие пачки; 10 – SSF; 11 – археоциаты; 12 – трилобиты; 13–14 – зоны: 13 – antiqua, 14 – sunnaginicus; 15 – кындинская толща; 16 – SSF зоны sunnaginicus переходной фациальной области; 17 – то же и небольшое количество SSF восточной фациальной области; 18 – то же и большое количество SSF, появляющихся с зоны sunnaginicus в восточной фациальной области; 19 – первое появление "определяющих таксонов" зоны sunnaginicus; 20 – зона D.regularis; 21 – подзона L.tortuosa; 22 – подзона L.bella; 23 – зона D.lenaicus; 24 – атдабанский ярус; 25 – I–XIII – номера обнажений на рис. 1; 26 – ссылки на публикации в списке литературы: 4 – Вальков, 1978; 6 – Вальков, 1987; 7 – Воронова и др., 1983; 12 – Коршунов, 1972; 18 – Миссаржевский, 1989; 20 – Пельман и др., 1990; 21 – Путеводитель экскурсии..., 1973; 23 – Репина и др., 1988; 25 – Розанов и др., 1969; 26 – Розанов и др., 1992; 37 – Сысоев, 1972; 46 – Хоментовский, Карлова, 1986; 47 – Хоментовский, Карлова, 1989; 48 – Хоментовский и др., 1990; 49 – Хоментовский, Карлова, 1991; 50 – Хоментовский, Карлова, 1992; 52 – Хоментовский, Карлова, 1994а; 56 – Ярусное расчленение..., 1984; 62 – Кhomentovsky, Karlova, 1993.

#### ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ГРАНИЦЫ МЕЖДУ НЕМАКИТ-ДАЛДЫНСКИМ И ТОММОТСКИМ ЯРУСАМИ НА ЮГЕ ПЛАТФОРМЫ

Обсуждая эту проблему, необходимо иметь в виду два положения. 1. Если ортостратиграфическими группами атдабанского яруса являются трилобиты и археоциаты, а томмотского – археоциаты и брахиоподы, то немакит-далдынский ярус пока обособляется и расчленяется только по сводным ассоциациям SSF. 2. Использование для практической стратиграфии ассоциаций SSF зон antiqua и sunnaginicus сложнее, чем ортостратиграфических групп макрофауны (Хоментовский, Карлова, 1992, 1994а). Выявление специфики корреляции разнофациальных венд-кембрийских отложений является одной из важнейших стоящих перед нами задач.

Сторонники крупного перерыва в основании классических разрезов томмотского яруса в среднем течении р.Алдан прежде всего обращают внимание на поразительное различие списочного состава SSF суннагинской пестроцветной пачки и IV – завершающей пачки устьюдомской свит. В первой из них максимальный список SSF насчитывает 54 таксона, а из второй – всего 6: Chancelloria, Cambrotubulus decurvatus, Anabarites trisulcatus, Halkieria sacciformis, Hyolithellus vladimirovae, H.sp. Но половина из них проходит из более древней зоны trisulcatus (Khomentovsky, Karlova, 1993; Хоментовский, Карлова, 1994). Разница порядка 47 таксонов, действительно, значительная. Но проведенная аргументация не корректна прежде всего потому, что свод поднятия, разделявшего восточную и западную фациальные области на уровне зоны antiqua находился, как было показано выше, гораздо восточнее участка "Дворцы" -"Улахан-Сулугур", соответствующего своду в начале томмотского века. Поэтому бедный список зоны antiqua здесь происходит фактически из западной области. Если же взять список окаменелостей зоны antiqua из свода того времени (реки Немнекей, Сэлиндэ) и примыкающих к нему разрезов (р. Гонам, гора Конус), то количество обнаруженных в нем таксонов достигнет 24 (Khomentovsky, Karlova, 1993). Разница в 23 таксона по сравнению с зоной sunnaginicus, хотя и подчеркивает значимость эволюционного рубежа в основании томмотского яруса, но не заставляет предполагать сколько-нибудь крупного размыва. Немного восточнее (р. Джанда) список SSF зоны antiqua пополняется еще 10 формами восточного типа и становится почти соизмерим с набором зоны sunnaginicus в классических разрезах р. Алдан. Наиболее существенны из них: Purella antiqua, P.cristata, Latouchella korobkovi, Tiksitheca licis, Archaeospira regularis, Ladatheca annae, Loculitheca anulata, Halkieria sacciformis, H.longa, H.amorphe, Igorella sp., Barskovia sp., Helcionella sp., Siphogonuchites triangulaspis, Hyolithellus vladimirovae, Markuelia prima.

Нами приведены полные списки SSF зоны sunnaginicus переходной фациальной области (Хоментовский, Карлова, 1994; Khomentovsky, Karlova, 1993), поэтому здесь мы перечислим лишь порядка 20 таксонов, имеющих наибольшее значение для корреляции разнофациальных отложений: Allatheca concinna, Exilitheca multa, Spinulitheca billingsi, Conotheca mammilata, Turcutheca crasseocochlia, Egdetheca aldanica, Aldanella rozanovi, A.attleborensis, A.crassa, A.utchurica, Barskovia hemisymmetrica, Bemella jacutica, Isitiella inpocera, Igorella ungulata, Watsonella sibirica, Torellella curvae, T.lentiformis, Hyolithellus tenuis, Tommotia kozlovskii, T.admiranda, Camenella garbowskae.

Другой аргумент в пользу значительного перерыва в основании пестроцветной свиты переходной фациальной области заключается в том, что в ней с основания появляется весь набор SSF зоны sunnaginicus, а в восточной фациальной области ряд из них встречен лишь значительно выше по разрезу. По появлению таких таксонов сторонники точки зрения о более древнем возрасте пестроцветной свиты в восточной фациальной области предлагают устанавливать в ней аналоги подразделений, выделенных в стратотипе томмотского яруса. Список этих "определяющих таксонов" у всех, использующих подобный подход (Вальков, 1987; Миссаржевский, 1989; Kaufman et al., 1996), разный. Но все они указывают следующие формы: Egdetheca aldanica, Allatheca concinna, Torellella curvae, Watsonella sibirica, Tommotia admiranda, T.kozlowskii. Очень часто в этот список попадают таксоны, появляющиеся вблизи подошвы зоны regularis в классических разрезах среднего течения р. Алдан и очень для нее характерные: Lapworthella tortuosa, Allatheca corrugata, Tommotia plana. Иногда в основание томмотского яруса помещаются даже Burites distortus (Вальков, 1987) и др. Поэтому мы исключаем перечисленные таксоны из списка форм зоны sunnaginicus. Для того, чтобы определить корректность установления подошвы томмотского яруса только по "определяющим таксонам" рассмотрим, как изменяется список томмотских SSF от свода переходного поднятия в смежные фациальные области. К западу от оптимального участка с обнажениями "Улахан-Сулугур" – "Дворцы" переходная фациальная область распространялась до устья р. Толбы (Ярусное расчленение.., 1984). Однако уже в 30 км выше по р. Алдан – в районе пос. Угино, список окаменелостей из суннагинской пачки гораздо беднее. Помимо нескольких форм, проходящих из устьюдомской свиты, здесь встречены всего 8 таксонов, типичных для зоны sunnaginicus: Egdetheca aldanica, Coleolella billingsi, Turcutheca crasseocochlia, Coleolus trigonus, Aldanella rozanovi, Hvolithellus tenuis, Torellella lentiformis, T.curvae, Tumulduria incomperta (Розанов и др., 1969). Еще немного к западу от свода поднятия, в среднем течении р. Гыным (рис. 1, 2), типично выраженная суннагинская пачка, помимо нескольких форм, проходящих из устьюдомской свиты, содержит лиць Torellella lentiformis, Sunnaginia sp., Spinulitheca sp. Здесь нет ни одного "определяющего таксона", но наличие здесь брахиопод Aldanotreta sp. и археоциат зоны sunnaginicus (Коршунов, 1972; Вальков, 1978; Хоментовский, Карлова, 1991) не оставляет сомнений в том, что эта пачка здесь имеет томмотский возраст. Таким образом, отсутствие "определяющих таксонов" не доказывает несоответствия слоев с несколько отличным комплексом SSF зоны sunnaginicus ее стратотипу. Кроме того, если обедненный комплекс зоны sunnaginicus вблизи западной фациальной области сравнивать со списком SSF зоны antiqua обнажения "Дворцы", занимавшее аналогичное положение в фациальном ряду, то несоответствие, из-за которого обосновывали перерыв между этими зонами, пропадет.

Изменения палеонтологической характеристики зоны sunnaginicus происходят и к востоку от свода поднятия переходной фациальной области. Ближайшим к нему обнажением является вершина 1291 м на правобережье р. Гонам (рис. 1, 2). Разрез венд-кембрийских отложений здесь аналогичен вскрытому в обнажении "Дворцы" (Хоментовский и др., 1983; Хоментовский, Карлова, 1986, 1992; Khomentovsky, Karlova, 1993). Пестроцветная свита начинается типично выраженной суннагинской пачкой мощностью порядка 5 м. Вблизи кровли ее появляются археоциатовые биогермы, проходящие в красноцветные породы на 3-7 м. Нижняя часть биогермов сложена археоциатами зоны sunnaginicus, а в верхней появляются формы зоны D.regularis (Розанов и др., 1969; Хоментовский и др., 1983; Хоментовский, Карлова, 1992). В отложениях зоны sunnaginicus обнаружено только 33 таксона SSF, из которых 7 являются проходящими из зоны antiqua. Здесь представлены основные руководящие формы зоны sunnaginicus "Дворцов" (Khomentovsky, Karlova, 1993), в том числе и "определяющие таксоны". Но особого внимания заслуживает появление таксонов, неизвестных в классических разрезах томмотского яруса, но обычных в восточной фациальной области: Loculitheca anulata, Siphogonuchites sp., Halkieria operculus, Sachites proboscideus.

Восточнее суннагинская пачка, изохронность которой доказывается как суммой геологических данных, так и археоциатами зоны sunnaginicus, прослеживается в почти непрерывных прекрасных обнажениях хребта Кеткап на Алдано-Учурском водоразделе до верховьев р. Нэмнэкэй (рис. 1, 2) (Хоментовский, Карлова, 1986, 1991, 1992). Здесь продолжается тенденция изменения комплекса SSF, наметившаяся на вершине 1291. В верховьях р. Бердякит встречено лишь 11 таксонов SSF зоны sunnaginicus стратотипа, в том числе томмотиды - Camenella garbowskae, зато список SSF восточной фациальной области пополняется Aldanella crassa и Ovalitheca sp. (Хоментовский, Карлова, 1991). На склонах г. Конус в несомненной суннагинской пачке определено 14 характерных для нее таксонов, неизвестных в зоне antiqua. Из томмотид найдена лишь неопределенная до вида Tommotia sp. Из восточных таксонов, неизвестзападнее, здесь описаны Yochelcionella ных stilifera, Halkieria processa и, впервые на уровне зоны sunnaginicus, встречен Hyolithellus tschuscunensis, широко распространенный в ней в восточной фациальной зоне (Хоментовский, Карлова, 1986, 1991; Khomentovsky, Karlova, 1993). В разрезе по р. Нэмнэкэй, расположенном в 20 км восточнее г. Конус, вблизи кровли светлых доломитов устьюдомской свиты, описан микрокарст и плоские гальки доломита. Мы первоначально принимали их за признаки предпестроцветного размыва. Однако встреченные здесь редкие SSF представлены только формами зоны antiqua (Хоментовский, Карлова, 1991, 1992; Khomentovsky, Karlova, 1993). Вышележащие желтовато-серые суннагинские доломиты представляют собой, в основном, доломитовые песчаники, мощность которых здесь порядка 4-5 м. В них, наряду с типичными для этого уровня формами зоны sunnaginicus стратотипа, появляются характерные для восточных разрезов Ovalitheca mongolica, Kotuitheca curta, Latouchella maidipingensis, Tannuella gracilis, Pollicina sp. Kak B остальных разрезах переходной фациальной области, верхняя часть суннагинской пачки представлена биогермными постройками. Однако сложены они не археоциатами, а известковыми водорослями и достигают в высоту, вместе с продуктами их разрушения, 15-20 м (Хоментовский, Карлова, 1991, 1992; Khomentovsky, Karlova, 1993). Нижние 3 м вышележащей пестроцветной свиты характеризуются как появлением ряда типичных для зоны sunnaginicus переходных разрезов форм: Allatheca concinna, Aldanella attleborensis, A.rozanovi, Conotheca mammilata, Watsonella sibirica, так и массой типичных восточных таксонов: Nikatheca digna, Igorella hamata, Kotuitheca sp., Emarginoconus mirus, Triplicathella disdoma, Crossbitheca sp., Mellopegma sp. О соответствии этих слоев томмотскому ярусу свидетельствуют также фрагменты археоциат, сохранившиеся в препаратах. Таким образом, в зоне sunnaginicus p. Нэмнэкэй поровну представлены таксоны переходной и восточной фациальной области.

В западных районах восточной фациальной области суннагинская маркирующая пачка прослеживается весьма уверенно. В верховьях р. Селиндэ (50 км восточнее г. Конус) с размывом, как и на р. Алдан, устьюдомские доломиты перекрыты желтовато-серыми известковистыми доломитами и доломитовыми песчаниками мощностью 4-6 м. Западины предпестроцветного рельефа выполнены грубозернистыми песчаниками с обильным глауконитом (Хоментовский, Карлова, 1986). Однако палеонтологическое обоснование суннагинской пачки здесь трактуется противоречиво. Большинство исследователей (Коршунов и др., 1969; Воронова и др., 1983; Хоментовский, Карлова, 1986, 1992; Khomentovsky, Karlova, 1993; Peпина и др., 1988) считают, что она с самого основания относится к зоне sunnaginicus. Однако А.К. Вальков (1987) убежден, что не только суннагинская пачка, но и 23 м вышележащей красноцветной части пестроцветной свиты являются дотоммотскими. Позднее эту точку зрения принял В.В. Миссаржевский (1989). Противоречие возникло из-за того, что комплексы SSF в разрезе р. Селиндэ отличается от описанных в обнажениях "Дворцы" и "Улахан-Сулугур". Но ошибочность представлений А.К. Валькова и В.В. Миссаржевского определяется уже тем, что обломки археоциат в препаратах обнаружены нами в 2.7 м от основания пестроцветной свиты, а сразу выше суннагинской пачки, в 5 м от подошвы свиты описаны характерные для зоны D.regularis формы: Nochoroicyathus mirabilis и Cambrocyathellus tschuranicus (Коршунов и др., 1969), следовательно, суннагинская пачка в рассматриваемом разрезе, как и западнее, не древнее зоны sunnaginicus. Данные по SSF также противоречат выводам названных исследователей. В суннагинской пачке здесь известен 71 таксон (Репина и др., 1988; Khomentovsky, Karlova, 1993). 16 из них являются проходящими из зоны antiqua. 18 таксонов типичны для классических разрезов суннагинской пачки на р. Алдан. Но на р. Селиндэ начинают преобладать формы, характерные для низов томмотского яруса в восточной фациальной области. 9 из них были названы ранее в промежуточных разрезах, а 24 в этом разрезе появляются впервые: Turcutheca rugata, Spinulitheca rotunda, Latouchella adelocosma, Nomgoliella sinistrivolubilis, Tannuella gracilis, Stenothecoides, Gastreochrea viva, Turcutheca cotuiensis, Rostraconus sinensis, Yangzespira regularis, Anabarithellus hexasulcatus, Pseudoortotheca sp., P.costata, Obtusoconus multicostatus, Prooneotodes?, Kugdatheca voluta, Xianfengella sp., Paraaldanella kotujica, Kraikhania sp., Mariochrea sinuosa, Fomitchella infundibuliformis, F.acinaciformis, Watsonella varensalensis. Selindeochrea tecta.

Таким образом, по SSF суннагинская пачка разреза р. Селиндэ, несомненно, находится в восточной фациальной области. Появление же с ее основания типичных для зоны sunnaginicus Aldanella rozanovi, A.utchurica, A.attleborensis, Hyolithellus tenuis, Tommotia sp. и др. (Репина и др., 1988; Khomentovsky, Karlova, 1993), а также данные по археоциатам, обосновывают ее томмотский возраст. Со-

мнительность отнесения А.К. Вальковым (1987) следующих 10 м пестроцветной свиты р. Селиндэ к выделенной им в дотоммотской зоне Spinulitheca rotunda – Anabarella plana очевидна хотя бы потому, что в этом интервале вместе с названными зональными формами встречена руководящая для его следующей зоны – Allatheca cana, а также типичные суннагинские таксоны Spinulitheca billingsi, Exilitheca multa, Allatheca concinna, Conotheca mammilata (Репина и др., 1988; Khomentovsky, Karlova, 1993). А.К. Вальков в разрезе р. Селиндэ начинает томмотский ярус в 28 м от основания пестроцветной свиты. Но на этом уровне встречены уже многочисленные представители SSF зоны regularis - Allatheca corrugata, Notabilites simplex, Oblisicornus dupleconcavus. Появление их по отношению к одновозрастным археоциатам запаздывает на время формирования 20 м пестроцветной свиты. Аналогично типичные для зоны sunnaginicus Torellella lentiformis, Camenella garbowskae здесь встречены лишь практически одновременно со SSF зоны lenaicus, а ряд таксонов зон regularis и lenaicus появляется одновременно с атдабанскими трилобитами (Репина и др., 1988).

Венд-кембрийские отложения р. Джанды (правый приток р. Алдан) наиболее полно охарактеризованы SSF восточной фациальной области (рис. 1, 2). Три полные разреза этого интервала здесь представлены в: 1) обн. VIa – 2 км ниже устья руч.Олом (75 км выше устья р. Джанда – напрямую); 2) обн. VIIa (25 км выше устья); 3) обн. VIIб (15 км выше устья). Суннагинская пачка, как и повсеместно, сложена зеленовато- и желтовато-серыми доломитами, завершающимися маркирующим пластом белых биогермных известняков (рис. 2). Мощность ее здесь достигает 13 м (Хоментовский, Карлова, 1989; Хоментовский и др., 1990). На устьюдомских доломитах она залегает без перерыва, но на контакте появляются прослои доломит-глауконитовых песчаников, образующие пакет до 10 см, но редкие линзочки, обогащенные зернами глауконита, изредка встречаются и ниже. Вышележащая красноцветная часть пестроцветной свиты в обнажениях р. Джанда вскрыта фрагментарно. Есть лишь один прекрасный разрез этих отложений, в каре р. Эндэ, между обнажениями VIa и VIIa, но суннагинская пачка в нем не вскрыта. Это приводит к ошибкам в корреляции разрезов, в частности, увеличению мощности слоев, соответствующих зоне sunnaginicus. Но нами в обн. VIIa (D<sub>8715</sub> – Пельман и др., 1990) обнаружена устьюдомская свита (Хоментовский, Карлова, 1989) и расстояние от ее кровли до слоев, отнесенных к зоне regularis (Пельман и др., 1990) не 40, а всего 15 м.

В работе названных исследователей (Пельман и др., 1990) вызывает сомнение также указание на находку Aldanella rozanovi и A.attleborensis в 30 м ниже основания пестроцветной свиты в южном продолжении обнажения VIIб. Ни в одном обнажении на р. Джанде алданелл в устьюдомской свите больше никем не обнаружено. Кроме анабаритов там описаны только Anabarella plana и Hyolithellus tschuskunensis. Нами пакет глинистых поломитов с названными окаменелостями был прослежен на всем протяжении обнажения VIIб, выше и ниже правого притока Джанды – руч. Юэсээ-Кымыстан. Выяснилось, что это базальная часть IV пачки устьюдомской свиты по нашей разбивке, и что слои здесь явно наклонены к северу и разбиты рядом сбросов (Хоментовский, Карлова, 1989). При следующем посещении р. Джанды (Хоментовский и др., 1990) мы уже знали данные Ю.Л. Пельмана с соавторами и особое внимание уделили сборам из базальных слоев IV пачки. По простиранию их в нескольких местах дополнительно был обнаружен еще ряд SSF зоны P.antiqua: Tiksitheca licis, Kotuithes biplicatus, Purella sp., Paleosulcachites sp., Protohertzina anabarica, P.unguliformis (Хоментовский и др., 1990), но по-прежнему ни одной алданеллы или какой-либо другой формы томмотского яруса там не встречено. Возможно, названные исследователи не учли сложное тектоническое строение обнажения VIIб и встретили алданелл из внешне сходных пород суннагинской пачки. Вблизи кровли устьюдомской свиты список SSF зоны antiqua пополняется еще рядом таксонов: Loculitheca beata, Selindiochrea sp., Latouchella maidipingensis, L.korobkovi, Purella antiqua, P.cristata, Archaeospira regularis, Lophotheca socialis (Хоментовский и др., 1990; Khomentovsky, Karlova, 1993), но и на этом уровне в устьюдомской свите алданеллы отсутствуют. Как и повсеместно, список окаменелостей из суннагинской пачки резко увеличивается, достигая (без новых форм и эндемиков) 55 таксонов (Хоментовский и др., 1990; Пельман и др., 1990; Khomentovsky, Karlova, 1993). Из них 15 форм проходят из зоны antiqua; 17 таксонов известны в зоне sunnaginicus разрезов "Дворцы" и "Улахан-Сулугур", в том числе брахиоподы Aldanotreta sp. и SSF: Igorella ungulata, Aldanella utchurica, Hyolithellus tenuis, Barskovia hemisymmetrica, Watsonella sibirica, Egdetheca sp., Bemella jacutica, B.septata, B.parula (Khomentovsky, Karlova, 1993; Пельман и др., 1990). 19 таксонов из этой пачки являются типичными для восточной фациальной области, но многие из них были названы выше в промежуточных разрезах. Из восточных таксонов здесь вновь появляются: Kotuites biplicatus, Fomitchella acuticostata, Nikatheca sp., Rostraconus sinensis, Kotuikanites vallatus, Granoconus strematus. Только в этих слоях действительно обнаружены Aldanella rozanovi, A.attleborensis, A.crassa.

В обнажениях р. Джанды отмечается установленная выше в смежных разрезах закономерность – запаздывание распространения таксонов переходной фациальной области в восточную. Так, Allatheca concinna, Turcutheca sp., Jacutiolituus fusiformis, Torellella lentiformis, T. curvae первые, неопределимые до вида томмотиды, а также Coleoloides tipicalis, C.trigeminatus, известные с основания суннагинской пачки классических разрезов томмотского яруса на р. Алдан, здесь появляются лишь с археоциатами зоны D.regularis. Характерные же таксоны SSF этой зоны – Burites distortus, B.erum, в разрезах р. Джанды впервые указываются лишь выше появления трилобитов атдабанского яруса (Пельман и др., 1990).

Положение границы зон sunnaginicus и regularis на р. Джанде точно установить не удается. потому что в 30-метровом интервале между суннагинской пачкой и слоями с археоциатами зоны regularis не встречено руководящих форм последней зоны (Пельман и др., 1990). Но в верхнем течении р. Малый Аим (обн. VIб, рис. 1, 2) в 30 км к востоку от р. Джанда, В.А. Сысоевым (1972) этот неопределенный интервал значительно сокращается. Нижние 8 м красноцветной части пестроцветной свиты, залегающие там выше кровли суннагинской пачки, охарактеризованы SSF, обычными для зоны sunnaginicus: Spinulitheca billingsi, Allatheca concinna, Exilitheca multa. В 4-х метрах выше уже приводится список зоны regularis: Allatheca corrugata, Notabilitus simplex, Oblisicornus tetraconcavus. Эти находки подтвердили сделанное выше по геологическим данным заключение о том, что граница между этими зонами проходит вблизи кровли суннагинской пачки, как и во всех остальных ранее рассмотренных разрезах.

Для обоснования дотоммотского возраста низов пестроцветной свиты в этом районе А.К. Вальков использует разрезы р. Аим сразу ниже устья р. М. Аим (Вальков, 1978, 1982, 1987). Но здесь устьюдомская свита от красноцветной части пестроцветной отделена, по нашим данным, разломом, который срезает всю суннагинскую пачку. В древнейших вскрытых здесь отложениях пестроцветной свиты обнаружены отмеченные выше в зоне sunnaginicus: Spinulitheca billingsi, Fomitchella infundibuliformis, F.acinaciformis, Anabarithellus hexasulcatus, Aldanella attleborensis, A.utchurica. Поэтому, несмотря на прохождение сюда ряда форм из зоны antiqua, считать эти отложения дотоммотскими нельзя. В следующем слое с рядом руководящих форм зоны sunnaginicus переходных paspesob: Exilitheca multa, Sachites proboscideus, Camenella garbowskae, Aldanella rozanovi, Sunnaginia sp., появляется восточный таксон Allatheca cana, который, неизвестно почему, объявляется руководящей формой выделенной дотоммотской зоной с этим же названием (Вальков, 1987, 1982). Интересно, что сразу же выше в массе описаны характерные формы SSF зоны D.regularis: Allatheca corrugata, Gracilitheca bayonet, Eonovitatus superbus, Tchuranitheca simplicis (Вальков, 1978).

Далее к востоку, в нижнем течении р. Юдомы и смежной части р. Маи (рис. 1, 2), где, как было показано выше, предпестроцветный размыв становится максимальным, в основании суннагинской пачки до 3-4 м увеличивается мощность базальных доломитовых песчаников и алевролитов (продукты перемыва устьюдомских доломитов). Верхняя половина пачки, как на рр. Нэмнэкэй и Селиндэ, сложена светлыми биогермными известняками, переслаивающимися с плитчатыми зеленовато-серыми мергелями и глинистыми известняками; обычен глауконит. Мощность суннагинской пачки 10-12 м. В 25 км вверх по р. Юдоме от устья вскрыт непосредственный контакт с устьюдомскими доломитами, перекрытыми пестроцветной свитой со слабым угловым несогласием (Хоментовский, Карлова, 1994б). Красноцветные породы пестроцветной свиты залегают на суннагинской пачке согласно и с постепенными переходами. Лишь в этом обнажении, а также в 27 км по р. Мае, ниже устья р. Юдомы, последовательность напластования отложений на границе устьюдомской и пестроцветной свит в рассматриваемом районе не вызывает сомнений и списки собранных нами окаменелостей (Хоментовский, Карлова, 1994б) можно пополнить данными А.К. Валькова (1982, 1987) и В.В. Миссаржевского (1989). В нижней части суннагинской пачки список SSF очень бедный. Кроме нескольких проходящих из зоны antiqua форм здесь встречены характерные суннагинские SSF – Aldanella rozanovi, A.attleborensis, A.utchurica, а также таксоны, описанные западнее с этого уровня – Spinulitheca rotunda. В биогермных и плитчатых зеленоватосерых известняках список пополняется. В нем много проходящих из устьюдомской, но известных и в пестроцветной свите таксонов: Anabarella plana, Ladatheca dorsocava, L.annae, Oelandiella korobkovi, Tiksitheca licis и др.; есть характерные формы зоны sunnaginicus – полный набор алданелл, Egdetheca sp., Crossbitheca sp., Tumulduria sp., Hyolithellus tenuis, Barskovia hemisymmetrica; из восточных форм, отмеченных ранее в зоне sun-Igorella naginicus, здесь известны: hamata. Prooneotodus sp., Anabarites kelleri, Aldanella crassa, Spinulitheca rotunda, Turcutheca rugata. В нижних 3-4 м красноцветной части пестроцветной свиты список таксонов, известных в зоне sunnaginicus, пополняется Fomitchella acinaciformis, Kotuitheca, Mellopegma sp., Conotheca mammilata, Anabarella plana. Впервые обнаружена здесь Nikatheca kengedeica. Вышележащая 15-метровая часть пестроцветной свиты плохо обнажена. В ней происходит дальнейшее увеличение количества форм, известных с основания пестроцветной свиты в среднем течении р. Алдан: Egdetheca aldanica, Coleolella sp., Camenella sp., Spinulitheca billingsi, Tommotia admiranda. Здесь встречена Allatheca cana, но обнаружены и SSF зоны regularis: A. corrugata, Eonovitatus superbus, Burites distortus, Novitatus simplex и др. В следующих 4-х метрах с Tommotia kozlowskii, T.plana, Camenella garbowskae описаны формы подзоны L.bella: Glacilitheca bayonet, Crestjachites figuratus, Obliquatheca bicostata. Выше этой пачки отмечается появление SSF и трилобитов атдабанского яруса (Вальков, 1987; Миссаржевский, 1989; Розанов и др., 1992). Плохая обнаженность и сложное геологическое строение района затрудняют привязку этих окаменелостей к разрезу.

Из бассейна р. Алдан переходный тип разреза томмотского яруса прослеживается в долину р. Лена, по крайней мере, от пос. Исить до пос. Ой-Муран. Встреченные здесь в верхних 10 м устьюдомской свиты остатки моллюсков Coreospiridae gen.et sp.indet и хиолиты Circothecidae gen.et sp.indet, а также проблематика Cambrotubulus sp. и водоросли Korilophyton inopinatum и Renalcis gelatinosus (Ярусное расчленение.., 1984) оснований для отнесения этих слоев к томмотскому ярусу, а не к зоне antiqua, не дают. Нижние 7 м пестроцветной свиты на основании преобладания в них слоев серых и зеленовато-серых известняков здесь условно могут быть отнесены к суннагинской пачке. В пределах нее и в низах красноцветной части пестроцветной свиты комплекс SSF зоны sunnaginicus, по сравнению с разрезами среднего течения р. Алдан, обеднен, что дало А.К. Валькову (1982) основание отнести эти слои к дотоммотской зоне A.cana. С этим нельзя согласиться т.к. в скважинах против поселков Исить и Сайлык в 1–1.5 м выше подошвы пестроцветной свиты встречены суннагинские археоциаты, а также Tommotia kozlowskii (Журавлева и др., 1983). Скорее всего нижнюю границу томмотского яруса здесь следует совмещать с размывом в основании предполагаемой суннагинской пачки.

Суммируя данные по распространению комплексов SSF в основных разрезах, переходных от венда к кембрию отложений юго-востока Сибирской платформы, можно сделать несколько определенных выводов. Главный из них заключается в том, что масса дотоммотских зон, выделенных А.К. Вальковым (1987) и В.В. Миссаржевским (1989) по разным группам SSF в этом регионе, нереальны, ничего не дают для корреляции разрезов переходной и восточной фациальных областей и полностью запутывают проблему установления в регионе границы между томмотским и немакит-далдынским ярусами. Об этом свидетельствует разновозрастность зон с общими названиями в переходной и восточной фациальных областях. В переходной фациальной области хаялахскому ярусу А.К. Валькова или верхнему подъярусу маныкайского яруса В.В. Миссаржевского соответствует IV пачка устьюдомской свиты или зона antiqua немакит-далдынского яруса, в которой насчитывается до 30 таксонов SSF (Кhomentovsky, Karlova, 1993). Более дробное расчленение зоны antiqua здесь никто не предлагает. Характерные для нее формы в разрезах нижнего течения р. Гонам, на горе Конус и по р. Джанда сравнивают с комплексом из основания корилской пачки Прианабарья или с зоной Anabarella plana севера Сибирской платформы (Семихатов, Серебряков, 1983; Хоментовский и др., 1983; Кhomentovsky, Karlova, 1993). Это подтверждается наличием Anabarella plana в IV пачке устьюдомской свиты р. Джанда (Пельман и др., 1990).

В восточной фациальной области по рекам Селиндэ, Джанда, Аим, Мая и Юдома в нижнюю часть пестроцветной свиты проходит много таксонов из устьюдомской свиты. Это обстоятельство и появление в ней форм из выделенных А.К. Вальковым и В.В. Миссаржевским на севере 30H Angustiochrea lata, Spinulitheca rotunda, Purella cristata, Aldanella crassa, Anabarella plana дало им основание считать здесь нижнюю часть пестроцветной свиты дотоммотской. Однако встреченная в этих же слоях масса руководящих форм зоны sunnaginicus и появление сразу выше них археоциат и SSF зоны regularis не позволяют согласиться с подобным заключением. Получается, что зона plana в переходной фациальной области находится ниже маркирующей суннагинской пачки и соответствует дотоммотской зоне antiqua, а в восточной она и весь набор "дотоммотских" зон перекрывают ее и находятся в томмотском ярусе. Чтобы как-то объяснить эти противоречия, А.К. Вальков и В.В. Миссаржевский, вопреки фактическим данным, ограничили зону regularis только ее верхней подзоной (L.bella), а нижнюю подзону объединили с зоной sunnaginicus в одно целое. Все это приводит к необычайной путанице. В среднем течении рек Алдан и Лена В.В. Миссаржевский (1989) зону plana относит к томмотскому ярусу, а на остальной территории Сибирской платформы – к маныкайскому. А.К. Вальков (1987) в одних местах нижнюю границу томмотского яруса показывает в середине зоны cana, в других - в ее кровле, а в третьих поднимает в верхнюю часть следующей зоны Spinulitheca billingsi. Интересно, что оба названных исследователя объем и возрастное положение зоны А. plana понимают по-разному. В.В. Миссаржевский завершает ею дотоммотский ярус, а А.К. Вальков отождествляет ее со средним подразделением своего дотоммотского хаялахского яруса – зоной S.rotunda. Происходит это потому, что так называемые зоны, выделенные на востоке, являются случайными сонахождениями SSF, а не биостратиграфическими подразделениями.

Очевидно, что на юго-востоке Сибирской платформы в начале томмотского времени происходило смешение своеобразной Сибирской биоты переходной фациальной области и ассоциации скелетной фауны восточного, открытого бассейна. Миграция сибирских таксонов к востоку при этом происходила с явным запаздыванием первого появления. В связи с этим различные SSF зоны sunnaginicus Сибирского типа, в том числе и "определяющие таксоны", насыщают там разрез томмотского яруса постепенно. Многие из них впервые встречены лишь с некоторыми формами зон regularis, lenaicus и даже атдабанского яруса. Характерно при этом, что ассоциации таксонов зоны sunnaginicus повсеместно по численности и разнообразию превосходят комплексы зоны antiqua. Это свидетельствует о связи нижней границы томмотского яруса с началом принципиальнейшего этапа в эволюции животного мира.

Характерно, что зона antiqua во всех, даже наиболее насыщенных SSF разрезах, не содержит таксонов зоны sunnaginicus. Это обстоятельство для установления нижней границы томмотского яруса имеет гораздо большее значение, чем появление или отсутствие в списке зоны sunnaginicus каких-либо, в том числе "определяющих таксонов".

Своеобразие комплексов окаменелостей в отложениях томмотского яруса восточной фациальной области требует для него здесь разработки особой зональной схемы. Перечисленные выше зоны, которые использовали для этого А.К. Вальков и В.В. Миссаржевский, как мы видели, не подходят. Гораздо более приемлема зональная схема, разработанная В.А. Сысоевым (1972), предложившим расчленить в восточной фациальной области томмотский ярус на зоны (снизу вверх): Spinulitheca billingsi, Notabilites simplex и Dorsojugatus sedecostatus (с подзонами). Он, в общем, правильно сопоставил их с биостратиграфическими подразделениями классических разрезов томмотского яруса. Там же, где весь разрез томмотского яруса охарактеризован лишь специфичными восточными таксонами и снизу вверх постепенно насыщается только редкими SSF зоны sunnaginicus сибирского типа, остается использовать предложенную нами зону Fomitchella infundibuliformis (Хоментовский, Карлова, 1992; Хоментовский и др., 1998), соответствующую всему томмотскому ярусу. Наметить в ней более дробные подразделения, напоминающие принятые в стратотипе, пока удается используя подход, иллюстрированный рис. 2. Для этого на профиле по многочисленным разрезам томмотского яруса со значительной территории фиксируется интервал, ограниченный явными литостратиграфическими и палеонтологическими маркерами, в данном случае основание суннагинской пачки и атдабанского яруса. Затем в нем индексами обозначаются таксоны, имеющие значение для корреляции и условными линиями интерпретируется первое появление представителей наиболее молодых зональных комплексов в разрезы, где они пока не обнаружены.

#### СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Несомненно переходного типа разрез на севере Сибири вскрыт на Игарском поднятии по р. Сухариха (рис. 1, 3). Здесь в верхних 2-х метрах сероцветных карбонатов сухарихинской и в 1-2-х нижних метрах вышележащей краснопорожской свит, аналогичной по составу пестроцветной свите, встречены археоциаты зоны sunnaginicus (Poзанов и др., 1969). Помимо нескольких проходящих из зоны antiqua таксонов, SSF представлены типичными для зоны sunnaginicus формами, в том числе Tommotia kozlowskii, Camenella garbowskae, Egdetheca aldanica, Watsonella sibirica, Mellopegma indecora, Spinulitheca billingsi и др. (Розанов и др., 1969; Миссаржевский, 1989; Rowland et al., 1998). Хотя это характерные для зоны sunnaginicus формы, но отсутствие в подстилающих отложениях окаменелостей зоны antiqua делает разрез p. Cyхарихи непригодным для обоснования местоположения нижней границы томмотского яруса. Выше по разрезу, как и на р. Алдан, появляются единичные Lapworthella tortuosa, a сразу выше – археоциаты и SSF зоны D.regularis с двумя подзонами (Розанов и др., 1969; Rowland et al., 1998). Поэтому странным кажется предложение В.В. Миссаржевского (1989) объединить здесь зону sunnaginicus в нижнюю подзону зоны regularis.

В скважинах К-203, К-204 и Эйикская 3430, пробуренных на водоразделе рек Оленек, Муна, Тюнг (рис. 1, 3) вблизи границы переходной и восточной фациальных областей (Хоментовский и др., 1998) над слоями с комплексом SSF зоны P.antiqua (P.antiqua, Anabarites signatus, Platisolenites sp. и др.) выделяется пачка, в которую проходят эти таксоны и появляется несколько форм зоны sunnaginicus как переходного (Turcutheca crasseocochlia, Hyolithellus tenuis, H.grandis, Aldanella attleborensis, Barskovia hemisymmetrica, Securiconus costulatus, обломки неопределимых археоциат), так и восточного типов (Fomitchella acinaciformis, Aldanella crassa, Curtitheca korobovi). Выше количество таксонов, характерных для зоны sunnaginicus как переходного, так и восточного типов увеличивается: Aldanella rozanovi, Mellopegma indecora, Nikatheca sp., но вместе с ними уже обнаружены SSF зоны regularis (Gracilitheca sp., Eonovitatus sp., Burites sp.). В рассмотренных скважинах, как и на юго-востоке Сибирской платформы, в зоне sunnaginicus резко сокращается количество характерных таксонов переходной области (отсутствуют "определяющие таксоны") и появляются восточные SSF; многие формы зоны sunnaginicus здесь впервые обнаруживаются только в зоне геgularis (Хоментовский и др., 1998).

Особого внимания на севере Сибири заслуживает биостратиграфия венд-кембрийских отложений северо-запада Анабарского массива по профилю от устья р. Мойеро в район приустьевой

части р. Котуйкан и далее на северо-запад до р. Рассоха (рис. 1, 3). Здесь обосновывается концепция А.К. Валькова (1987), В.В. Миссаржевского (1989) и А.Д. Кауфмана с соавторами (Kaufman et al., 1996) о корреляции нижней границы томмотского яруса юга и севера Сибирской платформы. В начале этого профиля (р. Котуй выше р. Мойеро) на светлых карбонатных породах старореченской свиты с размывом залегает терригенно-карбонатная маныкайская свита, которая, в свою очередь, перекрывается пестроцветной медвежинской свитой. Нижние 1.2 м последней сложены зеленовато-серыми доломитистыми известняками с линзочками сингенетичных конгломератов. Зернистый глауконит и масса окаменелостей делают эти слои похожими на суннагинскую пачку р. Алдан. Сходство увеличивают комплексы собранных в них и в вышележащих отложениях окаменелостей. В аналогах суннагинской пачки определены археоциаты и SSF зоны sunnaginicus (Шишкин и др., 1982). Среди последних, кроме проходящих снизу таксонов Purella antiqua, Cambrotubulus decurvatus и дp., появляется несколько SSF, характерных для отложений этого возраста в обнажениях "Дворцы" и "Улахан-Сулугур": Bemella parula, Igorella monstrosa, Hyolithellus tenuis, Torellella lentiformis, Coleoloides trigeminatus, Conotheca mammilata. Xapakтерно значительное обеднение этого комплекса по сравнению с зоной sunnaginicus среднего течения р. Алдан. Первые Lapworthella tortuosa и неопределимые до вида Tommotia появляются лишь в кровле этих слоев. Сразу выше них встречены археоциаты зоны regularis: Nochoroicyathus mirabilis, Dictiocyathus translucidus, Robustocyathus robustus, Cambrocyathellus tschuranicus и массовые Lapworthella tortuosa, Tommotia plana (Шишкин и др., 1982). Таким образом, здесь медвежинская свита с самого основания относится к томмотскому ярусу. К северо-востоку от устья р. Мойеро размыв в основании маныкайской свиты становится более определенным. Но еще в верхнем течении р. Рассохи медвежинская свита согласно залегает на выдержанной по мощности (12-14 м) корилской пачке доломитистых известняков, которая прослеживается сюда от р. Котуй. Лишь в нижнем течении р. Рассохи эта пачка выпадает из разреза (Миссаржевский, 1989). Изложенные данные заставляют усомниться в том, что на отрезке от р. Котуй до среднего течения р. Рассохи предмедвежинский размыв мог сколько-нибудь заметно проявиться. Ошибочна попытка В.В. Миссаржевского (1989) обосновать якобы связанное с этим размывом последовательное выпадение к северовостоку нижних слоев медвежинской свиты, начиная с зоны Purella cristata до зон Anabarella plana включительно. Совершенно неверно это делается на основании литологических данных. От порога Сергей Корил-Уоран на р. Котуй до правого



Рис. 3. Корреляция разрезов и комплексов окаменелостей севера Сибирской платформы.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

TOM

б

¥

ι, μ

2002

Ссылки на публикации, приведенные в списке литературы: 15 – Мешкова и др., 1976; 18 – Миссаржевский, 1989; 25 – Розанов и др., 1969; 26 – Розанов и др., 1992; 35 – Сундуков, Федоров, 1986; 38 – Федоров, Шишкин, 1984; 50 – Хоментовский, Карлова, 1992; 53 – Хоментовский и др., 1998; 55 – Шишкин и др., 1982; 57 – Вгазіег, Suhov, 1998; 62 – Кhomentovsky, Karlova, 1993; 65 – Rouland et al., 1998. Остальные усл. обозначения см. на рис. 2.

притока его руч. Чомн-Юрях нижние 10–15 м медвежинской свиты представлены дробным чередованием красных, зеленовато-серых и серых глинистых известняков. Последовательность слоев в этой пачке резко меняется на расстоянии десятков метров. Наши данные подтверждают заключение других исследователей о том, что пестрая пачка от порога до устья рек Котуйкана и Кугды не выклинивается, а даже увеличивается в мощности (Федоров, Шишкин, 1984).

На большей части рассматриваемой территории Прианабарья, где маркирующая корилская пачка не вызывает сомнений, принципиальное отличие палеонтологической характеристики ее от базальной части медвежинской свиты очень резко. Суммарная характеристика корилской пачки, помимо форм, проходящих из зоны A.trisulcatus, насчитывает порядка 20 таксонов SSF (Хоментовский, Карлова, 1992; Khomentovsky, Karlova, 1993). Этот комплекс аналогичен суммарной характеристике зоны P.antiqua юго-востока Сибирской платформы. Наличие в нем Purella antiqua, P.cristata, Ladatheca dorsocava, Anabarella plana, Latouchella korobkovi, Angustiochrea lata и др. (Вальков, 1975, 1987; Миссаржевский, 1989; Федоров, Шишкин, 1984; Хоментовский, Карлова, 1992) свидетельствует о том, что в корилской пачке одновременно встречаются руководящие формы зон A.lata, P.cristata, A.plana, выделенных А.К. Вальковым и В.В. Миссаржевским. К зоне cristata разреза Сергей Корил-Уоран на р. Котуй В.В. Миссаржевским (1989) относится также 9 нижних метров медвежинской свиты, но по данным других исследователей (Федоров, Шишкин, 1984; Мешкова и др., 1976) в этом интервале, кроме проходящих снизу форм, обнаружены: Aldanella crassa, A.utchurica, A.rozanovi, A.attleborensis, Hyolithellus tenuis. По простиранию, в обнажениях р. Ары-Мас-Юрях, в приустьевой части р. Котуйкан, и в ручьях, стекающих в р. Котуй с горы Одихинча, список этой пачки пополняется: Coleolus trigonus, Igorella ungulata, Turcutheca crasseocochlia, Bemella jacutica, B.septata, Torellella sp., Exilitheca sp. В следующих 5-6 м вверх по разрезу дополнительно указываются: Tommotidae, Conotheca mammilata, Sunnaginia sp., Exilitheca multa, Lapworthella sp., Torellella lentiformis, Igorella hamata, не известных в дотоммотских отложениях. В интервале разреза 16-35 м выше основания медвежинской свиты, который в разрезе Сергей Корил-Уоран В.В. Миссаржевский (1989) относит к дотоммотской зоне A.plana, существенного изменения состава комплекса SSF не происходит. Но в следующих 5 метрах этот исследователь отмечает появление Tommotia kozlowskii, Camenella garbowskae, Spinulitheca billingsi, Allatheca concinna, поэтому в основании данной пачки проводит нижнюю границу томмотского яруса. Другие исследователи названных таксонов здесь не обнаружили (Вальков, 1987; Мешкова и др., 1976), что свидетельствует о крайней редкости их в этих слоях. Последние находки SSF в этом разрезе сделаны в 55 м от основания медвежинской свиты. Этот слой представляет собой определенный биомаркер, охарактеризованный Tchuranitheca simplex, Curtitheca korobovi, Allatheca concinna, Hyolithellus tenuis. Ceвернее по руч. Кугда-Юрях (Мешкова и др., 1976) и на западном склоне горы Одихинча сразу выше него, в 55-60 м от основания медвежинской свиты, определены археоциаты атдабанского яруса (Мешкова и др., 1976). В верхнем течении рек Медвежья и Фомич, судя по появлению археоциат зоны Leptosocyathus polyseptus и трилобитов Profallotaspis (Репина, Лучинина, 1981), нижняя граница атдабанского яруса опускается до 45-48 м от основания медвежинской свиты. Происходит это не за счет выпадения ее нижних слоев, поскольку они до 7-8 м от основания охарактеризованы теми же SSF, что и в районе порога Сергей Корил-Уоран – Aldanella rozanovi, A.crassa, Bemella jacutica, Hyolithellus tenuis и др. (Федоров, Шишкин, 1984). Далее к северо-востоку, на р. Рассохе, происходит дальнейшее сокращение мощности томмотского яруса, но нижние 10 м аналогов медвежинской свиты, и там, судя по находкам Aldanella sp., Hyolithellus tenuis (Мешкова и др., 1976), несмотря на то, что они залегают прямо на мукунской свите, относятся к тому же стратиграфическому уровню, что и низы этой свиты на р. Котуй. На р. Медвежьей комплекс "определяющих таксонов" с томмотидами и Egdetheca aldanica вообще не обнаружен, но в 31 м от основания встречены первые представители SSF зон regularis - Lapworthella tortuosa, Allatheca corrugata. В 10 м выше появляется комплекс SSF зоны L.bella, еще через 5 м – D.lenaicus, а в 48-50 м от основания медвежинской свиты начинается атдабанский ярус (Сундуков, Федоров, 1986). На р. Фомич различные томмотии и Camenella garbowskae pacпространены в медвежинской свите с 10 до 25 м от ее основания, затем следует 5-метровая пачка зоны L.bella, а выше комплекс SSF зоны D.lenaicus (Федоров, Шишкин, 1984; Миссаржевский, 1989).

Итак, в северо-западном Прианабарье нижние 9–15 м медвежинской свиты охарактеризованы большим количеством SSF, известных в зоне A.sunnaginicus стратотипической местности, но лишены так называемых "определяющих таксонов". Эти таксоны (различные томмотиды, Egdetheca aldanica, Allatheca concinna и др.) на западе крайне редко встречаются лишь в самых верхах томмотской составляющей медвежинской свиты. На северо-востоке рассмотренного профиля частота встречаемости и величина интервала распространения "определяющих таксонов" относительно увеличивается. Но по всему профилю поражает маломощность слоев с окаменелостями зон D.regularis и D.lenaicus по сравнению с мощностью разреза, в котором известны только окаменелости, обычные для зоны sunnaginicus в стратотипической местности. Соотношение мощностей слоев с окаменелостями послесуннагинской и суннагинской частей томмотского яруса здесь местами равняется 1/10. В.В. Миссаржевский (1989) объясняет эти соотношения тем, что зона sunnaginicus и подзона tortuosa - это одно подразделение, а нижняя часть медвежинской свиты относится к дотоммотским зонам Aldanella crassa и Anabarella plana. Мы же считаем, что в Прианабарье происходят изменения комплексов SSF, аналогичные тем, которые были установлены на юго-востоке Сибирской платформы по пересечению от переходной фациальной области к восточной. К первой из них, как было показано выше, относятся только разрезы в приустьевой части р. Мойеро. Остальная часть северо-западного Прианабарья, судя по появлению с низов медвежинской свиты SSF, неизвестных ниже суннагинского горизонта Aldanella crassa. Fomitchella infundibuliformis, F.acinaciformis, Turcutheca cotujensis, Nikatheca kengedeica, Kotuitheca curta, Spinulitheca rotunda и масса других, относилась к томмотскому ярусу восточной фациальной области.

В результате возникают своеобразные соотношения - в основании корилской пачки в приустьевой части р. Котуйкан, как было показано выше, развит комплекс зоны plana (Вальков, 1975; Федоров, Шишкин, 1984; Хоментовский, Карлова, 1992), а выше этого маркера, восточнее, В.В. Миссаржевский (1989) в медвежинской свите под зоной plana выделяет свои более древние зоны – A.crassa и P.cristata. Таким образом, зона plaпа выделяется на двух принципиально отличных стратиграфических уровнях. Кроме того, реальное распространение таксонов SSF по разрезам не соответствует принятому в схемах А.К. Валькова, В.В. Миссаржевского. Аналогичные соотношения наблюдались выше на юго-востоке платформы. Поэтому мы вынуждены отказаться от зон, выделенных названными исследователями. В пользу того, что медвежинская свита начинается зоной sunnaginicus, свидетельствует, как уже отмечалось, появление в районе приустьевой части р. Мойеро с самого ее основания руководящих форм археоциат и SSF этой зоны (см. выше). Резкое сокращение мощности слоев с SSF верхней части томмотского яруса, как и на юго-востоке, следует объяснять запаздыванием распространения в восточную фациальную область таксонов переходной (Хоментовский, Карлова, 1992, 1994). Часто из-за отсутствия этих таксонов в непрерывных разрезах не удается выделить подзону tortuosa зоны regularis, или объединять подзону bella с зоной lenaicus (Миссаржевский, 1989; Вальков, 1987). Сказанное свидетельствует о том, что проблема зонального расчленения томмотского

яруса в восточной фациальной области по SSF и на севере нуждается в дальнейшем изучении.

Справедливость вывода о соответствии нижней части медвежинской свиты зоне sunnaginicus, несмотря на редкость в ней остатков томмотид и некоторых других SSF, демонстрируют данные по Оленекскому поднятию (рис. 1, 3). В.В. Миссаржевский (1989), не обнаружив в верхней пачке верхнекессюсинской подсвиты "определяющих таксонов" на участке долины р. Оленек между устьями рр. Борулах и Керсюке, несмотря на обилие в ней SSF, неизвестных ниже зоны sunnaginicus, делает вывод о том, что здесь соответствующие отложения размыты и на слоях со SSF дотоммотских зон crassa и plana залегает еркекетская свита. В нижних 3-5 м ее здесь встречены типичные для зоны regularis Allatheca corrugata, Burites distortus и др., а сразу выше по разрезу SSF подзоны bella и зоны lenaicus (Миссаржевский, 1989; Розанов и др., 1992). В 20 м от основания свиты определены уже трилобиты атдабанского яруса. Но немного ниже по р. Оленек - в устье р. Еркекет вместе с ассоциацией таксонов, описанных выше по течению и отнесенных к зоне plana, B.B. Миссаржевский (1989) в верхней пачке верхнекессюсинской подсвиты обнаружил Tommotia kozlowskii, Watsonella sp. и Allathecidae и сделал вывод, что здесь низы томмотского яруса еще сохранились. На основании прослеживания в ряде промежуточных разрезов маркирующих слоев нами было доказано, что подстилающая еркекетскую свиту верхняя пачка верхнекессюсинской подсвиты в полном объеме развита во всех разрезах р. Оленек от руч. Борулах до руч. Еркекет и ниже по течению (Хоментовский, Карлова, 1992). При этом даже в самых верхних по течению разрезах с основания этой пачки нами обнаружены, кроме таксонов так называемых зон crassa и plana (Миссаржевский, 1989), формы, которые считаются характерными для томмотского яруса в разрезах р. Алдан – Barskovia hemysimmetrica, Allatheca concinna, Aldanella rozanovi, Conotheca mammilata, Watsonella sibirica. Для всех этих разрезов характерна также масса таксонов зоны sunnaginicus восточной фациальной области (Миссаржевский, 1989; Розанов и др., 1992; Хоментовский, Карлова, 1992). На р. Хорбусуонке на этом же стратиграфическом уровне, кроме того, нами определены редкие Egdetheca aldanica, Tommotia admiranda. Основная масса томмотид и других, "определяющих таксонов" в изобилии появляется лишь в низах еркекетской свиты, где, как уже говорилось, встречены руководящие формы зоны regularis. Многочисленные обломки трилобитов с р. Хорбусуонка обнаружены нами уже в 6 метрах выше основания еркекетской свиты, а первые Profallotaspis еще в 5 м выше (Розанов и др., 1992).

Резюмируя данные по биостратиграфии вендкембрийских отложений севера Сибирской платформы, необходимо подчеркнуть, что наиболее четкой биостратиграфической границей здесь является основание зоны sunnaginicus или подошвы томмотского яруса. Если в отложениях зоны antiqua Прианабарья и Оленекского поднятия появляется порядка 30 типичных для нее таксонов SSF, то в зоне sunnaginicus характерных форм уже 75 (Хоментовский, Карлова, 1992; Khomentovsky, Karlova, 1993). Соотношение примерно такое же, как в переходной и восточной фациальных областях на юге. На юге и севере Сибирской платформы большинство таксонов SSF зон antiqua и sunnaginiсиs соответственно общие. Все это свидетельствует о принципиальном значении и синхронности разделяющего их рубежа.

Другая весьма определенная граница на севере платформы разделяет томмотский и атдабанский ярусы. При установлении ее исключительное значение имеют находки археоциат и трилобитов (рис. 3). Гораздо сложнее здесь обосновывается расчленение томмотского яруса, поскольку большинство характерных для зоны sunnaginicus форм проходит в гораздо более молодые слои, а редкие "определяющие таксоны" зон sunnaginicus, regularis и lenaicis появляются в разрезах восточной фациальной области с большим запозданием. Первые из них часто удается обнаружить лишь совместно с характерными формами верхней части томмотского яруса, которая обычно непропорционально мала по сравнению с нижней. Далеко не всегда удается рачленить по SSF зоны lenaicus и regularis, а последнюю – на подзоны tortuosa и bella. При сопоставлении опорных разрезов севера платформы затруднения возникают и в связи с тем, что мощности томмотского яруса в различных структурно-фациальных зонах очень резко меняются. Поэтому, чтобы даже в самом общем виде расчленить здесь томмотский ярус мы на корреляционной схеме (рис. 3) вынуждены были так изменять масштабы колонок, чтобы одновозрастные части разрезов между подошвой зоны sunnaginicus и основанием атдабанского яруса стали примерно равновеликими. Вынеся на эту схему индексы находок окаменелостей и придавая определяющее значение самому первому появлению наиболее молодых зональных форм, удается в самом общем виде и в северных разрезах томмотского яруса выделить части, соответствующие зонам sunnaginicus, regularis и lenaicus. Лишь таким образом здесь удается достаточно условно установить аналоги биостратиграфических подразделений томмотского яруса переходной области юга Сибирской платформы.

Далее будет показано, что и хемостратиграфические данные подтверждают наше обоснование местоположения нижней границы томмотского яруса в Прианабарье. Таким образом весь имеющийся фактический материал свидетельствует о том, что предложенный нами вариант корреляции разрезов томмотского яруса северных и южных районов Сибирской платформы более обоснован, чем сопоставления, сделанные А.К. Вальковым (1987), В.В. Миссаржевский (1989) и Д. Кауфманом с соавторами (Kaufman et al., 1996).

#### О ВЫБОРЕ СТРАТОТИПА НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ТОММОТСКОГО ЯРУСА

Преимущество установления нижней границы кембрия в разрезах переходного типа определяется тем, что там, выше нее, кроме богатейших комплексов SSF появляются ортостратиграфические для томмотского яруса археоциаты. Поэтому прекрасно обнаженный контакт устьюдомской и пестроцветной свит в прибрежном обнажении р. Алдан у устья руч.Улахан-Сулугур казался весьма благоприятным для этой цели (Розанов и др., 1969). Однако дальнейшее изучение этого обнажения вызвало дискуссию по поводу местоположения здесь границы между томмотским и немакит-далдынским ярусами. Суть разногласий определяется разной трактовкой природы тел глауконитовых песчаников в 1.5 метрах ниже кровли устьюдомской свиты обнажения Улахан-Сулугур, содержащих достаточно представительную ассоциацию окаменелостей, характерных для зоны sunnaginicus: Aldanella rozanovi, Barskovia hemisymmetrica, Egdetheca aldanica, Conotheca mammilata, Sunnaginia imbricata и др., обломки археоциат. Одни исследователи считают, что эти тела сингенетичны вмещающим доломитам слоя 8 (Розанов и др., 1969; Федоров и др., 1992; Zhuravlev, 1998), другие, вслед за Д.Д. Айткиным, связывают их с осадочными дайками, по которым с обломочным материалом окаменелости пестроцветной свиты просочились в карстовые полости устьюдомской (Менс, 1975; Авдеева и др., 1983; Хоментовский и др., 1990; Khomentovsky, Karlova, 1993).

Нами было показано (Хоментовский и др., 1990; Khomentovsky, Karlova, 1993), что наиболее крупные тела глауконит-доломитовых песчаников, аналогичных базальным слоям пестроцветной свиты, происходят из слоя 7, а не из слоя 8, который был промаркирован на скалах рассматриваемого обнажения (Путеводитель экскурсии..., 1973) и прослеживаются по простиранию всего на 7 м. Тела песчаников, толщиной 5-10 см, имеют прихотливую форму: иногда изометричную и угловатую, часто ориентированы под углом к слоистости. Из них происходит основная масса SSF так называемого слоя 8. В нем линзочки зернистого глауконита редки и маломощны, здесь преобладает дисперстный глауконит, но по простиранию глауконитовые образования слоя 8 гораздо более протяженные. Секущие тела с глауконитом и отходящие от них горизонтальные апофизы встречены во всем интервале разреза до подошвы пестроцветной свиты (Авдеева и др., 1983; Хоментовский и

пр., 1990; Khomentovsky, Karlova, 1993). Эти данные, а также несравнимо большая дробленность и окатанность SSF в глауконит-доломитовых песчаниках слоя 7, чем в основании пестроцветной свиты, склоняют нас к выводу о проникновении их с обломочным материалом в карстовые полости слоя 7 по сложной системе осадочных даек. О том же свидетельствует наличие в слое 7 многочисленных незаполненных карстовых полостей, близких по форме телам глауконитовых песчаников (Хоментовский и др., 1990). Некоторое различие состава глауконита и содержания иридия в песчаниках слоя 7 и базальных слоях пестроцветной свиты можно объяснить дифференциацией зерен по удельному весу. Поэтому названный и другие аргументы (Федоров и др., 1992) не противоречат принятой нами концепции. В пользу же нее говорит то, что, несмотря на тщательные поиски в доломитах, вмещающих глауконитовые тела с массой томмотских SSF, ничего кроме Hyolithellus, Chancelloria и Markuelia, обычных для зоны P.antiqua, не было обнаружено (Авдеева и др., 1983). Сушественно также, что в обнажении Улахан-Сулугур предпестроцветный размыв уничтожил верхние 5 м устьюдомской свиты обнажения "Дворцы" (Авдеева и др., 1983; Семихатов, Серебряков, 1983; Khomentovsky, Karlova, 1993), а главное, отсутствие ниже этого размыва SSF зоны sunnaginicus.

Поэтому для определения нижней границы томмотского яруса гораздо большее значение имеет информация о палеонтологической характеристике переходных между устьюдомской и пестроцветной свитами слоев обнажения "Дворцы", где размыв и перерыв между ними гораздо меньше, чем на Улахан-Сулугуре или вообще отсутствуют (Федоров и др., 1992; Хоментовский, Карлова, 1992). Ранее здесь в 0.2-0.3 м ниже основания пестроцветной свиты из линзочек глауконит-доломитовых песчаников были обнаружены суннагинские Aldanella rozanovi, Bemella costata, Barskovia hemisymmetrica, Hyolithellus tenuis, Torellella curvae, Conotheca mammilata и др., а также неопределимые обломки археоциат (Федоров и др., 1992). Мы считали, что происхождение этих SSF аналогично описанному в слое 7 (Хоментовский и др., 1990; Хоментовский, Карлова, 1992). Но в середине обнажения "Дворцы" нижняя часть суннагинской пачки представлена светлыми доломитистыми известняками с редкими маломощными линзами глауконитовых песчаников, аналогичных тем, в которых А.Б. Федоров описал SSF. Ниже они совершенно постепенно переходят в метровую пачку чистых, светлых известняков и доломитов устьюдомской свиты, из которых нами выделены: Bemella jacutica, Halkieria sacciformis, Torellella curvae, Hyolithellus tenuis, H.vladimirovae, Turcutheca sp., Conotheca sp., Tiksitheca licis, Protospongia, Chancelloria, Markuelia. Количество томмотских форм здесь закономерно сокращается по

сравнению со списком А.Б. Федорова из более молодого слоя. В первых линзах глауконитовых песчаников суннагинской пачки нами встречено еще несколько томмотских форм: Egdetheca aldanica, Isitiella sp., Torellella lentiformis. Аналогичные списки получены из самых низов наиболее полных разрезов пестроцветной свиты в обнажении Васькина протока и Бюктэлэх, где в них преобладают чистые, светлые известняки. Кроме перечисленных выше томмотских форм, в этих обнажениях дополнительно обнаружены: Aldanella utchurica, Gonamella rostrata, Turcutheca crasseocochlia, Tumulduria sp., Sunnaginia sp., Coleolella billingsi, брахиоподы – Aldanothreta sp. и обломки археоциат. Лишь в 1.5-2 м выше основания пестроцветной свиты в ней здесь появляются различные томмотиды и другие "определяющие таксоны". Список их становится аналогичным полученному из основания этой свиты на Улахан-Сулугуре.

Таким образом, ниже конденсированного разреза суннагинской пачки Улахан-Сулугура, где она отделена от устьюдомских отложений явным размывом, пестроцветная свита обнажения "Дворцы" надстраивается слоями мощностью порядка 1.5-2 м. По литолого-стратиграфическим и палеонтологическим данным они заполняют размыв в обнажении Улахан-Сулугур и связывают пестроцветную и устьюдомскую свиты постепенными переходами. Столь быстрое насыщение разреза разнообразными SSF, однако, не свидетельствует о взрывообразной эволюции скелетной фауны у этого рубежа. Просто бедная окаменелостями устьюдомская свита западной фациальной области здесь перекрыта пестроцветной свитой, формировавшейся уже в переходной.

Учитывая 5-метровый размыв в основании пестроцветной свиты обнажения "Улахан-Сулугур", тела глауконитовых песчаников слоя 7 находятся там не в 1.5, а в 5-6 м ниже основания пестроцветной свиты. Это противоречит информации о распределении SSF в венд-кембрийском интервале обнажения "Дворцы" и является еще одним аргументом против проведения нижней границы томмотского яруса по основанию этого слоя. Отсюда следует, что стратотипом нижней границы томмотского яруса в разрезах среднего течения р. Алдан может быть только подошва пестроцветной свиты обнажения "Дворцы", по которому и был назван томмотский ярус.

Учитывая небольшую величину предпестроцветного размыва в прекрасном, легкодоступном обнажении "Улахан-Сулугур", там тоже можно говорить о стратотипе нижней границы кембрия. Но делать это можно лишь опираясь на информацию по "Дворцам" и проводить ее по подошве пестроцветной свиты, а не слоя 7 устьюдомской свиты.

Слабым местом при обосновании стратотипа нижней границы томмотского яруса в классичес-

ких разрезах р. Алдан является то, что палеонтологическая характеристика отложений, подстилающей зоны antiqua немакит-далдынского яруса, здесь очень бедная. Представительный комплекс окаменелостей этой зоны встречен лишь вблизи ее основания в разрезах горы 1291 м на р. Гонам и на горе Конус. Достаточно полные списки SSF, тесно связанных зон antiqua и sunnaginicus, получены на р. Джанда (см.выше). Однако там в характеристике зоны sunnaginicus начинают преобладать восточные таксоны SSF этого подразделения. Поэтому разрез р. Джанды можно считать лишь парастратотипом нижней границы томмотского яруса в восточной фациальной области юго-востока Сибирской платформы. Но несравнимо лучший стратотипический разрез нижнетоммотского рубежа для этого типа разрезов находится на р. Оленек между притоками Керсюке и Кэрэ-Юрях, где смена достаточно представительных комплексов окаменелостей зон antiqua и sunnaginicus происходит в непрерывном монофациальном разрезе (Хоментовский, Карлова, 1992). В разрезе приустьевой части р. Котуйкан западного Прианабарья оба рассматриваемых биостратиграфических подразделения сравнительно бедно охарактеризованы палеонтологически, в связи с чем местоположение нижней границы томмотского яруса там остро дискутируется. Большую помощь в обосновании приуроченности ее к границе между маныкайской и медвежинской свитами оказывает, как уже говорилось, связь с ней характерного негативного пика на кривой  $\delta^{13}C$  (Хоментовский, 1996; Хоментовский и др., 1998).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основной транзитной группой, по эволюции которой сейчас можно судить о местоположении границы между немакит-далдынским и томмотским ярусами, являются древнейшие мелкораковинные метазоа. Исключительное значение при этом имеет появление с этого рубежа раннетоммотских археоциат и брахиопод, хотя первое появление представителей любых групп скелетной фауны не просто использовать при выборе стратотипа границ (Cowie, Glaessner, 1975). Вместе с тем, выделение венд-кембрийских биостратиграфических подразделений и, особенно, определение их границ по SSF обосновывается гораздо сложнее, чем по эволюции более молодой макрофауны. Отличительной особенностью почти всех древнейших SSF является то, что первые экземпляры их встречаются обычно редко, но затем обнаруживаются в большем количестве, иногда даже в более молодой зоне. При этом незначительные изменения среды обитания по простиранию пласта на небольшом расстоянии может привести к полному исчезновению отдельных таксонов и целых ассоциаций (Хоментовский, Карлова, 1992,

1994). Поэтому коррелировать разрезы обособленных регионов с каким-либо эталоном по отдельным, даже руководящим таксонам, надо с большой осторожностью. Прежде необходимо провести послойные сборы SSF во многих конкретных разрезах и для выявления реальности возрастных ассоциаций между ними убедиться в сходимости полученных результатов. Сопоставление составленной таким образом местной схемы в целом с любым эталоном будет более корректной. Особого подхода требует обоснование корреляции региональных биостратиграфических подразделений на стыках территорий с разными фациями и обстановками осадконакопления. Отмеченная выше многовариантность сочетания таксонов, обнаруженных в одновозрастных слоях разных обнажений даже одной фациальной области становится крайне запутанной, когда на нее накладываются столь же сложные комбинации характерных форм другой. В связи с этим появляется тенденция к выделению массы искусственных зональных подразделений. Поэтому очень важно выбрать наиболее обоснованный стандарт и прослеживать его подразделения на возможно более далекие расстояния. В Сибири таким стандартом, несомненно, является биостратиграфическая схема венд-кембрийских отложений переходной фациальной области. Выделенные в ней комплексные зоны antiqua немакитдалдынского яруса, а также sunnaginicus, regularis (подзоны tortuosa и bella) и lenaicus – томмотского, основаны на взаимодополняющих и контролирующих данных по археоциатам, брахиоподам и SSF. В типовых разрезах восточной фациальной области археоциат на этом стратиграфическом уровне нет, а впервые появившиеся с основания зоны sunnaginicus восточные формы поднимаются на гораздо более высокие уровни. Поэтому исключительное значение имеют даже единичные находки археоциат и зональных SSF переходной области. По их первому появлению в ряде разрезов с определенной условностью интерпретируются границы подразделений переходной области туда, где кроме SSF восточной других окаменелостей нет (рис. 2 и 3). При этом необходимо максимально использовать различные литостратиграфические маркеры. Благодаря практически непрерывному распространению венд-кембрийских отложений на юго-востоке Сибирской платформы и в различных структурно-фациальных районах ее северной части, для правильного выбора из альтернативных вариантов корреляции разрезов имеют значение такие маркеры, как суннагинская пачка Алданского массива и корилская Анабарского. Все сказанное позволяет считать комплексы SSF сибирских венд-кембрийских биостратиграфических подразделений не только наиболее представительными и разноплановыми, но, на примере их синтеза, продемонстрировать специфику практического использования SSF для решения проблемных вопросов стратиграфии других регионов.

Совершенно не используется предложенный подход Э. Лендингном (Landing, 1994, 1996) при корреляции по SSF биостратиграфических схем венп-кембрийских отложений Сибири и в так называемой Авалонии или Авалонского островного континента. Даже верхняя из выделенных там по SSF зон (сверху вниз): Camenella baltica, Sunnaginia imbricata, Watsonella crosbyi, (Aldanella attleborensis), Ladatheca cylindrica объявляется в большей своей части дотоммотской. Но встреченная в ней Gracilitheca появляется лишь в верхах томмотского яруса, a Rhombocorniculum cancellatum является зональной формой – верхней части атдабанского (Миссаржевский, 1989). Кроме того, вышележащая формация Бригус охарактеризована трилобитами ботомского яруса. Считать дотоммотской и более древнюю зону Sunnaginia imbricata нельзя хотя бы потому, что эта форма появляется в Сибири только в томмотском ярусе, также как и сопровождающие ее Torellella laevigata, Lapworthella и Fomitchella (см. выше). Нет оснований говорить о дотоммотском возрасте зоны Watsonella crosbyi. Род Watsonella (=Heraultipegma) в отложениях зоны antiqua неизвестен, a сопутствующие Allatheca degeeri и Lapworthella в Сибири и Китае появляются обычно не с низов томмотского яруса. Наконец, даже самую древнюю зону Авалонии назвать дотоммотской также нельзя, поскольку в Сибири род Ladathеса, в основном, характеризует томмотский ярус (Розанов и др., 1997).

В Китае нижняя граница кембрия в точке В мейшуцуньского разреза на основании смены комплексов SSF (Xing Yusheng et al., 1991), с нашей точки зрения, обоснована правильно и соответствует нижней границе томмотского яруса (Khomentovsky, Karlova, 1993). Но вряд ли следует SSF подстилающих отложений называть зоной Anabarites – Protohertzina, что создает впечатление о соответствии ее зоне A.trisulcatus Сибири. Большая часть этого подразделения, несомненно, является аналогом зоны P.antiqua и лишь самые низы пачки Сяовейтоушань и ее аналоги могут действительно соответствовать зоне trisulcatus (Khomentovsky, Karlova, 1993).

Несмотря на обилие SSF в формации Soltanieh Ирана (Hamdi et al., 1989), она сопоставляется с Сибирским стандартом неоднозначно. Большая нижняя часть ее (185 м) с самого основания по присутствию Hyolithellus и моноплакофор может соответствовать зоне antiqua. В кровле этой части разреза обычные для нее таксоны особенно многочисленны (Purella sp., Tiksitheca licis, Ladatheca sp., Maikhanella multa). С основания вышележащей пачки Верхних Сланцев (мощность 80 м) появляются SSF, характерные для томмотского яруса: Allathecidae, Aldanella sp., но уже в 20 м выше основания этой пачки описаны трилобиты Еоredlichina, Wutingaspis. Предположения об ошибках с привязкой их к разрезу сомнительны, поскольку они тесно связаны с прекрасным фосфоритоносным маркером. Интересно также, что характерная форма зоны antiqua – Latouchella korobkovi появляется в иранском разрезе впервые практически одновременно с атдабанской Реlagiella. Таким образом, создается ситуация, сходная с той, которая была отмечена в ряде разрезов восточной фациальной области Сибири.

В настоящее время принятая нами схема корреляции венд-кембрийских отложений переходной и восточной фациальных областей подтверждена хемостратиграфическими данными. Более того, благодаря этой информации биостратиграфические подразделения этого уровня переходной фациальной области удается достаточно уверенно распространить и на опорный разрез западной в приустьевой части р. Ангары (Хоментовский и др., 1998а). Ранее для подобной корреляции использовались практически лишь только историко-геологические данные. Как видно на рис. 4, в пределах рассматриваемого стратиграфического интервала во всех трех фациальных областях наблюдается несомненное сходство кривых  $\delta^{13}$ С. Повсеместно фиксируется значительная отрицательная экскурсия (А) вблизи кровли томмотского яруса. Менее четка положительная экскурсия вблизи границы зон lenaicus и regularis. Весьма резки два отрицательных пика - один в средней части зоны regularis (B), а второй у границы зон sunnaginicus и antiqua (C). Повсеместно фиксированы определенные положительные пики вблизи границы зон regularis и sunnaginicus, а также в зоне antiqua (Д).

Ошибочное, как было показано выше, утверждение о том, что нижняя граница томмотского яруса находится в верхах медвежинской свиты (Kaufman et al., 1996) привело к неверному сопоставлению экскурсий кривых δ<sup>13</sup>С приустьевой части р. Котуйкана и обнажения "Дворцы". Пик С второго был выведен на пик В первого (рис. 4). Этот пример показывает, что для корректной корреляции по хемостратиграфическим данным обычно нужна дополнительная информация. Палеонтологические и хемостратиграфические данные (Хоментовский и др., 1998; Brasier, Suhov, 1998) позволяют достаточно уверенно сопоставить венд-кембрийский интервал скв. К-203 и К-204 на водоразделе рек Оленек и Муна со стратотипическими разрезами р. Алдан (рис. 4).

Гораздо менее определенно изотопное датирование нижней границы томмотского яруса. До недавнего времени для этого использовались многочисленные К-Аг определения по глаукониту – 540–600 млн.лет из массы местонахождений. Но после того, как вблизи кровли нижнетюсерской подсвиты из гальки вулканитов по цирконам были получены U-Pb датировки возраста от 536 до 531 млн.лет (Bowring et al., 1993), все эти цифры были объявлены недоказательными (Семихатов, 2000). Однако о возрасте палеонтологически охарактеризованной среднетюсерской подсвиты идет



Рис. 4. Привязка кривых δ<sup>13</sup>С к стратиграфическим подразделениям опорных разрезов венд-кембрийских отложений Сибирской платформы.

I – коррелируемые пики δ<sup>13</sup>C; 2–3 – границы: 2 – свит, 3 – биостратиграфические; 54 – Хоментовский и др., 1998а; 57 – Brasier, Suhov, 1998; 61 – Kaufman et al., 1996.

многолетняя дискуссия. Одни исследователи считали, что нижняя часть подсвиты по SSF и археоциатам соответствует зоне regularis (Репина и др., 1974), другие, обнаружив в этих слоях полный комплекс микрофоссилий талсинского и вергальского горизонтов, не только считали их атдабанским, но ставили томмотский ярус на уровень зоны Holmia (Vidal et al., 1993). Однако Л.Н. Репина и соавторы отмечали, что на Хараулахе сразу выше слоев, относимых к зоне regularis, встречены трилобиты второй зоны атдабанского яруса (Fallotaspis). Это обстоятельство, а также прохождение археоциат Dictyocyathus translucidus и всех таксонов SSF из рассматриваемых слоев до атдабанского яруса позволило разрешить создавшееся противоречие. Просто на Хараулахе, как и в других разрезах восточной фациальной области, SSF зоны regularis появились с большой задержкой – вблизи границы атдабанского яруса. Таким образом, U-Pb датировка 534 млн.лет определяет не нижнюю, а верхнюю границу томмотского яруса, если только она не фиксирует время внедрения 40 м силла долеритов, перекрывающего конгломераты, из которых сделано определение (Хоментовский, 2000). В этой же работе была показана сомнительность U-Pb возраста из мейшуцунского разреза Китая, где нижняя граница томмотского яруса палеонтологически обоснована достаточно точно.

Несмотря на отсутствие уверенной геохронологической датировки нижней границы томмотского яруса, рубеж, отделяющий его от немакит-далдынского, является наиболее приемлемой нижней границей кембрия. Лишь связанный с ней принципиальнейший этап в эволюции скелетной фауны, отразившийся в хемостратиграфической характеристике, делает основание томмотского яруса пригодным для глобального прослеживания. Объем настоящей статьи не позволяет остановиться на определении непреодолимых пока трудностей широкого межрегионального трассирования нижней границы зоны antiqua и, тем более, подошвы немакитдалдынского яруса (Хоментовский, Карлова, 1992; Хоментовский и др., 1998; Хоментовский, 2000).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 99-05-64442.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдеева В.И., Вальков А.К., Карлова Г.А. и др. О стратотипе нижней границы кембрия в Улахан-Сулугурском обнажении р.Алдан // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вендские отложения. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 18-28.

Вальков А.К. О древнейших слоях нижнего кембрия северо-востока Сибирской платформы // Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1970. С. 91–93.

Вальков А.К. Биостратиграфия и хиолиты кембрия северо-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1975. 139 с.

Вальков А.К. Биостратиграфия низов кембрия востока Сибирской платформы и варианты границы докембрия с кембрием // Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978. С. 76–107.

Вальков А.К. Биостратиграфия нижнего кембрия востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1982. 91 с.

Вальков А.К. Биостратиграфия нижнего кембрия востока Сибирской платформы (Юдомо-Оленекский регион). М.: Наука, 1987. 136 с.

Воронова А.Г., Григорьева Н.В., Жегалло Е.А. и др. Возраст слоев Oelandiella korobkovi – Anabarella plana на Сибирской платформе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 12. С. 80-84.

Журавлева И.Т., Коршунов В.И., Розанов А.Ю. Атдабанский ярус и его обоснование по археоциатам в стратотипическом разрезе // Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 5–59.

Журавлева И.Т., Коршунов В.И., Лучинина В.А. и др. Опорные скважины верхнего докембрия – нижнего кембрия в стратотипическом районе среднего течения р. Лены // Биостратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия Северной Азии. М.: Наука, 1983. С. 3–45.

Зеленов К.К., Журавлева И.Т., Корде К.Б. К строению алданского яруса Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1955. Т. 102. № 2. С. 343–346.

Коршунов В.И., Репина Л.Н., Сысоев В.А. К строению пестроцветной свиты востока Алданской антеклизы // Геология и геофизика. 1969. № 10. С. 18–21.

Коршунов В.И. Биостратиграфия и археоциаты нижнего кембрия северо-востока Алданской антеклизы. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1972. 128 с.

Мезенцев А.В., Несененко А.П., Сухоруков В.И., Янжин-шин В.А. Новые данные о строении и корреляции юдомской серии Кыллахского поднятия // Геология и геофизика. 1978. № 3. С. 19–28.

Менс К.А. Минеральный состав пограничных отложений кембрия и докембрия среднего течения р.Алдан // Геология и геофизика. 1975. № 8. С. 138–142.

Мешкова Н.П., Николаева И.В., Куликов Ю.П. и др. Стратиграфия пограничных отложений докембрия и кембрия севера Анабарского поднятия // Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск: Наука, 1976. С. 3–22.

Миссаржевский В.В. Расчленение и корреляция пограничных толщ докембрия и кембрия по некоторым древнейшим группам скелетных организмов // Бюлл. МОИП. 1982. Т. 57. Вып. 5. С. 52–66.

Миссаржевский В.В. Стратиграфия древнейших толщ фанерозоя Анабарского массива // Сов. геология. 1983. № 9. С. 62–73.

Миссаржевский В.В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. М.: Наука, 1989. 235 с. Миссаржевский В.В., Розанов А.Ю. К вопросу о нижней границе кембрия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 2. С. 60–72.

Пельман Ю.Л., Ермак В.В., Федоров А.Б. и др. Новые данные по стратиграфии и палеонтологии верхнего докембрия и нижнего кембрия р.Джанды (правый приток р. Алдан) // Биостратиграфия и палеонтология кембрия Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1990. С. 3–32.

Путеводитель экскурсии по рекам Алдану и Лене. Междунар. экскурсия по проблеме границы кембрия и докембрия. М.-Якутск: Изд-во АН СССР, 1973. 118 с.

Репина Л.Н., Лазаренко Н.Т., Мешкова Н.П. и др. Биостратиграфия и фауна нижнего кембрия Хараулаха // М.: Наука, 1974. 299 с.

Репина Л.Н., Лучинина В.А. К биостратиграфии нижней части нижнего кембрия северо-западного Прианабарья (р. Фомич) // Пограничные отложения докембрия и кембрия Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1981. С. 3–19.

Репина Л.Н., Бородаевская З.В., Ермак В.В. Опорный разрез по р. Селиндэ (юго-восточная окраина Алданского щита) // Кембрий Сибири и Средней Азии. М.: Наука, 1988. С. 3–31.

Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия. М.: Наука, 1966. 126 с.

Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А. и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М.: Наука, 1969. 380 с.

Розанов А.Ю., Репина Л.Н., Апполонов М.К. и др. Кембрий Сибири. Новосибирск: Наука, 1992. 133 с.

Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Соколов Б.С. и др. Решение о выборе стратотипа границы докембрия-кембрия: прорыв в проблеме или ошибка? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 21–31.

Савицкий В.Е. О соотношении кембрия и верхнего докембрия Анабарского щита // Совещ. по стратигр. отложений позд. докембрия Сибири и Дальн. Востока. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1962. С. 53–54.

Савицкий В.Е. Общие вопросы стратиграфии и районирования Сибирской платформы по типам разрезов кембрийских отложений // Кембрий Сибирской платформы. М.: Недра, 1972. С. 6–13.

Савицкий В.Е. Проблема нижней границы кембрия на Сибирской платформе и немакит-далдынский горизонт // Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975. С. 43–61.

Савицкий В.Е., Журавлева И.Т., Кирьянов В.В. и др. Немакит-далдынский фациостратотип границы докембрия и кембрия Сибири // Междунар. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. советских геологов. Докембрий. М.: Наука, 1980. С. 164–170.

Семихатов М.А. Уточнение оценок возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия // Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ. 2000. С. 95–107.

Семихатов М.А., Комар Вл.А., Серебряков С.Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. М.: Наука, 1970. 207 с.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 222 с.

Старников А.И., Сухоруков В.И., Якшин М.С. Юдомская серия севера Юдомо-Майского прогиба // Стратигр. позд. докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 61–73. Сундуков В.М., Федоров А.Б. Палеонтологическая характеристика и возраст слоев с водорослево-археоциатовыми биогермами р. Медвежьей // Биостратиграфия и палеонтология кембрия северной Азии. М.: Наука, 1986. С. 108–119.

Сухоруков В.И. Юдомская серия и пестроцветная свита хребта Улахан-Бам // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Проблемы расчленения и корреляции. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 79–101. Сысоев В.А. Биостратиграфия и хиолиты ортотециморфы нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 152 с.

Федоров А.Б., Шишкин Б.Б. Нижняя граница кембрия на севере Сибирской платформы // Проблемы расчленения систем фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИ-ИГГиМС, 1984. С. 5–14.

Федоров А.Б., Ермак В.В., Есакова Н.В. Нижняя граница кембрия в опорных разрезах по р. Алдан // Кембрий Сибири. Новосибирск: Наука, 1992. С. 11-20.

Хоментовский В.В. Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.

Хоментовский В.В. Синийская система Китая и ее аналоги в Сибири // Геология и геофизика. 1996. № 8. С. 136–153.

Хоментовский В.В. О геохронологическом обосновании венд-нижнекембрийской шкалы U-Pb датировками по цирконам // Геология и геофизика, 2000. № 4. С. 17–29.

Хоментовский В.В., Репина Л.Н. Нижний кембрий стратотипического разреза Сибири. М.: Наука, 1965. 200 с.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.

Хоментовский В.В., Вальков А.К., Карлова Г.А., Нужнов С.В. Опорный разрез докембрийско-кембрийских отложений р. Гонам // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вендские отложения. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 29–44.

Хоментовский В.В., Карлова Г.А. О нижней границе пестроцветной свиты в бассейне р. Алдан // Позд. докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складч. области. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1986. С. 3–22.

Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Венд-кембрийские слои р. Джанды и их аналоги в опорных разрезах Восточной Сибири // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Актуальные вопросы стратиграфии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 23–74.

Хоментовский В.В., Вальков А.К., Карлова Г.А. Новые данные по биостратиграфии переходных вендкембрийских слоев в бассейне среднего течения р. Алдан // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 3–57.

Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Новые данные по корреляции венд-кембрийских отложений восточной и переходной фациальных областей южной Якутии // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее обрамление. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1991. С. 3–40.

Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Нижняя граница кембрия и принципы ее обоснования в Сибири // Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 3–26.

Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Специфика экологии венд-кембрийских биот мелкораковинной фауны Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 8–17.

Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Юдомий (венд) в стратотипической местности // Геология и геофизика. 19946. Т. 35. № 10. С. 3–13.

Хоментовский В.В., Федоров А.Б., Карлова Г.А. Нижняя граница кембрия во внутренних районах севера Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. № 1. С. 1–12.

Хоментовский В.В., Файзуллин М.Ш., Карлова Г.А. Немакит-далдынский ярус венда юго-запада Сибирской платформы // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 6. С. 813–815.

Шишкин Б.Б., Федоров А.Б., Сундуков В.М. Котуйский археоциатовый горизонт юго-западного Прианабарья // Новые данные по стратигр. позд. докембрия Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1982. С. 20–30.

Ярусное расчленение нижнего кембрия. Стратиграфия. М.: Наука, 1984. 184 с.

Brasier M.D., Surhov S.S. The falling amplitude of carbon isotopic oscillation through the Lower to Middle Cambrian: northern Siberia data // Can. J. Earth Sci. 1998. V. 35. P. 353–374.

Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E.et al. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. 261. P. 1293–1298.

Cowie J.W., Glaessner M.F. The Precambrian-Cambrian boundary: a symposium // Earth-Sci. Revs. 1975. 11. № 3. P. 209–251.

Hamdi B., Brasier M.D., Jiang Zhewen. Earliest skeletal fossils from Precambrian- Cambrian strata, Elburz Mountains, Iran // Geol. Mag. 1989. V. 126. № 3. P. 283–289.

Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A. et al. Integrated chronostratigraphy of Proterozoic – Cambrian boundary beds in the western Anabar region, northern Siberia // Geol. Mag. 1996. V. 135. № 5. P. 509–533.

Khomentovsky V.V., Karlova G.A. Biostratigraphy of the Vendian-Cambrian beds and the lower Cambrian boundary in Siberia // Geol. Mag. 1993. V. 130. № 1. P. 29–45.

Landing E. Precambrian-Cambrian boundary global stratotype ratified and a new perspective of Cambrian time // Geology. 1994. V. 22. P. 179–182.

Landing E. Avalon: Insular continent by the latest Precambrian // Geol. Soc. America. Spec. Pap. 304. 1996. P. 29-63.

*Rozanov A.Yu.* Some problems concerning the Precambrian-Cambrian transition and Cambrian faunal radiation // J. Geol. Soc. London. 1992. V. 149. P. 593–598.

Rowland S.M., Luchinina V.A., Korovnikov I.V. et al. Biostratigraphy of Vendian-Cambrian Sukharikha River section, northwestern Siberian Platform // Can. J. Earth Sci. 1998. V. 35. P. 339-352.

Vidal G., Moczydlovsra M., Rudavskaya V.A. Constraints of the Cambrian radiation and correlation of the Tommotian and Nemakit-Daldynian regional stages of eastern Siberia // Geol. Soc. London. V. 152. № 4. P. 499–510.

Xing Yusheng, Luo Huilin, Jiang Zhiwen. A Candidate Global Stratotype Section and Point for the Precambrian-Cambrian Boundary at Meishucun, Yunnan, China // J. China Univ. Geosciences. 1991. V. 2. № 1. P. 47–57.

Zhuravlev A.Yu. Outlines of the Siberian Platform sequence stratigraphy in the Lower and Middle Cambrian (Lena-Aldan area) // Rev. Espanola Paleontologia. 1998. № extr. P. 105–114.

Рецензент М.А. Федонкин
уДК 561.394/.46:551.762(571.1)

### ЗНАЧЕНИЕ CONIOPTERIS И CZEKANOWSKIALES ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЮРЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

#### © 2002 г. А. И. Киричкова\*, Л. И. Быстрицкая\*\*, Т. А. Травина\*

\* Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург \*\* Томский государственный университет, Томск

Поступила в редакцию 10.08.99 г., получена после доработки 26.11.99 г.

На основании проведенных детальных исследований по систематике чекановскиевых и рода Coniopteris, доминирующих в юрской палеофлоре Западной Сибири, уточнен их систематический состав, стратиграфическая приуроченность, выявлены виды с узким стратиграфическим диапазоном. Впервые выделены сочетания видов из родов Coniopteris, Phoenicopsis, Czekanowskia, характерные для определенных возрастных уровней. Эти сочетания могут быть использованы при стратиграфическом расчленении континентальных отложений Западной Сибири и корреляции их по площади.

Ключевые слова. Западная Сибирь, юра, тафофлора, свита, палеофлора, чекановскиевые, папоротники.

#### введение

Принятое решение по проведению обновленной геологической съемки масштаба 1 : 200000 требует существенного уточнения местных стратиграфических схем и обоснования корреляций по площади. Особенно это касается континентальных толщ, возрастная датировка которых и обоснование хроностратиграфических корреляший вызывают значительные трудности. Юрские континентальные отложения в Западной Сибири имеют широкое распространение. Но они залегают под мощным покровом более молодых осадков и вскрыты многочисленными скважинами. Как объект для поисков залежей нефти и газа юрская континентальная толща Западной Сибири вызывает особый интерес и работами многих исследователей получила детальную литологическую, фациальную, геохимическую и другие характеристики. Согласно решениям Межведомственного стратиграфического совещания по Западной Сибири (Решения.., 1991) континентальная толща юры в соответствии со структурно-фациальным районированием Западной Сибири расчленена на ряд свит (табл. 1). Однако датировка литостратонов в континентальной части разреза юрской толщи, обоснование корреляций по площади остаются не бесспорными. В связи с этим в последнее время появились новые предложения по детализации местных стратиграфических схем, биостратиграфии и палеонтологическому обоснованию корреляции отложений по площади (Шурыгин, 1986, 1987; Конторович, Андрусевич и др., 1995; Конторович, Ильина и др., 1995; Шурыгин и др., 1995; Ильина, 1997; Меледина и др., 1997). Но биостратиграфическая характеристика континентальных стратонов юры (табл. 1) по-прежнему представляется только по палинологическим данным (Ильина, 1985, 1997; Глушко, Шейко, 1987; Костеша и др., 1990, 1991; Кабанова, Костеша, 1997). Это связано со слабой изученностью в систематическом отношении макроостатков растений, довольно часто встречающихся в керне скважин.

В одной из первых сводок Ю.В. Тесленко (1970) по юрской флоре Западной и Южной Сибири и Туве, касающейся главным образом юрских флор Кузнецкого, Чулымо-Енисейского, Иркутского бассейнов, впервые были приведены списки растений из скважин Западной Сибири. Список в целом насчитывает 25 таксонов из 20 скважин. Почти все остатки растений плохой сохранности и происходят скорее всего из тюменской свиты, датируемой средней юрой. Лишь в Уватской скв.2-Р (интервал 3008–3020 м) были найдены остатки листьев Clathropteris, на основании чего Ю.В. Тесленко был сделан вывод о раннеюрском возрасте соответствующих отложений. Среди остатков растений, как отмечает Ю.В. Тесленко, преобладают листья голосеменных – 15 таксонов из 25. К сожалению, определения были проведены только по морфологии листьев без учета их эпидермального строения. Это не позволило автору выявить родовое, а главное - видовое разнообразие доминирующей группы растений в составе сибирской палеофлоры.

Более общирные списки растений из нижнесреднеюрских отложений, вскрытых скважинами в Западной Сибири, приведены Н.К. Могучевой (Могучева, 1990; Казаков и др., 1997). Однако в статьях даны лишь сводные по свитам списки, где голосеменные определены без учета особенностей строения эпидермы листьев. Исследования последних лет (Долуденко, Рассказова, 1972; Самылина, 1972, 1986; Киричкова, Самылина, 1989) показали, что строение эпидермы для выявления систематической принадлежности остатков листьев голосеменных являются основополагающими. Более того, отсутствие описаний таксонов и их изображений в работах упомянутых исследователей без конкретной привязки образцов к разрезу затрудняет использование приведенных данных как для целей систематики западносибирской палеофлоры, так и для стратиграфии соответствующих отложений.

В 1983–1997 годах Л.И. Быстрицкой (Быстрицкая, Татьянин, 1983; Быстрицкая, 1992, 1997; Батяева, Быстрицкая, 1994) были изучены макроостатки растений из юрских отложений, вскрытых скважинами в Томской области. Автором описаны и изображены некоторые виды из родов Соniopteris, Nilssonia, фруктификации Stenorachis, Ixostrobus. Впервые было изучено эпидермальное строение листьев нескольких видов Phoenicopsis. Это оказались, по существу, первые достоверные сведения о юрской флоре закрытых регионов Западной Сибири.

К настоящему времени нами накоплен значительный керновый материал с остатками растений из скважин (более 60 скважин) Западной Сибири, часто с сохранившейся фитолеймой листьев гинкгофитов. Это позволило предпринять с применением эпидермально-кутикулярного метода монографические исследования по систематике родов Czekanowskia, Phoenicopsis, Sphenobaiera, Ginkgo, Leptotoma, доминирующих в юрской сибирской флоре (Самылина, Киричкова, 1991; Самылина, 1972; Самылина, Маркович. 1991; Киричкова, Травина, 1990, 1993а, б; Травина, 1996; Киричкова, Батяева и др., 1992). Эти исследования выявили значительное видовое разнообразие этих родов, четкую стратиграфическую приуроченность выделенных таксонов, а отсюда реальную возможность использования их в качестве коррелятивных. Таким образом, результаты исследований по систематике ископаемых растений стало возможным использовать для стратиграфических целей. Так для юрских отложений Западной Сибири впервые удалось выделить конкретные тафофлоры, последовательно сменяющиеся по разрезу в скважинах Томской области (табл. 1), Широтного Приобья, опорных скважинах Уренгойского района (Быстрицкая и др., 1992; Киричкова, Травина, 1995). Такая же последовательность комплексов растений установлена нами в разрезе сверхглубокой Тюменской скважины ТСГ-6 (Киричкова и др., 1999). В разрезе этой же скважины из этих же интервалов получены комплексы спор и пыльцы, изученные Н.А. Тимошиной и прослеженные ею в опорных разрезах нижней-средней юры юга Западной Сибири, в частности, в опорной скважине 8500 Канского угленосного бассейна (табл. 1).

Ниже мы остановимся на стратиграфической значимости рода Coniopteris и чекановскиевых при расчленении и корреляции континентальных толщ Западной Сибири.

#### **РОД CONIOPTERIS**

Наиболее распространенными в континентальных отложениях юры Западной Сибири являются перистые листья из папоротников рода Coniopteris. Остатки листьев этого рода в керне многочисленных скважин представлены фрагментами перьев, отдельных перышек и очень редко – неполных листьев. Такая сохранность делает определение остатков затруднительным. Поэтому при изучении их был использован метод серийной зарисовки через рисовальный аппарат почти каждого фрагмента сфеноптероидного листа. Таким путем удалось определить степень вариабильности морфологических типов и тем самым установить видовую принадлежность фрагментарных остатков перистых листьев. В целом видовое разнообразие Coniopteris в юрских тафофлорах Западной Сибири с учетом данных исследований Ю.В. Тесленко (1970) и Л.И. Быстрицкой (1992, 1997; Быстрицкая, Татьянин, 1983; Батяева, Быстрицкая, 1994) оказалось не столь разнообразным. Нами установлено 12 видов: С. burejensis (Zaiess.) Sew., C. hymenophylloides (Brongn.) Sew., C. depensis E.Lebed., C. latilobus Bistrits., C. levii Bistrits., C. kalinoviensis Bistrits., C. maakiana (Heer) Pryn., C. murrajana (Brongn.) Brongn., C. simplex (Lindl. et Hutt.) Harris, C. cf. spectabilis Brick, С. vialovae Tur.-Ket., С. vsevolodii E.Lebed. Среди видов рода Coniopteris преобладают мелкоперышковые формы с сильно рассеченной пластинкой. Это C. simplex, C. vialovae, C. murrayana, С. levii (табл. I, фиг. 12-29), С. kalinoviensis. Эндемиками западносибирской палеофлоры являются С. maakiana (табл. I, фиг. 30, 31), С. levii (табл. I, фиг. 17), С. latilobus (табл. I, фиг. 10, 11) и С. kalinoviensis. Остальные виды это мигранты из европейских (С. hymenophylloides (табл. I, фиг. 1-3), C. simplex (табл. I, фиг. 12–16), C. murrayana (табл. I, фиг. 18-20)) или азиатских (С. vialovae (табл. I, фиг. 21-29), С. cf. spectabilis) палеофлор. И лишь С. burejensis (табл. І, фиг. 4-7), С. depensis, С. vsevolodii (табл. І, фиг. 8, 9) указывают на связь с палеофлорой Восточной Сибири. Что касается стратиграфической приуроченности, то выясняется, что в нижнеюрских отложениях (нижняя половина худосейской свиты и ее аналоги, табл. I) остатки сфеноптероидных листьев не столь редки. Но фрагментарность остатков не позволяет зачастую определить их до вида. Здесь удалось

#### ЗНАЧЕНИЕ CONIOPTERIS И CZEKANOWSKIALES

	4		Ур	енгойс	кий ра	йон						Гом	ская обл	аст	Ь					Ka	нский
Apyc	Подт	Реш	ение М (1991)	CK	TCI KOB2	С-6 (Кирич-	Pe	еше	ение N	1CK		Южа	ю-Колто- ская P.1	Сеза	еро-Черта- ская Р-400	Ил ров	LARCHI Refer 10	а (Конто- др., 1995)	ул басс	гле ейн	носный , скв. 8500
- 1 Hill		Баж	кеновси	кая	Баже	новская сви-			(1))1)		1	100				⊓₀	ном	оревская св.2			
ULXKCK			свита		та (3	3840-3780) <sup>1</sup>		`a.o.		<i>w</i> o <del>a</del>	┥		$\checkmark$		$\frown$						
Bc					e E	-			свита	кал		1000	вита		свита						
сфо		Аб	алакск	ая	( <del>6</del>	пк VII	×		Bepx.	_	Λ	сая 2665)	ℋ6	Bac	юганская						
å Ox			свита		ская 0-38	(3980-3988)	нска	<u>1</u>	п/с	кска: та	١	огансі 2770-		(28	свита 25-2730)						
JOBEI					алак (398	Форамини-	сюга	CBR	жняя п/с	аунал Сви	(	Васт Энгта (	2741)	$\square$	$ \Lambda$						
Кел					A6	(3976-3989)	Ba		Нир	Ĥ	)	-	$\prod$	Д	$\mathcal{V}^{\perp}$						
	йний	$\frown$	$\sim$	$\checkmark$	$\sim$	$\sim$	$\frown$	$\downarrow$	$\sim$		$\{ $		пк үі		ж.		I				
	Bepi		Ben	YHGG					<b>D</b>		N	(0)	(2793– 2800)	<u>ô</u>	- 4 5						
Bar	ред.	g	подс	вита		(4097–4002)			Вер подс	хняя Вита	(	-277		-273				10			
	KH.	і сви			BINTA ))	<b>X</b> 5	вита					3050		3130		зита					
	Ha	ICKas			ая сі 398(		ая сі				(	ита (		ита (		ая сі					
	хний	OMCH			енск 610-		енск	ŀ			╢	AS CB	пк v	B) CB		енск					
ĝ	Bep	Ē	Cpe	цняя	Tюм (4	(4564-4415)	Тюм		Сре	цняя вита	1	энска	(2807- 2830)	ЭНСК		Тюм		9			
Pa	жий		подс	вита	-				подс	bnia	N	Гюме		Гюме	ℋ₄						
	Наж			<u> </u>		≫4			Hav	vuaa	1		≫4	[						_	
	нŔ		подс	княя вита					подс	вита	N				_				ITa		
_	Зерхн				$\vdash$	$\sim$		-			╢		$\checkmark$	$\[b]{}$	$\sim$			8	LE CBI	5	ℋ3
Аален				II кая)		TTV DV					\$								HCK3	1-0 <del>1</del>	
	жны		surra	ачка цомс		(4873–4744)		ETa	пачи	ca II	/								мали	Ē	(14080)
	H		юдсе	(Pa)		<b>X</b> 3		OIICBI					≫3			ита			Ka		
	_	5	1 RRH		ИТА	5	та	й KR	•••••		)	()		e		AN CB		76	Ta		
	ХНИЙ	СВИЛ	Bepx	ka I	ая св 610)		A CBI	epxH	пач	ka I		-305		-313		arck			I CBH	ê l	≫3 2
	Ber	ская		Пач	анск: 0-4		йска	۳		1	$\left  \right $	3172		3240	50	C gil	7		ICKA9		- 2
Coap		НИЦ			(533	(3040-4960)	loce.	-				ma (		irra (	× 2				Илан	2	
		колу	arra	II Kası)	Ko		X	BHTa	пачка	ап)	)	A CBI		A CBI	пк ш			7a			(175-100)
	ний	<b>_</b>	одсві	ачка гурс				lonci	(Tor	/P)/(		йска		йска	(3221-3228)			L			
	Ниж		UL KIS	۳ê				1 KRH		))		досе		Посе		ypcka		6	вита		<b>X</b> 2
			HXKH			Форамини- феры		Η̈́Ĕ		, (		xy		x		Tor	5	56	Kan C	ŝ	2
	ИŘ		ш	ачка		(5297)			114 15									5a			
<b>Jak</b>	ерхн		<b>G</b> rowy 1		Ягел	ьная свита	П	$\mathbf{i}$	-1							ыта	·	4	Desc.	<u> </u>	(260–202)
Линс	 		свита	ая Э	(5450-	-5330) × 1		i								IS CBI			Πel		
	нжи					ПКІ									$\square$	нска		2-3			
8			_		)) RTTa	(5660-5555)								H	111	урма				$\downarrow$	
мэнам		1	свита	вая 1	ая св -545(							7				<b>,</b>		•••••			
					660-	Форамини-															
еттам					(S be	феры (5660-5555)															
<u> </u>	L				1																

# Таблица 1. Стратиграфические схемы Уренгойского района и Томской области и расчленение континентальных юрских отложений в опорных разрезах скважин

ПК I – палинокомплексы (по Н.А. Тимошиной). 🗶 <sub>1</sub> – комплексы растений по макроостаткам. <sup>1</sup>Интервал в метрах; п/св. – подсвита.



#### ЗНАЧЕНИЕ CONIOPTERIS И CZEKANOWSKIALES

		H	ижняя	подсви	та			Be	рхняя	подсви	іта	
Площадь, № скважины, глубина, м Перечень видов	Уренгойская 411, 4990–5050	ЗапОстанинская 447, 2782-2792	СевОстанинская Р-1, 2551-2685	Федюшкинская Р-2, 32623268	Толпаровская Р-2, 3123–3130	Варь-Еган п-952, 3245–3254	Уренгойская 411, 4714–4726	Уренгойская 414, 4250–4267	Уренгойская 673, 4001–4016	TCT-6, 4863–4873	Герасимовская Р-8, 2825–2831	ЗапЛугинецкая Р-180, 2475–2499
C. burejensis (Zal.) Sew.									+			
C. hymenophylloides (Brongn.) Sew.	1	+	+	+	1	+						+
C. maakiana (Heer) Pryn.					+	+						
C. murrayana (Brongn.) Brongn.									+			
C. simplex (Lindl. et Hutt.) Harris			+			+	+			+		
C. vsevolodii E.Lebed.								+			+	

**Таблица 2.** Распространение видов рода Coniopteris в худосейской свите и ее аналогах

более или менее достоверно установить С. hymenophylloides, С. maakiana и С. simplex (табл. 2). Но уже в нижней части среднеюрской толщи (верхняя часть худосейской свиты и ее аналоги) остатки листьев Coniopteris встречаются значительно чаще. В этой части разреза помимо отмеченных видов появляются C. burejensis, C. murrayana, C. vsevolodii (табл. 2). В нижней и средней частях тюменской свиты (условно байос) эти виды сохраняются, но широкое распространение получает C. levii и появляется C. depensis (табл. 3). Наибольшего видового разнообразия род Coniopteris

Таблица I. Род Coniopteris из юрских отложений Западной Сибири.

<sup>1–3.</sup> Coniopteris hymenophylloides (Brongn.) Sew. 1, 2 – экз. 858/92, 858/97, фертильные (фиг. 1) и стерильные перья, Южно-Поселковая скв. I–P, гл. 3058--3063 м; 3 – экз. 858/99, стерильные перья, Варь-Еган, скв. п-952, гл. 3233–3245 м; нижняя и средняя части тюменской свиты (байос?).

<sup>4-7.</sup> Coniopteris burejensis (Zaless.) Sew. Фрагменты фертильных (4, 6, 7) и стерильных (5) перьев; 4, 5 – экз. 858/72, 858/68; Бахиловская скв. 126, гл. 2599–2607 м, васюганская свита, конец средней – начало поздней юры; 6 – экз. 858/48, Самлатская скв.1-Р, гл. 2707–2714 м, верхи тюменской свиты, средняя юра (бат?); 7 – экз. 858/59, Лесная скв. 285, гл. 2630–2645 м, васюганская свита, конец средней – начало поздней юры.

<sup>8, 9.</sup> Coniopteris vsevolodii E.Lebed. Фрагменты стерильных перьев; 8 – экз. 858/261, Южно-Тамбаевская скв. 77, гл. 2599–2605 м, верхи тюменской свиты, средняя юра (бат?); 9 – экз. 858/257, Герасимовская скв. 8, гл. 2825–2831 м, верхняя часть худосейской свиты, начало средней юры (аален?).

<sup>10, 11.</sup> Coniopteris latilobus Bistrits. Остатки стерильных перьев; экз. 858/111, 858/112, Верхне-Заячья скв. 80-Р, гл. 2688–2695 м, верхи тюменской свиты, средняя юра (бат?).

<sup>12–16.</sup> Coniopteris simplex (Lindl. et Hutt.) Наггіз. Отпечатки фертильных (13, 15) и стерильных перьев с гетерофильными сильно рассеченными перышками; 12 – экз. 858/196, Западно-Вэнга-Яхинская скв. 52, гл. 3208–3220 м, верхи тюменской свиты, средняя юра (бат?); 13 – экз. 858/184, Варь-Еган, скв. п-952, гл. 3245–3254 м, верхняя часть худосейской свиты, начало средней юры (аален?); 14 – экз. 858/205, Южно-Поселковая скв. 1-Р, гл. 2956–2963 м; 15 – экз. 858/206. Снежная скв. 133, гл. 2491 м, верхи тюменской свиты, средняя юра (бат?); 16 – экз. 137/8, Арчинская скв. 40, гл. 2595, васюганская свита, верхи средней – начало поздней юры.

<sup>17.</sup> Coniopteris levii Bistrits. Остатки неполных стерильных перистых листьев; экз. 116/2, Северо-Калиновая скв. 31, гл. 2835–2842 м, нижняя и средняя части тюменской свиты, средняя юра (байос?).

<sup>18</sup>а–20. Coniopteris murrayana (Brongn.) Brongn. 186. Coniopteris latilobus Bistrits. Остатки стерильных перьев; 18 – экз. 858/183, Южно-Талинская скв. 20007, гл. 2412–2428 м; 19, 20 – экз. 851/181, 858/176, Западно-Лугинецкая скв. Р-180, гл. 2566–2575 м в 2477–2485 м, верхи тюменской свиты, средняя юра (бат?).

<sup>21–29.</sup> Coniopteris vialovae Tur.-Кеt. Отпечатки мелких фертильных (21, 24) и стерильных перьев; 21, 22, 24 – экз. 15, Каймысовская скв. 1-Р, гл. 2778–2782 м (из коллекции Н.К. Могучевой, СНИИГГиМС), верхи тюменской свиты, средняя юра (бат?); 23, 28 –экз. 858/223, 858/251, Верхне-Заячья скв. 80-Р, гл. 2688–2695 м; 25, 26 (26х2) –экз. 858/250, Южно-Талинская скв. 20009, гл. 2471–2482 м; 27 – экз. 858/239, Лесная скв. 285, гл. 2680–2700 м; 29 – экз. 858/231, Иохтурская скв. 514, гл. 3298–3313 м; верхи тюменской свиты, средняя юра (бат?).

<sup>30, 31.</sup> Coniopteris maakiana (Heer) Pryn. Остатки стерильных перьев; 30– экз. 858/147, Толпаровская скв. Р-1, гл. 3123– 3130 м; 31– экз. 858/151, Варь-Еган скв. п-952, гл. 3245–3254; нижняя половина худосейской свиты, ранняя юра (условно тоар).

Таблица 5. Таспространсние видов рода сошорень в инжнем и средней частих поменской св	Таблица 🛙	пространение видов рода Conic	opteris в нижней и средней	частях тюменской свиты
---	-----------	-------------------------------	----------------------------	------------------------

Площадь, № скважины, глубина, м Перечень видов	Передовая 192, 2671	ЮПоселковая 1-Р, 3058-3063	Проточная 2, 2471–2478	Варь-Еган 952, 3150–3245	Лысогорская 11, 2972-2976	Останинская 418, 2617-2624	Киев-Еганская 352, 2760–2772	Уренгойская 673, 3950–3960	СевКалиновая 31, 2835-2842
C. burejensis (Zal.) Sew. C. depensis E. Lebed. C. hymenophylloides (Brongn.) Sew. C. levii Bistrits. C. maakiana (Heer) Pryn.		+		+	+		+	+	+
C. simplex (Lindl. et Hutt.) Harris C. spectabilis Brick			+			+			
Плонголи		111,		я 400,		Нио Табаг	кне- анская		
Пощадь, № скважины, глубина, м Перечень видов	Урманская 2-Р, 2709–2716	Северо-Урманска 2868–2874	Широтная 53, 2976–2981	СевЧерталинска 2997–3001	Грушевая 211, 3141–3161	18, 2729	9, 2766	Квартовая 8, 2716-2723	Герасимовская 4, 2558
C. burejensis (Zal.) Sew.		+				+			
C. depensis E. Lebed.					+				
C. levii Bistrits.	+		+						
C. maakiana (Heer) Pryn.				+					
C. simplex (Lindl. et Hutt.) Harris C. spectabilis Brick							+	+	+

достигает во второй половине средней юры. Из двенадцати известных видов рода десять встречены в верхней части тюменской свиты (условно бат) и ее аналогах (табл. 4). Появляется С. latilobus, широкое распространение получают С. simplex, C. burejensis, C. vialovae, C. murrayana, C. depensis. В васюганской свите и ее аналогах видовое разнообразие рода Coniopteris заметно падает. Наиболее часто в этих отложениях встречаются C. latilobus, C. simplex и C. burejensis (табл. 5).

#### ЧЕКАНОВСКИЕВЫЕ

Более распространенными в континентальных отложениях юры Западной Сибири являются остатки листьев гинкговых и чекановскиевых. Листья последних зачастую усеивают плоскости напластования, образуя монодоминантные захоронения. Обладая слишком вариабильными по форме и размерам листьями (листья гинкговых)

или, напротив, имея листья с мало выразительной морфологией (чекановскиевые), выяснение систематической их принадлежности только сравнительно-морфологическим методом становится невозможным. Необходимы дополнительные диагностические признаки, каковыми являются признаки эпидермального строения листьев. При этом только эпидермально-кутикулярный метод позволяет установить родовую и видовую их принадлежность даже по самым минимальным их фрагментам (табл. II, фиг. 2а; табл. III, фиг. 2а/1). Благодаря проведенным подобного рода исследованиям по систематике было выявлено значительное видовое и даже родовое разнообразие гинкговых и чекановскиевых, чем это представлялось ранее. Ниже мы остановимся на видовом составе и стратиграфической значимости чекановскиевых, представленных родами Czekanowskia и Phoenicopsis, являющихся одними из основных доминантами в составе западносибирской палеофлоры.

#### Нижне-Зап.-Красноселькупская 50, 2961–2976 Южно-Талинская Уренгойская Табаганская Южно-Поселковая 1-Р, 2956-2963 Зап.-Останинская 446, 2595-2601 પં Зап.-Лугинецкая 180, 2468–2499 Северо-Останинская 2578-2585.2 Нижне-Карбинская 2824–2827 Площадь, № скважины, Останинская 439, 2593-2599 Лысогорская 10, 2921-2928 Самлатская 1-Р, 2707-2714 80,000 Кулиновая 17, 2724-2738.7 глубина, м Перечень Урманская 3088-3103 20007, 2412–2415 20009, 2471–2482 411, 3858–3873 336, 3876–3893 3876–3893 3812–3828 3812–3828 282, 3790–3797 20010, 2453–2467 18, 2729–2732 12, 2770–2774 видов Coniopteris burejensis (Zall.) Sew. + + + + + + + + C. depensis E. Lebed. + C. hymenophylloides (Brongn.) Sew. + + C. kalinoviensis Bistrits. + C. latilobus Bistrits. + + + C. levii Bistrits. + C. murrayana (Brongn.) Brongn. + + + C. simplex (Lindl. et Hutt) Harris + + C. vialovae Tur.-Ket. + + C. vsevolodii E. Lebed. + Северо-Уренгойская 436, 4130-4138 Зап.-Вэнга-Яхинская 52, 3208-3220 Сев.-Черталинская 400, 2858–2866 Южно-Тамбаевская 77, 2599-2605 Зап.-Останинская 447, 2532-2539 Ср.-Мессояхская 2-Р, 2487–2499 Верхне-Заячья 80-Р, 2688–2695 Еты-Пуровская 175, 3214-3225 Площадь Толпаровская 1-Р, 2703-2710 № скважины. Каймысовая 1-Р, 2778–2782 Заполярная 77, 3851–3862 Иохтурская 516, 3298–3313 Смоляная 1-Р, 2711-2718 Весенняя 249, 2650-2652 Грушевая 211, 2825-2830 глубина, м Снежная 133, 2491 Урманская 4, 2850-2855 Квартовая 8, 2716-2721 Перечень Лесная 285, 2630–2745 видов Coniopteris burejensis (Zall.) Sew. C. depensis E. Lebed. + + C. hymenophylloides (Brongn.) Sew. + + C. kalinoviensis Bistrits. C. latilobus Bistrits. + + + C. levii Bistrits. C. murrayana (Brongn.) Brongn. + + + + + C. simplex (Lindl. et Hutt) Harris + + + + + C. vialovae Tur.-Ket. + + + + + + . vsevolodii E. Lebed.

### Таблица 4. Распространение видов рода Coniopteris в верхней части тюменской свиты и ее аналогах

41

ЗНАЧЕНИЕ

CONIOPTERIS II CZEKANOWSKIALES

Площадь, № скважины, глубина, м Перечень видов	Игольская 6, 2780-2787	Бахиловская 126, 2599-2607	Бахиловская 127, 2651–2655	Двойная 4-Р, 2587–2593	Крыловская 1, 2433–2438	Лесная 285, 2630–2645	Герасимовская 8-Р, 2582–2588	Колтогорская 2-Р, 2362–2369	ВКамбарская 294, 2423–2435
C. burejensis (Zal.) Sew.		+		+		+			
C. depensis E.Lebed.								+	
C. hymenophylloides (Brongn.) Sew.						+			
C. laulio Distrits.	+		+		+		+		
C. levil Bistris.									-
C. vsevolodii F. Lebed									
	· · ·						•		
Площадь, № скважины, глубина, м Перечень видов	Сельвейкинская 2-Р, 2545	Урманская 2-Р, 2674–2680	Арчинская 40, 2595	ВерхКолик-Еган 65 2601–2608	Тамбаевская 2-Р, 2490	Первомайская 272, 2550-2561	Сосновская 2-Р, 2503–2412	Весенняя 54, 3 2553–2560	НТабаганская 9, 2610-2615
C. burejensis (Zal.) Sew.									+
C. depensis E.Lebed.									
C. hymenophylloides (Brongn.) Sew.								+	
C. latilobus Bistrits.	+					+			
C. levii Bistrits.							+		
C. simplex (Lindl. et Hutt.) Harris	+	+	+	+	+	+		+	+
C. vsevolodii E.Lebed.		+							

Таблица 5. Распространение видов рода Coniopteris в васюганской свите и ее аналогах

Морфология листьев Phoenicopsis и Сzekanowskia очень проста. Это линейные простые (шириной 3–10 мм – род Phoenicopsis) или более узкие (0.5–4 мм шириной – род Czekanowskia) и дихотомически ветвящиеся листья, собранные в пучок и сидящие на конце укороченного побега – брахибласта (табл. II, фиг. За; табл. III, фиг. 1а). В керне скважин остатки цельных листьев или пучков встречаются очень редко. Обычно это небольшие фрагменты листьев или их сегментов. Традиционно они определялись: цельные листья как Phoenicopsis angustifolia Heer или Ph. speciosa

Таблица П. Характерные виды Czekanowskia ранне-среднеюрских отложений Западной Сибири

<sup>1.</sup> Сzekanowskia enissejensis Kiritch. et Samyl. Экз. 82, а – полная развернутая кутикулярная пленка сегмента амфистоматного листа: нижняя (н), боковая (б), верхняя (в) эпидермы, ×110, б – участок верхней эпидермы, ×200, в – устычный комплекс, ×350; Северо-Черталинская скв. Р-400, гл. 3160, нижняя половина худосейской свиты, ранняя юра (условно тоар).

<sup>2.</sup> Сzekanowskia irkutensis Kiritch. et Samyl. Экз. 90; а – фрагменты сегментов листьев, б – полная развернутая кутикулярная пленка сегмента амфистоматного листа: нижняя (н), боковая (б), верхняя (в) эпидермы, ×110, в – участок нижней эпидермы, ×200; Федюшкинская скв. Р-2, гл. 3268.7–3274.7 м, верхняя часть худосейской свиты, начало средней юры (аален?).

<sup>3.</sup> Сzekanowskia rigida Heer. Экз. 561/64; *а* – пучок листьев, *б* – полная развернутая кутикулярная пленка сегмента амфистоматного листа: нижняя (н), боковая (б), верхняя (в) эпидермы, ×110, *в* – участок нижней эпидермы, ×200, *г* – устьичный комплекс, ×350; Герасимовская скв. 8-Р, гл. 2825–2832 м, нижняя половина худосейской свиты верхи ранней юры (тоар?).





Таблица (	6. P	аспрост	ранение	чекановс	жиевых 1	в нижней	половине	худосе	йскої	і свиты	и ее	анало	гах
-----------	------	---------	---------	----------	----------	----------	----------	--------	-------	---------	------	-------	-----

Площадь, № скважины, глубина, м Перечень видов	Приколтогорская Р-2, 3160–3168	Талинская 129, 2582–2584	ЮТалинская Р-901, 2760–2765	ЮТалинская 20012, 2723–2737	Урманская 11, 3087–3097	Харампурская 340, 3800–3805	Герасимовская 8-Р, 2825–2832	СЧерталинская Р-400, 3113–3160	ЮЧасельская Р-15, 3742-3753
Phoenicopsis angustifolia Heer			+		+				
Ph. dentata Pryn.								+	
Ph. irkutensis Dolud. et Rasskaz.	+			+					
Ph. striata Kiritch. et Trav.						+			
Cz. baikalica Kiritch. et Samyl.								+	+
Cz. enissejensis Kiritch. et Samyl.								+	
Cz. irkutensis Kiritch. et Samyl.		+							
Cz. obiensis Kiritch. et Samyl.	+								
Czekanowskia rigida Heer		+				+	+	+	

Heer (в зависимости от ширины листа); узкие дихотомирующие листья или их сегменты как Czekanowskia rigida Heer. Более точное определение таких остатков стало возможным лишь при изучении строения их эпидермы (табл. II–IV).

В юрских отложениях Западной Сибири род Czekanowskia представлен десятью видами: Cz. auliensis Dolud., Cz. baikalica Kiritch. et Samyl., Cz. enissejensis Kiritch. et Samyl., Cz. irkutensis Kiritch. et Samyl., Cz. kanensis Kiritch. et Samyl., Cz. obiensis Kiritch. et Samyl., Cz. rigida Heer, Cz. suntarica Kiritch. et Samyl., Cz. tomskiensis Kiritch. et Samyl., Cz. vera Kiritch. et Samyl.

В составе рода Phoenicopsis насчитывается девять видов: Ph. angustifolia Heer, Ph. dentata Pryn., Ph. irkutensis Dolud. et Rasskaz., Ph. markovitchiae Kiritch. et M.Shishk., Ph. samylinae Kiritch. et Moskv., Ph. sibirica Kiritch. et Trav., Ph. taschkessiensis Krasser, Ph. striata Kiritch. et Trav., Ph. varia Kiritch. et Trav. Анализ распространения видов этих родов по разрезу выявил довольно узкое их стратиграфическое распространение. В нижнеюрской части худосейской свиты (нижняя половина) и ее аналогах остатки листьев Phoenicopsis немногочисленны и представлены четырьмя видами (табл. 6). Из них только в этой части разреза встречены листья Ph. striata, а из остальных видов более часты остатки листьев Ph. irkutensis и Ph. angustifolia. Более разнообразны в нижней половине худосейской свиты и ее аналогах листья рода Czekanowskia, в составе которого установлено пять видов (табл. 6). Причем Cz. baikalica и Cz. obiensis, Cz. rigida (табл. II, фиг. 3; табл. III, фиг. 2, 3) встречены только в нижнеюрских отложениях; из них Cz. rigida оказался наиболее распространенным.

В верхней части худосейской свиты и ее аналогах (начало средней юры), соотношение видов этих родов заметно меняется. Здесь более распространенным становится род Phoenicopsis, представленный шестью видами (табл. 7). Из них Ph. angustifolia, Ph. varia, Ph. irkutensis (табл. IV, фиг. 1, 3) встречаются наиболее часто. Род Сzеkanowskia в этих же отложениях представлен

Таблица III. Характерные виды чекановских ранне-среднеюрских отложений Западной Сибири

<sup>1.</sup> Phoenicopsis irkutensis Dolud. et Rasskaz. Экз. 498/56, а – пучок линейных листьев, б – верхняя эпидерма амфистоматного листа, ×110, в – нижняя эпидерма, ×110, г – участок нижней эпидермы, ×200, д – устьичный комплекс, ×350; Толпаровская скв. Р-1, гл. 2696,8–2703,3 м, нижняя-средняя части тюменской свиты (байос?).

<sup>2.</sup> Сzekanowskia obiensis Kiritch. et Samyl. Экз. 38, a/l – сегмент листа чекановскиевого, a/2 – неполный лист Ginkgo sp., 6 – полная развернутая кутикулярная пленка сегмента амфистоматного листа: нижняя (н), боковая (б), верхняя (в) эпидермы, ×100; в – участок нижней эпидермы, ×200; г – устьичный комплекс, ×350; Приколтогорская скв. Р-2, гл. 3160– 3168 м, нижняя половина (тогурская толща) худосейской свиты, верхи ранней юры (тоар?).

<sup>3.</sup> Czekanowskia baikalica Kiritch. et Samyl. Экз. 7, а – фрагменты сегментов листьев, б – часть верхней и боковая эпидермы амфистоматного листа, ×110; в – часть нижней эпидермы с устьичными полосами, ×200; Южно-Часельская скв. Р-15, гл. 3742–3753 м, нижняя половина котухтинской свиты, верхи ранней юры (тоар?).



#### ЗНАЧЕНИЕ CONIOPTERIS И CZEKANOWSKIALES

Таблица 7.	Распространение	чекановскиевых в во	ерхней части ху	удосейской свить	и и ее аналогах

Площадь,	я Р-2,	я 2-Р,	'5-P,	я 59,			Гера	симов	ская		Сег Остан	веро- инская
№ скважины, глубина, м Перечень видов	Федюшкинска 3267,7–3274,7	ЗапКарайска 3166–3172	Потанайская 7 2244-2256	Лонтын-Яхска 2655	Яхлинская 49, 2604–2620	11, 2800–2810	10, 2809–2816	19, 2777–2781	7, 2699-2705	17, 2762–2768	5-P, 2744–2750	7-P, 2763–2772
Phoenicopsis angustifolia Heer	+	+	+	+	+							
Ph. dentata Pryn.	1					ŀ						
Ph. irkutensis Dolud. et Rasskaz.	+											
Ph. markovitchiae Kiritch. et M. Shishk.												
Ph. samylinae Kiritch. et Moskv.								+	+			
Ph. varia Kiritch. et Trav.						+	+			+	+	+
Cz. enissejensis Kiritch. et Samyl.												
Czekanowskia irkutensis Kiritch. et Samyl	. +										-	
Птошать		ا م			Ta	алинсі	кая		я 210,		Запа Остани	дно- инская
Лыблада, № скважины, глубина, м Видов	Смоляная 1-Р, 2917–2924	Толпаровская 1	2790-3180	Лянторская 301 3107–3121	6079, 2050, 2057	1007-0007	129, 2501–2513	Варь-Еган 952, 3220-3227	ЗапНовогодня	359/-3610	447, 2785	446, 2520–2523
Phoenicopsis angustifolia Heer												
Ph. dentata Pryn.				+								
Ph. irkutensis Dolud. et Rasskaz.	+		+									
Ph. markovitchiae Kiritch. et M. Shishk.											+	
Ph. samylinae Kiritch. et Moskv.											+	
Ph. varia Kiritch. et Trav.	+			+								
Cz. enissejensis Kiritch. et Samyl.			+				+	+	+	.		+
Czekanowskia irkutensis Kiritch. et Samyl			+		+							

Сz. irkutensis (табл. II, фиг. 2) и Cz. enissejensis (табл. II, фиг. 1), но остатки листьев последнего встречаются довольно часто (табл. 7). Выше по разрезу – нижняя и средняя части тюменской свиты (условно байос) количество видов рода Phoenicopsis сохраняется (табл. 8). Но здесь исчезают Ph. angustifolia, редким становится Ph. irkutensis (табл. III, фиг. 1), распространение Ph. samylinae ограничено нижнетюменской подсвитой, появляется Ph. sibirica, хотя остатки листьев Phoenicopsis по-прежнему часты, особенно листьев Ph. varia, Ph. dentata, Ph. sibirica.

Таблица IV. Характерные виды рода Phoenicopsis юрских отложений Западной Сибири

<sup>1.</sup> Phoenicopsis varia Kiritch. et Trav. Экз. 15, а – фрагменты листьев; б – верхняя эпидерма гипостоматного листа, ×110; в – нижняя эпидерма с устьичными полосами, ×110; г – участок нижней эпидермы, ×200; д – устьичный комплекс, ×350; Герасимовская скв. 17, гл. 2762–2768, верхняя часть худосейской свиты, начало средней юры (аален?).

<sup>2.</sup> Phoenicopsis sibirica Kiritch. et Trav. Экз. 43, а – верхняя эпидерма гипостоматного листа, ×110; б – нижняя эпидерма с устънчной полосой и крупными папиллами на основных клетках, ×110; в – участок нижней эпидермы, ×200; г – устъичный комплекс, ×350; Южно-Тамбаевская скв. 76, гл. 2650.7–2657.7 м, васюганская свита, конец средней – начало поздней юры.

<sup>3.</sup> Phoenicopsis angustifolia Heer. Экз. 4, а – верхняя эпидерма гипостоматного листа, ×110; б – нижняя эпидерма с устычными полосами, ×110; в – участок нижней эпидермы, ×200; г – устычный комплекс, ×350; Потанайская скв. 75-Р, гл. 2244–2256 м, верхняя часть котухтинской свиты, начало средней юры (аален?).

	Тали	нская									~~
Площадь, № скважины, глубина, м Перечень видов	20007, 2520–2534	2797, 2537–2547	Пуглалымская 90, 2690-2697		Варь-Еган 952, 3110-3150	0010-0110	Красноленинская Р-8 2657–2673	Алехинская Р-3051,	3095-3110	Куинлорская 262, 2830–2842	Верхне-Заячья Р-80, 2719–2872
Phoenicopsis dentata Pryn.	+	+									+
Ph. irkutensis Dolud. et Rasskaz.											
Ph. markovitchiae Kiritch. et M. Shishk.											
Ph. samylinae Kiritch. et Moskv.	+		+								
Ph. sibirica Kiritch. et Trav.											
Ph. varia Kiritch. et Trav.					+		+	-	+	+	
Czekanowskia enissejensis Kiritch. et Samyl.		+									
	Сево Кали	еро- новая		180,		ı 50,				я I-Р,	1,
Площадь, № скважины, глубина, м Перечень видов	26, 2885–2890	31, 2814–2822	Герасимовская 3 2547-2753	ЗапЛугинецкая	2468-2477	Среднесогамская 2669-2683	Яхлинская 49,	0007-1407	Калиновая 9, 2788–2795	ЮКолтогорска: 2976–3047	Толпаровская Р- 2696.8-2703.3
Phoenicopsis dentata Pryn.	+										
Ph. irkutensis Dolud. et Rasskaz.											+
Ph. markovitchiae Kiritch. et M. Shishk.			+								
Ph. samylinae Kiritch. et Moskv.										+	
Ph. sibirica Kiritch. et Trav.		+					+			+	1
Ph. varia Kiritch. et Trav.											1
Czekanowskia enissejensis Kiritch. et Samyl.				+	-	+			+		

Таблица 8. Распространение чекановскиевых в нижней и средней частях тюменской свиты

В верхней части тюменской свиты и ее аналогах (малышевская свита) соотношение и видовой состав чекановскиевых заметно меняется. Первое место по встречаемости остатков листьев в отложениях и видовому разнообразию занимает род Сzekanowskia, представленный уже другими видами (табл. 9). Здесь впервые появляются Cz. kanensis, Cz. tomskiensis, Cz. vera из рода Phoenicopsis широкое распространение получают Ph. sibirica и Ph. varia.

Васюганская свита и ее аналоги охарактеризованы почти тем же составом чекановскиевых (табл. 10). Род Phoenicopsis представлен наиболее частым Ph. sibirica (табл. IV, фиг. 2) и единичными Ph. dentata. Ph. markovitchii. Более разнообразен род Czekanowskia, среди видов которого повсеместными становятся Cz. tomskiensis с более редкими Cz. vera и Cz. auliensis.

Таким образом, проведенные исследования по систематике одной из доминирующих групп западносибирской палеофлоры – чекановскиевых, а из папоротников рода Coniopteris, дали весьма обнадеживающие результаты. Во-первых, выявлено значительно большее видовое разнообразие чекановскиевых; определены пределы морфологической вариабильности сфеноптероидных листьев Coniopteris и этим самым уточнен видовой состав этого рода. Последующий анализ распределения видов чекановскиевых и рода Coniopteris по разрезу определил их более узкое стратиграфическое распространение. Полученные результаты позволяют уверенно использовать эти группы растений в стратиграфических целях при расчленении континентальных толщ и относить их к категории "стратиграфичных".

Как видно из таблицы 11, для отложений второй половины ранней юры Западной Сибири характерно небольшое разнообразие Coniopteris, видовой состав которого ограничивается небольшим количеством видов – это широко распространенный C. hymenophylloides и более редкий

### ЗНАЧЕНИЕ CONIOPTERIS И CZEKANOWSKIALES

Таблица 9. Гаспространение чекановскиевых в верхнеи части тюменской свиты и ее анал	Таблица 9.	Распростран	ение чекановские	вых в верхней части	і тюменской свиты и	ее аналогов
---	------------	-------------	------------------	---------------------	---------------------	-------------

Площадь	1-P,	<u>م</u>	,P,	ая 21,		Сево Кали	еро- новая	<b>4</b>	63,	M A	алый Аган	Cpe Meco	дне- яхская
№ скважины глубина, м Перечень видов	Толпаровская 2690-2730	Урманская 4- 2678-2680	Игольская 24 2760-2800	НТабаганск 2647-2654	Калиновая 31 2814-2822	29, 2619-2624	9, 2788–2795	Лянторская 3 2863-2877	Ханчейская б 2960-2975	904, 2853–2866	901, 2888–2895	2-P, 2499–2511	4-P, 2870–2880
Ph. dentata Pryn. Phoenicopsis sibirica Kiritch. et Trav Ph. varia Kiritch. et Trav. Cz. auliensis Dolud. Cz. cf. enissejensis Kiritch. et Samyl. Cz. kanensis Kiritch. et Samyl. Cz. tomskiensis Kiritch. et Samyl. Czekanowskia vera Kiritch. et Samyl.	. +	+		+		+		+	+	+	+	+	+
Площадь № скважины глубина, м Перечень видов	Западно- Красноселькупская 46,	2001-22/0 Столбовая 77,	2622-2626	Северо-демьянская 20, 2994-2997	Талинская 5561, 2515-2578	ЗапВэнга-Яхинская 52, 3440–3455	ЗапЛугинецкая 180, 2477–2566	Лесная 285, 2600 2700	2000-2/00 Северо-Кашатская 33.	2559-2572	Кошильская 304, 2650–2657	Холмистая 663, 2960-2975	Останинская 451, 2468–2471
Phoenicopsis sibirica Kiritch. et Trav Ph. varia Kiritch. et Trav. Cz. auliensis Dolud. Cz. cf. enissejensis Kiritch. et Samyl. Cz. kanensis Kiritch. et Samyl. Cz. tomskiensis Kiritch. et Samyl. Czekanowskia vera Kiritch. et Samyl.	. cf.	-	F	+ + +	+	+	+	+		+	+	+	+

### Таблица 10. Распространение чекановскиевых в васюганской свите и ее аналогах

$\smallsetminus$		<u>L</u> .	Герасимовская			<del>с</del> ,	.7,							.e,	
Площадь, № скважины, глубина, м Перечень видов	Бахиловская 12, 2645-2647	ЮКолтогорская 1-1 2740-2748	8, 2425–2466	3, 2547–2553	1, 2584–2588	Верхне-Заячья 80-Р, 2688–2695	Южн. Часельская 15 2840-2866	ЗапОстанинская 44 2390-2400	Угутская 61, 2876–2883	Первомайская 272, 2550-2561	Кошильская 304-Р, 2330-2337	Калиновая 10, 2567-2571	Южно-Угутская 46, 2959-2963	<u>ЗапЛугинецкая 180</u> 2424–2427	Южн. Тамбаевская 7 2650.7–2657.7
Ph. dentata Pryn.											+				
Ph. markovitchiae Kiritch.				+										ľ	
Phoeniconsis sibirica Kiritch et Trav					+	L +	+	_		1	L +				
Cz. auliensis Dolud.	+				•	'	'	'	+	'	'				•
Cz. cf. enissejensis Kiritch. et Samyl.				+					1						
Cz. suntarica Kiritch. et Samyl.					1		+								
Czekanowskia tomskiensis Kiritch, et Samul				+				+				+	+	+	
Cz. vera Kiritch. et Samyl.	+	+													

Таблица 11. Распространение видов Coniopteris (С.), Czekanowskia (Сz.) и Phoenicopsis (Ph.) в юрских отложениях Западной Сибири

Перечень видов	J <sub>1</sub> <sup>2</sup>	$J_{2}^{1}$	$J_{2}^{2}$	J <sub>2</sub> <sup>3</sup>	$J_2^4 - J_3^1$
C. vsevolodii E.Lebed.	(	-2-			
C. hymenophylloides (Brongn.) Sew.	4		-2)-	5	2
C. levii Bistrits.			5		-(1)-
C. simplex (Lindl. et Hutt.) Harris	-2-	-2)-	3	B	18
Ph. striata Kiritch. et Trav.	-(1)				
Ph. dentata Pryn.		-(2)-	-(4)	-2-	-0-
Ph. irkutensis Dolud. et Rasskaz.	-2-	-3	-0-		
Ph. angustifolia Heer	-2-	- (5			
Cz. baikalica Kiritch. et Samyl.	-0-				
Cz. irkutensis Kiritch. et Samyl.	-0-	-3			
Cz. obiensis Kiritch. et Samyl.	-()				
Cz. enissejensis Kiritch. et Samyl.	-0-	5	5	-2-	
Cz. rigida Heer	-5				
C. burejensis (Zal.) Sew.	_	-()-	3	8	10
C. maakiana (Heer) Pryn.	-2-		-2-		•
C. murrayana (Brongn.) Brongn.		-0-	? ·	8	
Ph. samylinae Kiritch. et Moskv.		3	3	-	
Ph. varia Kiritch. et Trav.		7	4	6	
Ph. markovitchiae Kiritch. et M. Shishk.		-0-	-0-	?	
Ph. sibirica Kiritch. et Trav.		-	-2	6	
C. depensis E.Lebed.			-2-	4	
Ph. taschkessiensis Krasser				-0-	
C. latilobus Bistrits.				5	10
C. spectabilis Brick			-2		-
C. vialovae TurKet.				8	
C. kalinoviensis Bistrits.				-0-	-
Cz. vera Kiritch. et Samyl.				<u> -</u>	-2-
Cz. tomskiensis Kiritch. et Samyl.				-2-	5
Cz. auliensis Dolud.				-2-	2
Cz. kanensis Kiritch. et Samyl.				-3-	
Cz. suntarica Kiritch. et Samyl.					

 количество скважин, в которых встречен вид с учетом публикаций Л.И. Быстрицкой (1983, 1992).

C. simplex. Чекановскиевые представлены более разнообразно. Из них обычным является Сzekanowskia rigida, а из видов рода Phoenicopsis – Ph. angustifolia и Ph. irkutensis. В начале средней юры (условно аален) соотношение этих групп растений становится иным. Правда, папоротники из рода Coniopteris еще не столь разнообразны. Здесь помимо уже известных видов появляются C. vsevolodii, C. maakiana, C. murrayana и C. burejensis. Доминирующим среди чекановскиевых в составе тафофлор является род Phoenicopsis, получивший в это время наибольшее видовое разнообразие. Это – Ph. angustifolia, Ph. dentata, Ph. varia. Ph. samylinae (табл. 11). Род Czekanowskia менее разнообразен. В его составе исчезают Cz. rigida, C. baikalica, продолжают существовать Cz. irkutensis и более частым становится Cz. enissejensis. В середине средней юры (условно байос) разнообразие чекановскиевых и рода Coniopteris в западносибирских тафофлорах заметно падает. Для этого возрастного уровня характерными являются из чекановскиевых – Phoenicopsis varia. Ph. dentata, а из рода Coniopteris - C. levii, C. maakiana, более частыми становятся C. burejensis, C. simplex. Ощутимые изменения в составе этих групп растений наблюдаются в тафофлорах верхней части тюменской свиты и ее аналогах – условно батское время. Род Coniopteris в это время получает наибольшее видовое разнообразие. В составе тафофлор из этой части разреза наиболее частыми являются C. burejensis, C. murrayana, C. depensis, C. vialovae, C. simplex, впервые появляется C. latilobus. Из чекановскиевых разнообразным в видовом отношении становится род Czekanowskia, но представленный уже другими видами - C. tomskiensis, C. kanensis, C. suntarica; из прежних видов

сохраняется лишь Cz. enissejensis (табл. 11). Из рода Phoenicopsis обычны в тафофлорах Ph. varia, Ph. sibirica. В конце средней, начале поздней юры (условно келловей-оксфорд) резко падает видовое разнообразие как рода Coniopteris, так и чекановскиевых. Сохраняются C. latilobus, C. simplex, C. burejensis, а из чекановскиевых – Phoenicopsis sibirica, Czekanowskia tomskiensis, Cz. vera, Cz. auliensis.

Таким образом, исследования по детальной систематике ископаемых растений, являющихся доминантами в юрской западносибирской палеофлоре, показали, во-первых, значительно большее таксономическое разнообразие гинкгофитов, в частности, чекановскиевых, во-вторых – позволили уточнить видовую диагностику ранее известных видов сфеноптероидных папоротников из рода Соniopteris. Это в свою очередь выявило в составе родов виды узкого стратиграфического диапазона, сочетание которых впервые может быть использовано для детального расчленения континентальных толщ юры Зап. Сибири, корреляции их по площади и датировки соответствующих уровней.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Батяева С.К., Быстрицкая Л.И. Несколько новых растений из юры Западной Сибири // Вопросы геологии Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1994. С. 150–153.

Быстрицкая Л.И. Новые виды растений из юрских отложений Западно-Сибирской равнины (Томская область) // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Зап. Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1992. С. 58–60.

Быстрицкая Л.И. Новый вид среднеюрского папоротника // Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1997. С. 70–72.

Быстрицкая Л.И., Киричкова А.И., Тимошина Н.А. Фитостратиграфия тюменской свиты (Томская область)// Материалы по палеонтологии и стратиграфии Зап. Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1992. С. 61–71.

Быстрицкая Л.И., Татьянин Г.М. Новые данные по стратиграфии юрских отложений на юго-востоке Западной Сибири // Материалы по геологии Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1983. С. 85–97.

Глушко Н.К., Шейко Л.Н. Новые данные по биостратиграфическому исследованию нижнеюрских отложений Западной Сибири // Биостратиграфия мезозоя Зап. Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 12– 17.

Долуденко М.П., Рассказова Е.С. Гинкговые и чекановскиевые Иркутского бассейна // Мезозойские растения Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. С. 7–44.

Ильина В.И. Палинология юры Сибири. М.: Наука, 1985. 237 с.

Ильина В.И. Палиностратиграфическая шкала нижней и средней юры Сибири и ее применение для детального расчленения нефтегазоносных толщ // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. Тр. I Международн. симпозиума. С.-Пб.: ВНИГРИ, 1997. С. 86-95.

Кабанова В.М., Костеша О.Н. Раннеюрские палинокомплексы урманской свиты (Томская область) // Биостратиграфия и микроорганизмы фанерозоя Евразии. Тр.ХІІ Всероссийского микропалеонтологического совещания, посвященные 100-летию со дня рождения Д.М. Раузер-Черноусовой. М: ГЕОС, 1997. С. 231–236.

Казаков А.М., Девятов В.П., Смирнов Л.В. Стратиграфия и фации нижней-средней юры Томской области // Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1997. С. 72–78.

Киричкова А.И., Батяева С.К., Быстрицкая Л.И. Фитостратиграфия юрских отложений юга Западной Сибири. М.: Недра, 1992. 216 с.

Киричкова А.И., Куликова Н.К., Овчинникова Л.Л. и др. Биостратиграфическое расчленение мезозойских отложений, вскрытых Тюменской сверхглубокой скважиной // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. № 1. С. 71–85.

Киричкова А.И., Самылина В.А. Совершенствование систематики древних растений – основа детальной фитостратиграфии и корреляции континентальных толщ // Методические аспекты стратиграфических исследований в нефтегазоносных бассейнах. Л.: ВНИГРИ, 1989. С. 31–40.

Киричкова А.И., Травина Т.А. Фитостратиграфия юрских отложений Канского угленосного бассейна // Биои литостратиграфия мезозоя нефтегазоносных районов СССР. С.-Петербург: ВНИГРИ, 1990. С. 69–93.

Киричкова А.И., Травина Т.А. Новые виды Phoenicopsis (Czekanowskiales) из юрских отложений Зап. Сибири и Казахстана // Ботан. журнал. 1993а. Т. 78. № 12. С. 129–137.

Киричкова А.И., Травина Т.А. О сфеноптероидных папоротниках юры Иркутского бассейна (местонахождения Усть-Балей и гора Кая) // Палеонтол. журнал. 19936. № 4. С. 106–114.

Киричкова А.И., Травина Т.А. Фитостратиграфия и корреляция юрских отложений Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. З. № 1. С. 43-60.

Конторович А.Э., Андрусевич В.Е., Афанасьев С.А. и др. Геология и условия формирования гигантской Тюменской зоны газонефтенакопления в континентальных отложениях нижней юры (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1995. № 6. С. 5–28.

Конторович А.Э., Ильина В.И., Москвин В.М. и др. Опорный разрез и нефтегазогенерационный потенциал отложений нижней юры Нюрольского осадочного суббассейна (Западно-Сибирская плита) // Геология и геофизика. 1995. № 6. С. 110–126.

Костеша О.Н., Кабанова В.М., Ткачева Л.Г., Чеснокова В.С. Стратиграфия нижней части осадочного чехла юго-востока Западно-Сибирской плиты // Геология и нефтегазоносность нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. С. 63–79. Костеша О.Н., Кабанова В.М., Ткачева Л.Г., Чеснокова В.С. Новые данные по палиностратиграфии нижней части осадочного чехла юго-востока Западно-Сибирской плиты // Геология и нефтегазоносность триассреднеюрских отложений Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 55–63.

Меледина С.В., Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л. и др. Зональные биостратиграфические схемы нижней и средней юры Восточной и Западной Сибири // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. Тр. I Международного симпозиума. С.-Пб.: ВНИГРИ, 1997. С. 141–151.

Могучева Н.К. Фитостратиграфия нижней и средней юры Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. С. 35–44.

Решения V Межведомственного регионального совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1990. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 54 с.

Самылина В.А. Систематика рода Phoenicopsis // Мезозойские растения Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. С. 44-81.

Самылина В.А. Сравнительно-стоматографическое изучение гинкговых и чекановскиевых: первые итоги применения электронного сканирующего микроскопа // Проблемы палеоботаники. Л.: Наука, 1986. С. 119–126.

Самылина В.А., Киричкова А.И. Род Czekanowskia. Систематика, история, распространение, значение для стратиграфии. Л.: Наука, 1991. 143 с.

Самылина В.А., Маркович Е.М. О юрской флоре Назаровского угольного месторождения (Западная Сибирь) // Ботан. журнал. 1991. Т. 76. № 3. С. 322–333.

Тесленко Ю.В. Стратиграфия и флора юрских отложений Западной и Южной Сибири и Тувы. М.: Недра, 1970. 270 с.

*Травина Т.А.* Систематика рода Leptotoma // Ботан. журнал. 1996. Т. 81. № 6. С. 103–109.

Шурыгин Б.Н. Зональная шкала нижней и средней юры севера Сибири по двустворкам. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. 33 с.

Шурыгин Б.Н. Зональная шкала нижней юры и аалена на севере Сибири по двустворкам // Геология и геофизика. 1987. № 6. С. 3–11.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Ъ.Л., Ильина В.И., Москвин В.Н. Проблемы стратиграфии нижней и средней юры юго-востока Западной Сибири // Геология и геофизика. 1995. № 11. С. 34–51.

Рецензенты М.П. Долуденко, М.А. Ахметьев

уДК 563.12:551.762/.763

## ЮРСКИЙ И МЕЛОВОЙ БАССЕЙНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА: УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И КОМПЛЕКСЫ ФОРАМИНИФЕР

© 2002 г. А. И. Вознесенский\*, Т. Н. Горбачик\*\*, К. И. Кузнецова\*

\* Геологический институт РАН, Москва
\*\* Московский государственный университет, Москва
Поступила в редакцию 11.11.99 г., получена после доработки 13.03.2000 г.

Рассмотрены особенности строения и состава юрских отложений Кафанского структурного блока, расположенного в юго-восточной части Малого Кавказа. В верхнеюрско-валанжинской части разреза, сложенной породами осадочно-вулканогенной Зангезурской серии выделено три карбонатные пачки, охарактеризованные фораминиферами. Выше отложения, охватывающие стратиграфический интервал от готерива до среднего апта включительно, также подразделены на три карбонатные пачки с фораминиферами. Намечен рубеж изменения состава сообществ фораминифер и вмещающих пород ниже основания валанжинского яруса. Отмечены различия палеоландшафтных обстановок, в которых формировалась нижняя (оксфорд-титонская) и верхняя (валанжин-аптская) части разреза. Анализ палеоценозов фораминифер позволил выявить два типа сообществ: более древний(оксфорд-титонский), в котором доминируют космополитные роды и сменяющий его во времени тип палеоценоза с отчетливым преобладанием эндемичных тетических родов. На основании изучения фациального строения разрезов и состава фораминиферовых сообществ восстановлена история развития морского палеобассейна, существовавшего в позднеюрское и раннемеловое время в юго-восточной части Малого Кавказа.

*Ключевые слова.* Фораминиферы, эндемичные, космополитные роды, юрские, меловые отложения, фациальные зоны, палеоландшафтные обстановки, карбонатные, терригенные породы.

Изучение юрских и меловых отложений Малого Кавказа, особенностей их формирования и биоты, обитавшей в бассейнах этого времени, является одной из проблем, научный интерес к которой не ослабевает в течение нескольких десятилетий. Как ни парадоксально это звучит, но для указанного региона юрско-меловая часть разреза до настоящего времени остается не достаточно изученной и не освещенной в публикациях. Это относится не только к микрофауне – основной группе ископаемых, на которую авторы опирались при стратиграфическом расчленении разрезов, но и к самим разрезам, отличающимся фациальной гетерогенностью и различной полнотой последовательности даже в пределах Кафанского блока. Из числа работ, наиболее близко касающихся рассматриваемого региона, следует указать публикации Э.Я. Левена (1985), Э.Я. Левена и Е.А. Успенской (1990), Т.Н. Горбачик, К.И. Кузнецовой и E.A. Успенской (1987), Н.Р. Азаряна (1982), В.Г. Акопяна (1962). В работе Горбачик, Кузнецовой и Успенской стратиграфия и корреляция юрских и нижнемеловых отложений основана также на изучении фораминифер, что облегчает сопоставимость полученных результатов. Выяснилось, что число нерешенных вопросов остается еще весьма значительным и поэтому авторы об-

ратились вновь к этой проблеме, попытавшись осветить ее на более углубленном уровне. Обычно к пересмотру ранее изучавшихся материалов исследователи обращаются в связи с получением новых данных, дополнительных полевых сборов и т.д. Однако для названного региона в современной геополитической ситуации этот путь не реален, поэтому авторы пошли иным путем, прежде всего пересмотрев и изучив обширный материал, собранный ими при полевых исследованиях в Кафанском районе в 80-х годах, во-вторых, значительно расширив стратиграфический диапазон за счет включения нижнемеловой части разреза до позднего апта и, в-третьих, - использовав литолого-фациальный и седиментологический анализ для реконструкции палеоландшафтных обстановок, особенностей формирования осадков в этих палеобассейнах и истории их развития. Юрские и нижнемеловые отложения Кафанского региона, представленные сложным комплексом вулканогенно-осадочных пород, изучены авторами более чем в 10 разрезах разной степени полноты. Литологический анализ основан на изучении нескольких сотен шлифов, из которых также исследовались и фораминиферы. Последние неравномерно распространены по разрезу, причем наиболее полно охарактеризована фораминиферами ти-



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кафанского района.

 метаморфические породы палеозоя; 2 – вулканиты байоса; 3-4 – вулканические, вулканогенно-осадочные, терригенные и карбонатные породы: 3 – нижнего оксфорда-кимериджа, 4 – титон-валанжина; 5-6 – вулканогенно-осадочные терригенные и карбонатные отложения: 5 – готерива-альба, 6 – верхнего мела; 7 – интрузии гранитов и гранодиоритов; 8 – кайнозойские осадочные породы; 9 – крупные региональные разрывные нарушения; 10 – положение района исследований.

тон-берриасская часть, а также баррем и апт. Следует отметить, что осадочная составляющая в изученных разрезах представлена известняками, разнообразными по своим особенностям, но в любом случае не поддающимися дезинтеграции, в связи с чем фораминиферы исследовались исключительно в сечениях, встреченных в шлифах.

При микроскопических исследованиях карбонатных пород нами использована классификация Данхема (Уилсон, 1980), позволяющая детально охарактеризовать состав и размер как обломочной части известняков, так и тип цементирующей массы и их количественные соотношения.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАФАНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Кафанский структурный блок расположен в юго-восточной части Малого Кавказа между двумя сильно дислоцированными офиолитовыми зонами: Севано-Акеринской на северо-востоке и Зангезурской на юго-западе, которые отделяют его соответственно от Карабахской (Соколов, 1977) и Еревано-Ордубадской (Сатиан, 1984) тектонических областей (рис. 1).

Кафанский блок представляет собой крупную, незначительно нарушенную разрывными нарушениями антиклинальную структуру, называемую иногда в геологической литературе Кафанским антиклинорием (Геология СССР, 1970).

Ядро антиклинали сложено мощной толщей вулканитов основного и среднего состава верхнего аалена-байоса (вулканический комплекс). На него по эрозионной поверхности и с явным угловым несогласием налегает почти трехкилометровый комплекс вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных отложений верхней юры-нижнего мела. По возрасту, составу пород и строению разрезов этот комплекс весьма близок, а часто практически тождественен вулканогеннокарбонатной формации Сомхито-Карабахской зоне южной окраины Закавказского массива (Мандалян, 1979).

Верхнеюрско-валанжинская часть осадочновулканического комплекса выделяется в Кафанском районе под названием Зангезурской серии (Азарян, 1982). В целом она слагается толщами разнообразных базальтов и андезито-базальтов, переслаивающихся с пачками пирокластических и вулканогенно-осадочных пород (туфы, туффиты, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники и т.д.). Среди вулканогенно-осадочных образований встречаются прослои до нескольких десятков метров терригенных и карбонатных отложений, содержащих в том или ином количестве примесь туфогенного или вулканомиктового материала. Известняки залегают в виде пачек, состоящих из крупных линз или протяженных слоев различной мощности, которые чередуются с терригенными или вулканогенно-осадочными породами (рис. 2). Сконцентрированность известняков на нескольких стратиграфических уровнях позволяет наметить в толще верхней юры-нижнего мела Кафанской зоны ряд карбонатных пачек. Первая из них залегает в базальной части верхнеюрского разреза на размытой поверхности ааленбайосских вулканитов. Она сложена переслаиванием красно-бурых вулканомиктовых крупнога-

#### ЮРСКИЙ И МЕЛОВОЙ БАССЕЙНЫ



Рис. 2. Разрез верхнеюрско-нижнемеловых пород Кафанского антиклинория.

1 – андезиты, андезито-базальты, базальты; 2 – брекчии андезитов и базальтов; 3 – туфобрекчии; 4 – туфопесчаники;
5 – конгломераты; 6 – песчаники и гравелиты; 7–10 – известняки: 7 – органогенно-обломочные, 8 – песчанистые, 9 – окремненные, 10 – брекчированные.

Стратиграфические индексы даны по работе Gradstein F.M. Ogg J. (1996).

лечных конгломератов и песчаников с линзами туфогенных и эхинодерматовых известняков. Эта пачка выполняет неровности эрозионного рельефа и имеет мощность до 150 м. Вторая пачка расположена в основании титонской части разреза; имеет сложное строение – линзообразное переслаивание туфопесчаников, туффитов, потоков базальтов розовато-серых и желтовато-се-

рых биодетритовых песчано-глинистых брекчированных известняков. Мощность второй карбонатной пачки от нескольких метров до 250 м. Третья пачка практически целиком слагает валанжинскую часть разреза. Она представлена переслаиванием туфогенных или вулканомиктовых крупнозернистых плохо сортированных песчаников и серых известняков в различной степени песчанистых или глинистых. В основании этой пачки прослеживается базальный горизонт до 60 м мощности, представленный вулканомиктовыми песчаниками и конгло-брекчиями. Общая мошность пачки от нескольких метров до 120 м. Кроме этих трех пачек в оксфорд-киммериджской части Кафанского разреза на разных уровнях встречаются линзы сильно песчанистых биодетритовых известняков мощностью до 5 м и протяженностью от нескольких десятков до первых сотен метров.

На верхнеюрско-валанжинскую часть осадочно-вулканогенного комплекса с незначительным размывом налегают терригенные и карбонатные отложения готерива-баррема, слагающие четвертую карбонатную пачку мощностью до 300 м. В основании этой пачки в пределах района отчетливо прослеживается слой (30–40 м) ритмично переслаивающихся карбонатизированных вулканомиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов с линзами песчанистых известняков в верхах ритмов. Средняя и верхняя части готерив-барремской карбонатной пачки сложена серыми и розовато-серыми песчанисто-глинистыми, биодетритовыми брекчированными известняками, иногда содержащими кремниевые конкреции.

Выше с размывом, но без видимого углового несогласия залегают карбонатно-терригенные отложения баррем-апта мощностью до 100 м. Они представлены в нижней части базальными бурыми разногалечными вулканомиктовыми конгломератами (до 1–3 м) и переслаивающимися вулканомиктовыми карбонатизированными или рыхлыми песчаниками, туфопесчаниками, песчанистыми и глинистыми известняками и мергелями до 100 м мощности – пятая карбонатная пачка.

Выше известняково-песчаная часть разреза апта по резкой границе с размывом перекрывается переслаивающимися (до 250 м) вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками в разной степени карбонатизированными и обогащенными туфогенным материалом. В верхней части разреза апта встречаются редкие маломощные линзы и достаточно протяженные прослои сильно песчанистых известняков иногда с высоким содержанием биодетрита – шестая карбонатная пачка.

В северной части Кафанского района осадочно-вулканогенный комплекс верхней юры – нижнего мела с размывом перекрывается сложно построенной толщей терригенных, вулканогенных и карбонатных отложений верхнего мела. Генетически вся вулканогенно-осадочная и осадочная часть верхнеюрско-нижнемеловой толщи образовалась исключительно в условиях подвижного прибрежного, приустьевого и открытого мелководья морского бассейна с резко расчлененным вулканическим рельефом дна и побережья (прибрежная и несколько удаленная от берега гидродинамически менее активная чась шельфа вулканической зоны). Не исключено наличие в бассейне вулканических островов. Комплекс включает в себя отложения как собственно наземных и подводных вулканов – лавы, туфы, осадки временных потоков и т.д., так и морские осадки. Прежде всего это образования прибрежной и крайне мелководной зоны моря: отложения пляжей, кос, баров, мелких дельт, междельтовых пространств, карбонатных банок, мелких прибрежных или изолированных рифов. Кроме того, в разрезе изредка встречаются осадки более удаленных от берега зон моря и небольших по размеру впадин дна со спокойной гидродинамикой.

Следует отметить, что разрез верхней юры – нижнего мела Кафанского района крайне беден породами глинистой размерности и в нем полностью отсутствуют глубоководные глинистые, кремнистые или карбонатно-кремнистые отложения, изученные В.С. Вишневской в одновозрастных разрезах Севано-Акеринской зоны (Вишневская, 1984).

#### ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ ПАЧЕК И ЛАНДШАФТНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Первая карбонатная пачка, распространенная в основании верхнеюрского разреза Кафана, имеет трехчленное строение. В ее основании залегают серо-бурые массивные крупногалечные конгломераты с включением отдельных валунов до 0.2-0.6 м в диаметре. Породы средней степени сортированности; обломочный материал хорошо окатан и представлен в основном гальками вулканитов и вулканомиктовых песчаников, имеющих с поверхности бурую ожелезненную рубашку. Основным матриксом конгломератов служит бурый глинистый песчаник. В конгломерате встречаются прослои (до 0.5 м мощности) песчаника буровато-зеленоватого крупно- и среднезернистого вулканомиктового массивного, иногда с включением отдельных мелких галек. Мощность конгломератов и песчаников от 15 до 50 м (рис. 2).

Выше по разрезу конгломерат сменяется собственно известняковой толщей, представленной переслаиванием органогенно-обломочных известняков различной размерности. В состав обломков входят окатанные остатки эхинодермат, кораллов, водорослей, пелеципод и мшанок и редкие раковины фораминифер. Примесь неорганического кластического материала находится в пределах 5-20% и представлена мелкими обломками вулканитов, пелитоморфных известняков, зерен кварца, полевого шпата и ооидов железистых хлоритов. По своей структуре, составу обломков и типу цементации известняки относятся к группам интрабиомикритовых (реже спаритовых) пекстоунов (грейнстоунов) и рудстоунов. Мощность известняковой толщи от 10 до 35 м. Венчают первую карбонатную пачку вулканомиктовые песчаники и гравелиты с линзами мелкогалечных конгломератов. Породы, как правило, массивны или с неясной горизонтальной, волнистой или мелкой косой слоистостью. Здесь же встречаются пачки тонкого ритмичного переслаивания (через 0.5-1 см) песчаников и алевролитов с отчетливой градационной сортировкой материала в слойках. Судя по строению разреза первой карбонатной пачки, она весьма напоминает прибрежные отложения крымско-оксфордской формации, выделенной В.Т. Фроловым (Фролов, 1998). Эти отложения имеют широкое распространение в разрезах нижней половины поздней юры в Крыму, Предкавказье и Закавказье. По нашему мнению, исходя из макро- и микроскопических особенностей пород, они образовались в мелководной зоне моря с весьма узкой прибрежной полосой (Вознесенский, Книппер и др., 1998). Конгломераты нижней части этой пачки представляют собой отложения гидродинамически сильно подвижного побережья и мелких конусов дельт, нивелирующих перепады глубин вплоть до полной компенсации. Эти конгломераты в дистальных частях конусов фациально замещаются песчано-алевритовыми толщами с линзами гравелитов и конгломератов. На выровненной поверхности верхней части конуса накапливались биогенные карбонатные отложения, обломочный шлейф от разрушения которых сносился вниз по склону дельты, формируя прослои биодетритовых осадков. Слабое волновое воздействие создавало условия для захоронения как крупных обломков организмов, так и мелкого материала пелито-алевритовой размерности, что в конечном счете привело к образованию здесь плохо сортированных биодетритовых известняков с микритовым цементом. При трансгрессивной направленности развития оксфордского бассейна органогенно-обломочные прослои перекрывались более глубоководными песчано-гравийными отложениями дистальных частей конусов (рис. 3 А).

О возрасте известняков первой пачки можно судить по присутствию в разрезах у с.Чанахчи и Антарашат аммонитов, типичных для зоны Quenstedtoceras mariae нижнего оксфорда (Горбачик и др. 1987). Остатки фораминифер редки и имеют неудовлетворительную сохранность. Здесь встречены Reophax cf.scorpiurus Mont., Belorussiella sp., Haplophragmoides sp., Nautiliculina sp., Lenticulina sp. (табл. I).



Рис. 3. Модели седиментации: А – для начала оксфордского времени (первая карбонатная пачка). Формирование обломочных известковых осадков в прибрежно-дельтовых условиях. Б – для начала титонского времени (вторая карбонатная пачка). Накопление карбонатных отложений в условиях открытой мелководной зоны бассейна. В – для валанжинского времени (третья карбонатная пачка). Накопление известковых отложений в обстановке полуизолированной заливнолагунной зоны бассейна.

I – андезиты, базальты; 2 – туфопесчаники; 3 – песчаники и конгломераты; 4–6 – известняки: 4 – органогенно-обломочные; 5 – песчанистые, 6 – пелитоморфные и слабоглинистые.

Над базальной карбонатной пачкой залегает мощная толща вулканитов и вулканогенно-осадочных пород (1000–1300 м), содержащая протяженные линзы органогенно-обломочных известняков со спаритовым или микритовым цементом. Мощность линз до 10–16 м. Эти известняки являются продуктами разрушения мелких биогенных карбонатных построек в прибрежной или не-



сколько удаленной от побережья мелководной зоне моря и в разной степени переработаны волновыми процессами.

В линзах известняков и терригенных пород присутствует сообщество фораминифер следующего состава: Glomospira gordialis (Park. et Jones), Glomospirella charoides (Parke. et Jones), Marssonella doneziana Dain, Ammobaculites verus Dain, A. hagni Bhalla et Abbas, Mayncina sp., Quinqueloculina mitchurini Dain, Sigmoilina microcostata Danitch, Nautiloculina cj. oolithica Mohler, Trocholina alpina (Leupold) (табл. 1). Состав этой фораминиферовой ассоциации позволяет определить возраст данного интервала разреза как кимериджский, по присутствию здесь Marssonella doneziana Dain, Quinqueloculina mitchurini Dain, Sigmoilina microcostata Danitch.

Вторая карбонатная пачка, составляющая среднюю часть верхнеюрского разреза Кафана залегает среди вулканогенных и вулканогенноосадочных толщ, представленных чередованием основных лав, вулканомиктовых песчаников, конгломератов и редких маломощных линз песчанистых органогенно-обломочных известняков. Собственно карбонатная часть пачки мощностью 30-50 м сложена розово-серыми и серыми плотными органогенно-обломочными известняками. Биогенная часть обломков состоит из фрагментов скелетов кораллов, эхинодермат, пелеципод, реже крупных фораминифер; встречаются карбонатные оолиты, в ядрах которых находятся мелкие зерна вулканитов или плагиоклазов. Примесь не биогенного кластического материала незначительна и не превышает 10% – вулканиты, микритовые известняки, зерна плагиоклазов. Как правило, большинство прослоев известняков имеет спаритовый цемент и являются хорошо промытым биогенным песком гидродинамически активной зоны мелководья моря (интрабиоспаритовый грейнстоун, рудстоун). Иногда встречается несколько другой тип карбонатных пород, где органогенно-обломочный материал цементируется микритом, что может достаточно уверенно свидетельствовать о менее активной гидродинамической среде их образования (интрабиомикритовый вакстоун, пекстоун). Как нам представляется, в титонское время условия седиментации в Кафанском морском бассейне значительно отличались от существовавших здесь в начале поздней юры. Резко дифференцированный рельеф морского дна постепенно сглаживался, расширялась прибрежная зона моря; в моменты ослабления вулканической активности на мелководье в условиях жаркого климата широко распространялось биогенное карбонатонакопление. Высокая гидродинамическая активность мелководной зоны способствовала быстрому разрушению биогенных построек и формированию достаточно обширных полей карбонатных хорошо отмытых песков (грейнстоуны), образующих гряды баров, кос, пересыпей, между которыми накапливались мелкозернистые глинистые карбонатные обломочные отложения (вакстоуны и пекстоуны) (рис. 3 Б). В карбонатных отложениях второй пачки содержится обильное и

Таблица І. Фораминиферы верхней юры и нижнего мела Малого Кавказа.

<sup>(</sup>Изображенные экз. происходят из юрских и нижнемеловых отложений Кафанского района Республики Армения; коллекция № 4769 хранится в Геологическом институте РАН, Москва – табл. I–III).

<sup>1 –</sup> Saccammina sp.: экз. № 4769/1; продольное сечение, ×75; титон-берриас; 2 – Everticyclammina ex gr. virguliana Koehlin: экз. № 4769/2; продольное сечение, ×23; верхний титон-берриас; 3 – Belorussiella ? sp.: экз. № 4769/3; продольное сечение, ×75; оксфорд; 4 – Melathrokerion spirialis Gorbatchik: экз. № 4769/4; экваториальное сечение, ×100; верхний титон; 5 – Nautiloculina ? sp.: экз. № 4769/5; аксиальное сечение, ×45; оксфорд-кимеридж; 6 – Stomatostoecha sp.: экз. № 4769/6; экваториальное сечение, ×150; титон; 7, 8 – Textularia alexanderi (Lalicker): 7 – экз. № 4769/7; продольное сечение, ×100, 8 – экз. № 4769/8; продольное сечение, ×75; титон; 9 – Gaudryina bucowiensis Cushman et Glazewski: экз. № 4769/9; продольное сечение, ×100; титон; 10 – Техtularia sp.: экз. № 4769/10; продольное сечение, ×25; нижний титон; 11 – Marssonella doneziana Dain: экз. № 4769/11; продольное сечение, ×100; кимеридж-титон; 12 – Lenticulina sp.: экз. № 4769/12; субэкваториальное сечение, ×150; оксфорд; 13 – Lenticulina sp.: экз. № 4769/13; аксиальное сечение. ×25; верхний титон-берриас; 14 – Dentalina nana Reuss: экз. № 4769/14; продольное сечение, ×50; верхний титон; 15 – Pseudonodosaria humilis (Roemer): экз. № 4769/15; продольное сечение, ×50; титон; 16 – Quinqueloculina mitchurini Dain: экз. № 4769/16; тангенциальное сечение, ×100; кимеридж; 17 – Trocholina alpina (Leupold): экз. № 4769/17; продольное сечение, ×25; верхний титон-берриас; 18, 19 – Trocholina elongata (Leupold): 18 – экз. № 4769/18, 19 – экз. № 4769/19; продольные сечения, ×25; нижний титон; 20 – Pseudocyclammina lituus Yokoyama: экз. № 4769/20; экваториальное сечение, ×45; нижний берриас-нижний валанжин; 21 – Trocholina companella Arnaud-Vanneau: экз. № 4769/21; продольное сечение, ×25; берриас-нижний валанжин.; 22 – Spirophthalmidium inflatum Antonova: экз. № 4769/22; продольное сечение, ×50; берриас-валанжин; 23 – Dacussiloculina ? sp.: экз. № 4769/23; тангенциальное сечение, ×45; берриас-нижний валанжин; 24 – Discorbis crimicus Schokhina: экз. № 4769.24; экваториальное сечение, ×25; берриас; 25, 26 – Reticulinella sp.: 25 – экз. № 4769/25, 26 – экз. № 4769/26; субэкваториальные сечения, ×150; валанжин; 27 – Dorothia praeoxycona Moullade: экз. № 4769/27; продольное сечение, ×150; баррем; 28 – Pseudotextulariella salevensis Charollais, Bronnimann, Zaninet-ti: экз. № 4769/28; продольное сечение, ×75; валанжин; 29 – Glomospira urgoniana Arnaud-Vanneau: экз. № 4769/29; субэкваториальное сечение, ×150; готерив-баррем; 30 – Gaudryina gradata Berthelin: экз. № 4769/30; продольное сечение, ×150; баррем-апт; 31 – Bolivinopsis rhopaloidea Arnaud-Vanneau: экз. № 4769/31; продольное сечение, x100; баррем-апт; 32 - Gaudryina tuchensis Antonova: экз. № 4768/32; продольное сечение, x150; готерив-баррем; 33 - Verneuilina aff. pharaonica Said: экз. № 4769/33; продольное сечение, ×45; баррем; 34 – Verneuilina sp.: экз. № 4769/34; продольное сечение, ×45; баррем; 35, 37 – Lenticulina sp.: 35 – экз. № 4769/35, 37 – экз. № 4769/37; экваториальные сечения, ×45; баррем; 36 – Palorbitolina cf. lenticularis Blumenbach: экз. № 4769/36; акснальное сечение, ×35; баррем-апт.



разнообразное сообщество фораминифер. Отсюпа определены Saccammina sp., Everticyclammina ex gr. virguliana Koechlin, Pseudocyclammina lituus (Yokoyama), Melathrokerion spirialis Gorbatchik, Stomatostoecha sp., Charentia evoluta Gorbatchik, Textularia alexanderi (Laliker), Gaudryina bucowiensis Cushman et Glazewski, Lenticulina sp., Dentalina nana Reuss, Pseudonodosaria humilis (Roemer), Trocholina alpina (Leupold), T. elongata (Leupold) и ряд других (табл. 1). Большинство перечисленных видов известны из отложений титона преимущественно Тетического пояса, другие из титона и берриаса (Charentia evoluta, Pseudocyclammina lituus), некоторые имеют более широкое стратиграфическое распространение (Кузнецова, Горбачик, 1985; Горбачик, и др. 1987; Hottinger, 1967; Peybernes, 1976). Вместе с сечениями раковин фораминифер в шлифах встречены многочисленные остатки дазикладациевых водорослей преимущественно представителей родов Triplorella, Marcoporella, Verticillorella, изображенных и описанных французским исследователем М. Жаффрезо (Jaffrezo, 1973, 1974) из пограничных отложений юры и мела Франции.

Над второй карбонатной пачкой в верхнеюрско-меловом разрезе Кафана залегает толща вулканитов с отдельными линзами туфопесчаников, песчаников и органогенно-обломочных известняков мощностью 250–400 м. По своему составу, строению и происхождению известняки идентичны таковым из нижележащей вулканической пачки оксфорда-кимериджа.

Третья карбонатная пачка, связанная с верхней частью осадочно-вулканогенного комплекса верхней юры, сложена в низах вулканогенно-осадочными породами. Это плохо сортированные вулканомиктовые песчаники, конглобрекчии, псаммитовые, псефитовые и лапиллиевые смешанные туфы и туффиты, часто сильно доломитизированные (60 м). Вулканогенно-осадочные отложения залегают на мощной вулканической толще титон-берриаса и представляют собой комплекс мелководно-морских и возможно континентальных осадков, заполняющих неровности вулканического расчлененного рельефа. Выше залегает толща серых глинистых известняков с прослоями массивных плохо сортированных мелко и крупнозернистых вулканомиктовых песчаников, как правило, сильно доломитизированных. Известняки серые глинистые тонко- и среднеплитчатые с неотчетливой горизонтальной слоистостью, часто массивные, скорлуповатые; в разной степени доломитизированные. Микроскопически известняки имеют комковато-сгустковую структуру. Комки размером 0.1-1 мм округлые с отчетливым ограничением. Сложены они тончайшим биодетритом и микритом. Пространства между комками выполнены тонкозернистым микритом или спаритом (пелмикритовые и пелспаритовые пекстоуны и грейнстоуны). Иногда встречаются обломки мелких пелеципод и фораминифер. Подобная структура карбонатных осадков скорее всего связана с их переработкой илоедами, а вся толща образовалась в условиях полуизолированного побережья, возможно, отгороженных лагун или в затишных тыловых участках крупных баров и кос (рис. 3В). Сильная доломитизация всей пачки может быть связана с процессами постседиментационного воздействия нижележащей мощной вулканической толщи. Не исключено, что концентрация магнезиального раствора происходила в стадию осадконакопления в условиях сильной аридизации климата, характерной для конца поздней юры и самого начала мела всего центрального сегмента северной периферии Мезотетиса (Преддобруджа, Крым, Кавказ, Средняя Азия).

Таблица II. Фораминиферы нижнего мела Малого Кавказа

<sup>1, 2 –</sup> Arenobulimina cochleata Arnaud-Vanneau: 1 – экз. № 4769/38; продольное сечение, ×45, 2 – экз. № 4769/39; поперечное сечение, ×150; баррем-апт; 3 – Gaudryina sp.: экз. № 4769/40; продольное сечение, ×150; апт; 4, 5 – Verneuilinoides brevis (Alekseeva): 4 – экз. № 4769/41, ×150, 5 – экз. № 4769/42, ×95; продольные сечениея; баррем-апт; 6 – Gaudryinopsis minimus Nikitina et Vassilenko: экз. № 4769/43; продольное сечение, ×95; баррем-апт; 7 – Verneuilinoides kaspiensis Mjat-liuk: экз. № 4769/44; продольное сечение, ×95; баррем-апт; 8, 9 – Bolivinopsis rhopaloides Arnaud-Vanneau: 8 – экз. № 4769/45, 9 – экз. № 4769/45а; продольные сечения, ×70; баррем-апт; 10 – Bolivinopsis ammovitrea (Tappan): экз. № 4769/46; продольное сечение, ×150; баррем апт; 11 – Gaudryina ex gr. gradata Berthelin:экз. № 4769/47; продольное сечение, ×150; баррем-апт; 12 – Gavelinella sp.: экз. № 4769/48; экваториальное сечение, ×75; баррем-апт; 13 – Gavelinella barremiana Bettenstaedt; экз. № 4769/49; экваториальное сечение, ×120; апт; 14, 15 – Hedbergella cf. trocoidea (Gandolti): 14 – экз. № 4769/50, 15 – экз. № 4769/51; аксиальные сечения, ×120; апт; 16 – Nummoloculina sp.: экз. № 4769/52; тангенциальное сечение, ×150; верхний баррем-нижний апт; 17 – Rumanoloculina robusta Neagu: экз. № 4769/53; поперечное сечение, ×45; баррем-апт; 18 – Quinqueloculina sp.: экз. № 4769/54; поперечное сечение, ×150; баррем-апт; 19 – Quinqueloculina sp.: экз. № 4769/55; поперечное сечение, ×45; апт; 20 – Nodosaria obscura Reuss: экз. № 4769/56; поперечное сечение, ×150; апт; 21 – Lenticulina nikitinae Vassilenko: экз. № 4769/57; экваториальное сечение, ×95; баррем-апт; 22, 23 – Haplophragmoides sp.: 22 – экз. № 4769/58, 23 – экз. № 4769,59; экваториальные сечения, ×150; баррем-апт; 24 – Glomospira urgonica Arnaud-Vanneau: экз. 🔊 4769/60; экваториальное сечение, ×150; баррем-апт; 25 – Mayncina bulgarica Peybernes et Lang: экз. № 4769/61; тангенциальное сечение, ×45; апт; 26 – Quinqueloculina aff. lirellangulata Loeblich et Tappan: экз. № 4769/62; поперечное сечение, ×150; баррем-апт; 27 – Melathrokerion nana Arnaud-Vanneau: экз. № 4769/63; экваториальное сечение, ×45; апт; 28, 29 – Melathrokerion sp.: 28 – экз. № 4769/64; аксиальное сечение (фрагмент), ×45, 29 – экз. № 4769/65; экваториальное сечение, ×25; апт; 30 – Trocholina sp.: экз. № 4769/66; продольное сечение, ×25; барремапт; 31 – Rectodictyoconus ? sp.: экз. № 4769/67; продольное сечение, ×150; баррем-апт.



В прослоях глинистых известняков встречен ряд видов фораминифер, существовавших ранее, а также появившиеся впервые Trocholina molesta Gorbatchik, T. companella Arnaud-Vanneau, Spirophthalmidium inflatum Antonova и типично валанжинские виды Pseudotextulariella salevensis Charollais, Bronnimann, Zaninetti и Saracenaria, valanginiana Bartenstein et Brand (табл. I) (Arnaud-Vanneau, 1980; Горбачик, 1971).

Четвертая карбонатная пачка, охватывающая возрастной интервал готерива-баррема, отчетливо подразделяется на две части: базальную, главным образом терригенную и основную – известняковую. Терригенная часть пачки имеет ритмичное строение (30-40 м). Каждый ритм начинается плохо сортированным крупнозернистым песчаником с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов полимиктового состава (1-1.5 м). Выше лежат хорошо сортированные мелкозернистые песчаники с горизонтальной волнистой, иногда крупной косой выполаживающейся к основанию слоистостью (1 м). Завершается ритм органогенно-обломочными известняками (0.6-1 м). В обломках - остатки кораллов, эхинодермат, пелеципод, фораминифер. Терригенная примесь (до 10%, редко 25%) представлена плохо окатанными зернами плагиоклазов, вулканитов, микритовых известняков. Цементирующая масса, как правило, спаритовая, реже микритовая (интрабиоспаритовый грейнстоун или пекстоун), В основании некоторых ритмов размыв и врез в нижележащие толщи. Формирование подобной толщи могло происходить в условиях дельтового конуса на мелководном шельфе или на несколько больших глубинах полого наклоненного склона в каналах стока нисходящих или приливно-отливных течений. Верхняя часть четвертой карбонатной пачки (250м) сложена однообразно переслаивающимися органогенно-обломочными известняками различной размерности. Известняки розовато-серые, серые, буроватые, плотные, массивные, иногда с заметной примесью песчано-алевритового материала, часто брекчированные или слабо окремненные. Микроскопически обломочная часть представлена остатками скелетов кораллов (мало), эхинодермат, очень много детрита и крупных обломков пелеципод и фораминифер. Отличие в составе обломков от известняков (коралловоэхинодерматовых) первых трех пачек - это резкое увеличение содержания обломков пелеципод, фораминифер, пеллет, спикул губок. Цементирующая масса различна, но главным образом это микрит, хотя спаритовый цемент встречается достаточно часто (пелбиомикритовые вакстоуны и пекстоуны, биоспаритовые грейнстоуны и рудстоуны). Встречаются песчанистые и алевритистые известняки с содержанием терригенной примеси до 20%: (обломки вулканитов, кристаллы плагиоклазов, зерна микритовых известняков). Подобная мощная толща могла накопиться на мелководном общирном шельфе в условиях как очень сильной, так и более ослабленной гидродинамики водной массы. Здесь формировались обширные поля хорошо отмытых или слабо глинистых (микритовый материал) карбонатных песков. Из отложений четвертой карбонатной пачки удалось определить следующие виды фораминифер; Gaudryina tuchensis Antonova, Verneuilina pharaonica Said, Verneuilina sp., Glomospira urgoniana Arnaud-Vanneau, Melathrokerion nana Arnaud-Vanneau, M.sp. Lenticulina sp., Meandrospira sp., Bolivinopsis ropaloides Arnaud-Vanneau, B. ammovitrea (Tappan) (табл. I, II). Большинство из перечисленных видов известны начиная с баррема (Arnaud-Vanneau, 1980).

Пятая и шестая карбонатные пачки (рис. 2) соответственно 100 и 250 м мощности распространены в основании (V) и кровле (VI) аптской терригенно-карбонатной толщи. Они представлены серыми сильно песчанистыми, алевритистыми и глинистыми (вплоть до мергелей) известняками. Содержание кластического материала в них достигает 30–40%. Как правило, в составе известняков присутствует то или иное количество биодетрита (пелециподы, фораминиферы, реже кораллы и эхинодерматы). Иногда, в основном в верхах шестой карбонатной пачки встречаются почти чистые биомикритовые или биоспаритовые пекстоуны и грейнстоуны.

Условия формирования карбонатных отложений пятой и шестой пачек достаточно близки к условиям седиментации в мелководно-морском

Таблица III. Фораминиферы нижнего мела Малого Кавказа

<sup>1 –</sup> Palorbitolina sp.: экз. № 4769/68; аксиальное сечение, ×25; баррем-апт.; 2 – Paleodictyoconus arabicus (Henson): экз. № 4769/69; аксиальное сечение, ×25; апт; 3 – Cribellopsis ? sp.: экз. № 4769/70; косое поперечное сечение, ×65; апт; 4 – Paleodictyoconus sp.: экз. № 4769/71; аксиальное сечение, ×45; апт; 5 – Paleodictyoconus sp.: экз. № 4769/72; аксиальное сечение, ×35; баррем-апт; 6 – Falsurgonina pileola Arnaud-Vanneau et Argot: экз. № 4769/73; аксиальное сечение, ×65; баррем-апт; 7 – Iraqia simplex Heson: экз. № 4769/74; аксиальное сечение, ×75; баррем-апт; 8 – Palorbitolina lenticularis Blumenbach: экз. № 4769/75; аксиальное сечение, ×65; баррем-апт; 9 – Falsurgonina pileola Arnaud-Vanneau et Argot: экз. № 4769/76; тангенциальное сечение эмбриональной части мегалосферической раковины, ×150; баррем-апт; 10 – Dictyorbitolina sp.: экз. № 4769/77; аксиальное сечение, ×45; баррем-апт; 11 – Paleodictyoconus arabicus (Henson): экз. № 4769/78; аксиальное сечение, ×65; баррем-апт; 12 – Rectodictyoconus sp.: экз. № 4769/79; аксиальное сечение, ×75; баррем-апт; 13 – Rectodictyoconus giganteus Schroeder: экз. № 4769/80; аксиальное сечение, ×45; баррем-апт; 14 – Meandrospira sp.: экз. № 4769/81; экваториальное сечение, ×150; готерив-баррем.

бассейне готерив-барремского времени (четвертая пачка), хотя этот бассейн стал по-видимому еще более общирным и, возможно, несколько более глубоким.

Отложения пятой и шестой карбонатных пачек отличаются от всех предыдущих наличием в них раковин так называемых "крупных" фораминифер – тетических эндемиков, относимых к отряду Orbitolinida. Среди них определены Palorbitolina lenticularis Blumenbach, Rectodictyoconus giganteus Schroeder, Falsurgonina pileola Arnaud-Vanneau, Iraqia simplex Henson, Paleodictyoconus arabicus (Henson) и другие виды (табл. II, III). Перечисленная ассоциация фораминифер широко развита в отложениях ургонской фации баррема-апта Западных Альп (Агnaud-Vanneau, 1980), Карпат (Чернов, 1980), Туркмении (Мамонтова, 1961) и других регионов Тетического пояса.

Помимо орбитолинид здесь присутствуют также Glomospira urgonica Arnaud-Vanneau, Bolivinopsis rhopaloides Arnaud-Vanneau, Arenobulimina cochleata, Arnaud-Vanneau, Verneuilinoides brevis (Alekseeva), Gaudryinopsis minimus Nikitina et Vassilenko, Gavelinella sp., Nummoloculina sp., Rumanoloculina robusta Neagu, Lenticulina nikitinae Vassilenko, Trocholina sp. Кроме того в отложениях пачки VI встречены и раковины мелких фораминифер (табл. II), среди них особый интерес представляют виды Gavelinella barremiana Bettenstaedt и Hedbergella trocoidea (Gandolfi).(табл. II, фиг. 13, 14). Первый из них имеет субглобальное распространение в баррем-аптских отложениях. Второй Hedbergella trocoidea (Gandoli) является единственной планктонной формой, встреченной в отложениях изученного разреза. Это вид – индекс верхней зоны среднего апта, если принимать трехчленное деление апта (Sigal, 1977; Горбачик, 1986) и неизвестен в отложениях баррема. Таким образом, можно предположить, что отложения карбонатной пачки V следует относить к баррему-нижнему апту, а пачки VI – к среднему-верхнему апту.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Практически полная тождественность строения и состава осадочно-вулканогенного комплекса Кафана и одновозрастных образований Карабахской и Агдамской зон Малого Кавказа позволяют нам вслед за рядом авторов (Книппер 1975, Соколов 1977 и др.) считать, что юрско-раннемеловые отложения Кафанского района образовались в условиях вулканической дуги Северной активной окраины Тетиса.

Историю осадконакопления в позднеюрскоераннемеловое время в пределах Кафанского региона можно разделить на два этапа. Первый, охватывающий возрастной интервал оксфордаберриаса связан с проявлением очень интенсивного вулканизма и соответственно с формированием резко расчлененного вулканического рельефа, крайне узким круто наклоненным шельфом и значительными перепадами глубин между прибрежной зоной и областью открытого моря. Особенностью этого этапа было нарастающее во времени распространение мелких биогермов, дававших широкие шлейфы обломочного биогенного материала на фоне преобладания эффузивных, пирокластических и мелководных вулканогенно-осадочных отложений.

Второй этап, начавшийся с валанжинского времени, ознаменовался резким ослаблением вулканической деятельности, активной денудацией и, нивелировкой рельефа, расширением границ морского бассейна и, соответственно, формированием широкого, полого наклоненного шельфа. Ингрессии и увеличение объема терригенного материала, поступавшего в прибрежную зону моря на ранней стадии второго этапа, создали условия для появления лагунных и заливно-лагунных обстановок осадконакопления. Для первой половины раннего мела в регионе было характерно распространение биогермов и их обломочных шлейфов, образовавших на мелководье значительные по размерам поля карбонатных песков, на которых в результате волновых и приливно-отливных процессов формировались бары, подводные холмы и валы. В начале апта развитие биогенной седиментации несколько сокращается. В целом на фоне продолжавшейся, но крайне ослабленной вулканической активности во второй этап развития региона преобладает терригенное и биогенное осалконакопление.

Анализ фауны фораминифер из изученного интервала разреза показывает следующее. Изменения сообществ позволяют выделить два крупных этапа, связанных со стадиями развития палеобассейна. Первый этап, отвечающий оксфорд-титонскому и отчасти берриасскому времени, характерезуется палеоценозами с преобладанием агглютинирующих фораминифер. Отчетливо доминируют представители отрядов Ammodiscida Lituolida, Ataxophragmiida, Textulariida (роды Glomospira, Glomospirella, Ammobaculites, Mayncina, Marssonella, Textularia). Все фораминиферы, обитавшие на этом этапе развития в палеобассейне, являются бентосными формами. Из секреционных бентосных фораминифер наиболее характерны представители отрядов Miliolida, Involutinida (роды Qninqueloculina, Sigmoilina, Trocholina). Характерно, что все перечисленные роды являются географически широко распространенными формами.

К концу этого этапа в титон-берриасское время систематический состав комплексов фораминифер изменяется за счет появления эндемичных тетических родов – характерных обитателей теплого мелководья – Everticyclammina, Pseudocyclammina, Melathrokerion, Stomatostoecha, Charentia (отряд Lituolida). Секреционные фораминиферы по-прежнему играют подчиненную роль, хотя состав их также обновляется благодаря появлению представителей отряда Lagenida (роды Dentalina, Lenticulina, Pseudonodosaria). Все указанные роды являются космополитными формами.

Начало следующего этапа развития бассейна и обитавшей в нем фауны с валанжинского времени ознаменовалось перестройкой характера осадконакопления, отразившегося на обеднении и обновлении состава донных фораминифер. Впервые появляются роды Reticulinella (отряд Lituolida) и Pseudotextulariella (отряд Ataxophragmiida).

Дальнейшее развитие фораминифер отражает существенный этап – появляются и отчетливо доминируют в баррем-аптское время представители орбитолинид – тетических эндемиков со сложным гетерогенным внутренним строением скелета. Это прежде всего роды Palorbitolina, Rectodyctioconus, Falsurgonina, Iraqia, Paleodyctioconus, Dictyorbitolina, обитатели мелководных зон тропических бассейнов. Важное эволюционное событие – появление в апте планктонных форм пока еще редких и немногочисленных – род Hedbergella (отряд Globigerinida).

Таким образом, развитие фораминифер происходило на фоне перестройки преобразования характера осадконакопления в бассейне и соответственно отражало изменение среды их обитания. Однако сложный и многокомпонентный процесс развития фораминифер зависел не только от внешних факторов, но в большой мере определялся внутренними биологическими особенностями этих организмов и общим ходом их эволюции.

Работа проводилась при поддержке РФФИ, грант № 97-05-64884.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азарян Н.Р. Юрские аммониты Армянской СССР. Ереван: Изд-во. АН Арм. ССР, 1982. 190 с.

Акопян В.Г. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1962. 262 с.

Вишневская В.С. Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов. М.: Наука, 1984. 120 с.

Вознесенский А.И., Книппер А.Л., Перфильев А.С. и др. История восточной части террейна Горного Крыма в средней – поздней юре // Геотектоника. 1998. № 1. С. 27-44.

Геология СССР. Т. ХІШ. Армянская ССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 463 с.

Горбачик Т.Н. О раннемеловых фораминиферах Крыма // Вопр. Микропалеонтологии. 1971. Вып. 14. С. 125–139.

Горбачик Т.Н. Юрские и раннемеловые планктонные фораминиферы Юга СССР. М.: Наука, 1986. 238 с.

Горбачик Т.Н., Кузнецова К.И., Успенская Е.А. Стратиграфическая приуроченность комплексов фораминифер в карбонатных разрезах верхней юры и нижнего мела Малого Кавказа // Вопр. микропалеонтологии. 1987. Вып. 29. С. 85–91.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области // Тр. ГИН АН СССР. 1975. Вып. 267. 208 с.

Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н. Стратиграфия верхней юры и нижнего мела Крыма. М.: Наука, 1985. 133 с.

Левен Э.Я. Новые данные об аптских отложениях Кафанской зоны Малого Кавказа // Изв. Вузов. Геол. и развед. 1985. № 6. С. 20–26.

Левен Э.Я., Успенская Е.А. К стратиграфии мела и палеогена северо-западного крыла Кафанской антиклинали // Изв. Вузов. Геол. и развед. 1990. № 6. С. 2–9.

*Мамонтова Е.В.* Орбитолиниды // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1961. Т. 51. Вып. 6. С. 72–92.

Мандалян Р.А. Вулканогенно-карбонатная формация верхней юры – нижнего мела северной части Армянской ССР // Стратиграфия и литология Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР. 1979. С. 101–194.

Сатиан М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР. 1984. 193 с.

Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа // Тр. ГИН АН СССР. 1977. Вып. 296. 92 с.

Фролов В.Т. Мезозойские и кайнозойские формации Крыма // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1998. Т. 73. Вып. 5. С. 39–48.

Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.

Чернов В.Г., Янин Б.Т., Головинова М.А. и др. Ургонские отложения Советских Карпат. М.: Наука, 1980. 182 с.

Arnaud-Vanneau A. Micropaleontologia, paleoecologie et sedimentologie d'une plate-forme carbonatee de la marge passive de la Tethys: L'urgonien du Vercors septentrionale et de la Chartrense (Alpes occidentales) // Geologie Alpine. 1980. Mem. № 11. V. 1–3. 874 p.

Gradstein F.M., Ogg J.A. Phanerozoic time scale // Episodes. V. 19. № 1, 2. P. 3–5.

Hottinger L. Foraminiferes imperfores du Mesozoique Marocain // Notes et men. Serv. Geol. Maroc. Rabat. 1967. № 209. 168 p.

Jaffrezo M. Les algues calcaires du Jurassique superieur et du Cretace inferieur des Corbieres // Rev. Micropaleontol. 1973. V. 16. № 2. P. 75–88.

Jaffrezo M. Les algues calcaires du jurassique superieur et du Cretace inferieur des Corbieres // Rev. Micropaleontol. Ibid. 1974. V. 17. № 1. P. 24–32.

Peybernes B. Le Jurassique et le Cretace inferieur des Pyrenees Franco-Espagnoles. Toulouse. Univ. Paul.-Sabatier. 1976. 448 p.

Sigal J. Essai de zonation du Cretece Mediterraneen a l'aide des foraminiferes planctoniques // Geol. Mediterr. 1977. V. 4. P. 49–108.

Рецензенты В.А. Басов, А.Л. Книппер

УДК 550.93:551.763

## ОБЩАЯ ШКАЛА ВЕРХНЕГО ОТДЕЛА МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ

© 2002 г. А. Г. Олферьев\*, А. С. Алексеев\*\*

Государственное унитарное предприятие "Геосинтез-Центр", Москва
Московский государственный университет, Москва
Поступила в редакцию 25.04.2001 г.

В статье рассматривается общая стратиграфическая шкала верхнего отдела меловой системы, разработанная на зональной основе. Представленный вариант в основном базируется на предложениях международных рабочих групп по фиксации границ ярусов меловой системы, высказанных на Втором международном симпозиуме в Брюсселе (1995). Для максимального удобства в пользовании шкала включает несколько последовательностей зон по архистратиграфическим группам фауны – аммонитам, планктонным фораминиферам и известковому нанопланктону. Кроме того, шкала дополнена общей магнитостратиграфической схемой и радиологическими датировками ярусных границ. Она может служить надежным инструментом для сопоставления с ней региональных шкал верхнемеловых отложений, развитых по территории России.

Ключевые слова. Меловая система, верхнемеловые отложения, ярус, зона, аммониты, планктонные фораминиферы, известковый нанопланктон.

#### введение

Как известно, в международной хроностратиграфической шкале наименьшей единицей является ярус. По-видимому, для глобальной шкалы это в определенной степени оправдано, так как единый зональный эталон было бы чрезвычайно трудно согласовать и не менее трудно применять, если он понимается как инструмент прямого действия. Однако основное значение хронозоны заключается в фиксации некоторых точек на векторе шкалы времени. Эти точки должны образовывать внутренний каркас яруса. При этом хронозона явится абстрактным подразделением, выделение которого не требует обязательного присутствия таксона, давшего ей название.

Активная деятельность Международной комиссии по стратиграфии, развернувшаяся в последние два десятилетия по фиксации границ подразделений глобальной шкалы, требует наличия у стратиграфов более детального стратиграфического инструмента. Хотя ярусные границы обычно определяются уровнем появления одного таксона, на самом деле их выбор и корреляция пограничного интервала проходят на уровне зон. В определенной степени это осознают и новые руководители Международной комиссии по стратиграфии (Gradstein, 2000). Кроме того, потребности практики, особенно для сравнительно ограниченных территорий, диктуют необходимость наличия более детального стратиграфического инструмента, чем ярус и даже подъярус, каковым может выступать только хронозона. Поэтому требование Стратиграфического кодекса России о том, чтобы в общую шкалу входили также и зоны, вполне правомерно.

В последнее время среди отечественных специалистов распространяется мнение о преимущественно корреляционном значении зон с обоснованием особой роли так называемых "биозональных стандартов" (Корень и др., 2000). Последние, по существу, претендуют на роль хронозон общей шкалы, но не включаются в нее, что нельзя признать удачным. Включение в общую шкалу единиц более низкого ранга, чем ярус, оправдывается также и общей тенденцией к непрерывной детализации стратиграфических схем с использованием все более дробных подразделений (Гладенков, 2001).

Наиболее тяжелое положение в России сложилось с разработкой общей шкалы верхнего отдела меловой системы, которая до сих пор остается непринятой, что существенно затрудняет не только стратиграфические, но и геологосъемочные работы. Благодаря значительному прогрессу, достигнутому в последние годы в уточнении стратиграфии верхнего мела в Западной Европе и Северной Америке, а также обобщению накопленных данных по верхнему мелу Русской платформы, такую шкалу удалось разработать. Данная статья посвящена ее характеристике. Вопросы, связанные с формированием региональной части верхнемеловой схемы Русской платформы, будут рассмотрены в отдельной публикации.

#### Ярусное деление

Глобальная шкала меловой системы еще очень далека от своего утверждения (Remane et al., 2000). К настоящему времени официально закреплена только верхняя граница этой системы в подошве датского яруса. Однако если для ряда систем нет определенности не только в названиях ярусов, но и в их числе, как это имеет место для ордовика и карбона, то никто не собирается менять ярусное расчленение мела. Вопрос упирается только в выбор приемлемых и хорошо коррелируемых уровней в качестве границ традиционных ярусов и поиск удовлетворительных ГСРТ (глобальных стратотипических разрезов и точек -GSSP) для их лимитотипов. Это означает, что в общей шкале верхнего мела России можно использовать исторически сложившееся деление на западноевропейские ярусы. Представленный в данной статье вариант в основном базируется на предложениях международных рабочих групп по фиксации границ меловых ярусов, высказанных на Втором международном симпозиуме, который состоялся 8-16 сентября 1995 г. в Брюсселе и был посвящен именно этой проблеме (Tröger, Kennedy, 1996; Bengtson, 1996; Kauffman et al., 1996; Lamolda, Hancock, 1996; Hancock, Gale, 1996; Odin, 1996).

#### Принципы построения

Общая шкала в своей зональной части должна быть максимально удобна для использования. Это подразумевает, что она должна состоять не из одной последовательности зон, а из нескольких, поскольку на данном этапе трудно выбрать одну из них в качестве эталонной. Исторически, благодаря пионерным исследованиям А.П. Павлова и А.Д. Архангельского, основным регионом, где формировались отечественные представления об объеме верхнемеловых ярусов, стала Русская платформа. К сожалению, остатки аммонитов, ведущей группы для стратиграфии мела, крайне редки на Русской платформе, что привело к формированию региональной зональной макрофаунистической шкалы на основе распределения иноцерамов и преимущественно белемнитов, а также, отчасти, других групп (Naidin, 1960; Герасимов и др., 1962; Naidin, 1969; Найдин и др., 1984). Поскольку эта шкала не обеспечивает корреляции с западноевропейским аммонитовым и даже белемнитовым стандартами, выбор ее в качестве основы общей шкалы не целесообразен. В предлагаемую шкалу в качестве ведущей включена последовательность зон по аммонитам, установленная в Западной Европе. Она выполняет важную структурообразующую функцию определения объема ярусов, также первоначально выделенных в Европе. Однако прямое использование этой шкалы затруднено редкостью аммонитов на Русской платформе, почти полным их отсутствием в Западной Сибири и эндемичностью комплексов аммоноидей верхнего мела Дальнего Востока. Поэтому она дополнена шкалами по планктонным фораминиферам и известковому нанопланктону. Зоны по планктонным фораминиферам использованы из средиземноморской (тетической) шкалы в ее последнем варианте (Robaszynski et Caron, 1995; Premoli Silva et Sliter, 1995; Hart, 1999), поскольку к ним достаточно надежно привязаны границы магнитостратиграфических подразделений, хотя не все они уверенно

сопоставлены с аммонитовым стандартом. Крымско-Кавказская шкала Н.И. Маслаковой (1978), на отдельных интервалах близкая к тетической, в этом отношении проигрывает последней. Нельзя не отметить, что принятая здесь зональность по планктонным фораминиферам, по-видимому, может быть прямо прослежена на Северном Кавказе, Предкавказье и в Прикаспийской впадине.

Известковый нанопланктон чрезвычайно перспективен как практический инструмент для определения возраста местных и региональных стратонов Русской платформы и Северного Кавказа. В предлагаемой общей шкале использованы две зональности – средиземноморская (Perch-Nielsen, 1985) и океаническая (Roth, 1978). Именно сочетание двух зональных схем обеспечивает достаточно надежную увязку с зональным делением по планктонным фораминиферам.

В последние годы установлено, что стратиграфические диапазоны ряда видов-индексов известкового нанопланктона в средних широтах Северного полушария, где в основном расположена территория России, заметно отличаются от таковых в Средиземноморье и тропических районах океанических областей (Hardenbol et al., 1998). Это несколько усложняет ситуацию, но, учитывая недостаточную изученность нанопланктона северных районов, степень трудностей может быть существенно преувеличена.

Потенциал известкового нанопланктона совершенно недостаточно пока использован в Западной Сибири, особенно в ее южной части и на Дальнем Востоке. В последнем районе требует изучения опорный разрез верхнего мела Южного Сахалина на р. Найбе и разрезы Западной Камчатки. Они ранее были исследованы М.А. Пергаментом (1974) и охарактеризованы аммонитами.

В перспективе возможно дополнение шкалы зональностью по радиоляриям, которые особенно помогают решению стратиграфических проблем в северных районах России и там, где развиты глубоководные кремнистые толщи, то есть на Сахалине, Камчатке и в Корякии.

Следует подчеркнуть весьма высокий для стратиграфических построений потенциал таких групп ископаемой фауны, как иноцерамы и иглокожие, на что справедливо указывает Д.П. Найдин (1996). Более того, международными рабочими группами по коньяку, сантону и кампану лимитотипы границ первых двух ярусов предлагалось определять по появлению ряда видов иноцерамидных моллюсков, а кампана – по исчезновению морских лилий Marsupites. Тем не менее, эти уровни могут быть достаточно точно распознаны и в западно-европейской зональной шкале по аммонитам.

#### ОЛФЕРЬЕВ, АЛЕКСЕЕВ

#### Общая стратиграфическая шкала Магнитостратиграфическая шкала Суперзон Полярность Ортозонг Зона по Зона по Зона по Субзонг Система Подъяру no Van linte, 1973 планктонным нанопланктону нанопланктону Ornen Зона, ползона по аммонитам Крамо 1982 Apyc (Perch-Nielsen, 1985) (Roth, 1978) фораминиферам CC26 NC23 C29 C29R Anapachydiscus terminus Nephrolithus frequens Micula mura/Nephrolithus Верхний C30N frequens Abathomphalus CC25 C30 NC22 mayaroensis Anapachydiscus fresvillensis C30R Arkhangelskiella Lithraphidites quadratus cymbiformis NR среднеазиатская C3IN NC21 C31 Маастрихтски C3IR Pachydiscus epiplectus Lithraphidites praequadratus CC24 Gansserina Reinhardtites levis C32N gansseri CC23 NC20 C32R $\circ$ K<sub>2</sub>cp-Нижний C32N Globotruncana C32 aegyptiaca Pseudokossmaticeras tercense Tranolithus C32Rphacelosus Tetralithus trifidus 74.0 Globotruncanella havanensis Берингов (Beringov) Nostoceras hyatti Globotruncanita $\overline{CC2}$ C33N Quadrum trifidum Didymoceras donezianum calcarata K<sub>1</sub>a-K<sub>2</sub>cp Верхний CC21 NC19 Ouadrum nitidum Globotruncana Tetralithus aculeus ventricosa Bostrychoceras polyplocum CC20ž Ceratolithoides aculeus C33 CCI9 NC18 Кампанский Hoplitoplacenticeras marroti Calculites ovalis CC18 Globotruncanita Broinsonia parca C33R Меловая Верхний elevata Delawarella campaniensis Нижний Aspidolithus parcus Placenticeras bidorsatum CC17 NC17 83.5 Calculites obscurus Bepx Placenticeras Dicarinella Fetralithus obscurus - Micula Сантонский CC16 paraplanum asymetrica concava Placenticeras ucianorhabdus caveuxii polyopsis Нижа. Texanites CC15 Reinhardtites gallicus anthophorus 85.8 CC14 NC16 Broinsonia lacunosa K<sub>1</sub>a-K<sub>2</sub>st ep Micula Paratexanites serratomarginatus NC15 Cpeg. Gauthiericeras margae staurophora Коньякский Peroniceras tridorsatum Цжалал Dicarinella Marthasterites furcatus CCI3 concavata Нажн. Forresteria (Harleites) Marthasterites furcatus petrocoriensis 89.0 Subprionocyclus neptuni CC12 NC14 Bepx. Romaniceras Lucianorhabdus Kamptnerius magnificus deverianum maleformis Romaniceras Marginotruncana Collignoniceras Средний ornatissimum ссн sigali NC13 woollgari Romaniceras kallesi Меркантон (Mercanton) Гуронский Kamerunoceras turoniense C34 C34N Mammites nodosoides Helvetoglobot-Quadrum gartneri Micula staurophora Нижний runcana helvetica Watinoceras coloradoense Pseudaspidoceras flexuosum Watinoceras devonense 93.5 NC12 Gartnerago obliquum Nigericeras scotti CC10 Whiteinella Верхний Neocardioceras juddii archaeocretacea NCII Microrhabdulus Metoicoceras geslinianum decoratus

#### Таблица 1. Общая стратиграфическая шкала верхнего мела

Calycoceras guerangeri

Lithraphidites acutus

#### Таблица 1. Окончание

Общая стратиграфическая шкала									Mar	ы Сыр Сыр				
Currena	Отдел	Apyc	Подъярус	Зона, подзона	по аммонитам	Зона по планктонным фораминиферам	Зона по нанопланктону (Perch-Nielsen, 1985)	Зона по нанопланктону (Roth, 1978)	по Храмову. О 1982 В	no Van Hinte, 1973 55	Ортозона	Субзона	Полярность	Рациопогически возраст стратитра ческих подрадиеле по Веледета, 199
Меловая	ннё	Сеноманский	Нижний Средний	Alternacanthoceras jukesbrownei Acanthoceras rhotomagense Turrelites		Rotalipora cushmani Rotalipora reicheli				Nr				
	Bepx			Mantellicer Mantelliceras mantelli	as dixoni Mantelliceras Sharpeiceras schlueteri Neostlingoceras carcitanense	Rotalipora globotruncanoides	CC9 Eiffellithus turriseiffelii	NC 10 Eiffellithus turriseiffelii	Ŋ					98.9

#### ГРАНИЦЫ ЯРУСОВ И ЗОНАЛЬНАЯ ШКАЛА ПО АММОНИТАМ

#### Сеноман

В его составе традиционно выделяются три подъяруса. В качестве нижней границы Международная рабочая группа (Troger et Kennedy, 1996) выбрала появление среди планктонных фораминифер индекс-вида Rotalipora globotruncanoides Sigal и рекомендовала установить в разрезе Мон-Рису (Mont Risou) Прованса Франции лимитотип границы альба и сеномана. Этот уровень располагается в 6 м ниже первого появления аммонита Neostlingoceras carcitanense (Matheron), по которому определяется основание сеномана в Европе.

В данном проекте общей шкалы за нижнюю границу принята традиционная для типовой местности подошва зоны Mantelliceras mantelli. По предложению У.Дж. Кеннеди (Gale et al., 1996) эта зона разделена не на две, а на три подзоны (снизу **BBEDX**): Neostlingoceras carcitanense, Sharpeiceras schlueteri и Mantelliceras saxbii. Граница нижнего и среднего сеномана традиционно принята по смене слоев с Mantelliceras на напластования с первым появлением родов Acanthoceras и Cunningtoniceras. В схеме этот рубеж определяется по смене зоны Mantelliceras dixoni на зону Acanthoceras rhotomagense, хотя, по мнению А.А. Атабекяна (1994), Cunningtoniceras cunningtoni (Sharpe) появляется раньше, чем Acanthoceras rhotomagense (Brgt.). У.Дж. Кеннеди (Kennedy, 1995) считает появление обоих видов аммонитов одновременным. Лимитотип среднесеноманского подъяруса выбран в разрезе, вскрытом карьером Southerham Grey Quarry at Lewes (графство Сассекс, Англия), где ГСРТ установлено по первому появлению аммонита Cunningtoniceras interme (Perv.). В связи с тем, что на настоящий момент нет однозначного мнения о положении границы между средним и верхним сеноманом, она в предлагаемой схеме фиксируется так же, как и в страторегионе (Wright et al., 1984) по границе зон Alternacanthoceras jukesbrownei и Calycoceras guerangeri, хотя часть специалистов предлагает перенести ее либо в подошву первой, либо в кровлю второй из указанных зон (Tröger et al., 1996).

#### Турон

Наиболее существенным изменениям подверглась в последние годы позиция границы сеноманского и туронского ярусов. В Западной Европе (Англия, Северная Франция) она определялась сменой зоны Neocardioceras juddii на зону Watinoceras coloradoense в соответствии с решениями, принятыми на коллоквиумах 1976 и 1981 гг. (Robaszynski, 1983; Атабекян и др., 1986), впоследствии поддержанными Дж.М. Хэнкоком и У.Дж. Кеннеди на Первом международном симпозиуме по границам меловых ярусов в Копенгагене (Hancock, 1984; Kennedy, 1984). Однако рядом исследователей на этом рубеже в Европе предполагался значительный перерыв (Robaszynski, Amedro, 1980; Robaszynski, 1983), существование которого позднее подтвердилось. Поэтому для выбора ГСРТ в основании туронского яруса был предложен разрез Рок-Каньон (Rock Canyon Anticline), расположенный на р. Арканзас западнее г. Пуэбло в штате Колорадо, США. Здесь над зоной Neocardioceras juddii были выделены (Kennedy, Cobban, 1991) зона Nigericeras scotti, завершающая разрез сеномана, и вышележащие зоны – Watinoceras devonense, Pseudoaspidoceras flexuosum и Vascoceras birchbyi, принадлежащие самой нижней части турона. К настоящему времени описываемый разрез детально доизучен И. Валащиком и др. (Kennedy et al., 2000), а зоны Watinoceras devoniense и Pseudoaspidoceras flexuosum были включены в основание нижнего турона (Bengtson, 1996). Над последней зоной вместо предложенной У.Дж. Кеннеди и У.А. Коббаном зоны Vascoceras birchbyi была сохранена зона Watinoceras coloradoense, поскольку в разрезе Рок-Каньон Watinoceras coloradoense (Hend.) появляется одновременно с Vascoceras birchbyi Cobban et Scott в слое 97 (Kennedy, Cobban, 1991). Положение нижней границы туронского яруса в подошве зоны Watinoceras devonense, как оно фиксируется в разрезе Рок-Каньон, получило поддержку большинства членов Международной рабочей группы и представлено для утверждения в подкомиссию по меловой системе, поэтому нами предлагается и в общей шкале России закрепить ее на этом же уровне.

Вышележащая часть турона подразделена на зоны в соответствии с рекомендациями коллоквиума в Туроне (Robaszynski, 1983). Основание среднего турона следует определять по первому появлению аммонита Collignoniceras woollgari (Mant.), который в разрезе Пуэбло был найден в слое 120. Лимитотип подошвы верхнего турона Международной рабочей группой не предложен, и граница среднего и верхнего подъярусов проведена в соответствии с рекомендациями туронского коллоквиума (Bengtson, 1996) между зонами Romaniceras ornatissimum и Romaniceras deverianum.

#### Коньяк

Международная рабочая группа по коньякскому ярусу рекомендовала установить его нижнюю границу по первому появлению иноцерама Cremnoceramus rotundatus (sensu Tröger), а в качестве лимитотипа предложила основание слоя МК-47 в карьере Зальцгиттер-Зальдер (Salzgitter-Salder) близ Ганновера в Нижней Саксонии (Германия). В этом карьере в слое МК-47 отмечено экособытие Didymotis II и массовое появление Cremnoceramus waltersdorfensis waltersdorfensis (Andert). Этот же уровень определяется исчезновением аммонита Prionocyclus germari (Reuss), характерного для верхней части терминальной зоны турона, и появлением Forresteria petrocoriensis (Coq.) (Kauffman et al., 1996).

Коньякский ярус предложено делить на три подъяруса. И хотя ГСРТ для подъярусных границ пока не выбраны, тем не менее, их объемы довольно четко установлены. Средний подъярус определяется первым появлением иноцерамов Volviceramus koeneni (Müll.) или аммонитов Peroniceras tridorsatum (Schlüt.). Основание верхнего подъяруса предложено проводить по появлению иноцерамов Magadicerаmus subquadratus (Schlüt.) (Kauffman et al., 1996). Поэтому, в соответствии с представлениями Р. Марциновского и И. Валащика (Marcinowski et al., 1996) верхнеконьякский подъярус ограничен аммонитовой зоной Paratexanites serratomarginatus, а зона Gauthericeras margae, вопреки мнению У.Дж. Кеннеди (Kennedy, 1984), помещена в средний коньяк.

#### Сантон

Международная рабочая группа по установлению ГСРТ в подошве сантонского яруса, в связи с недостаточной биостратиграфической изученностью рассматриваемого интервала разреза, не пришла к определенным выводам, но большинством голосов рекомендовала устанавливать основание сантона по первому появлению иноцерамов Cladoceramus undulatoplicatus (Roem.). Этот рубеж, наряду с первым появлением аммонитов подрода Texanites (Texanites), был признан Первым симпозиумом по границам ярусов меловой системы наилучшим для установления границы коньяка и сантона, при этом появление обоих таксонов считалось практически изохронным (Birkelund et al., 1984). Однако в последние годы выяснилось, что в ряде регионов (Австрия, Германия, северная Испания, штат Техас в США) аммониты подрода Texanites (Texanites) в ассоциации с бореальными иноцерамами Sphenoceramus cardissoides (Goldf.) и S. pachti (Arkh.) появляются раньше, чем Cladiceramus undulatoplicatus (Roem.). На этом основании, опираясь на исследования в Мюнстерском бассейне Северной Вестфалии (Германия), У. Каплан и У.Дж. Кеннеди (Kaplan, Kennedy, 2000) рекомендовали аммонитовую зону Texanites pseudotexanus (=Texanites texanus) и соответствующую ей иноцерамовую зону Sphenoceramus cardissoides – S. pachti перенести в коньяк в качестве его терминального члена, а разрез сантона начинать с зоны Cladoceramus undulatoplicatus и изохронной ей аммонитовой зоны Kitchinites emshericus (табл. 2). Такой вариант нам представляется, по крайней мере, преждевременным, так как в Англии первые Cladoceramus undulatoplicatus (Roem.) встречены ниже Sphenoceramus cardissoides (Goldf.) и S. pachti (Arkh.). Во Франции и Испании над слоями с Magadiceramus subquadratus (Schlüt.) непосредственно залегают напластования с Cladoceramus undulatoplicatus (Roem.), а в Австрии (разрез Мюльбах) Cladoceramus undulatoplicatus (Roem.) и Texanites quinquenodosus (Redten.) встречены совместно (Tröger, Summesberger, 1994). Поэтому до проведения дополнительных исследований сантонский ярус в общей шкале, в соответствии со взглядами Дж.М. Хэнкока (Hancock, 1991) принят в объеме зоны Placenticeras polyopsis. Оставлено его двучленное деление, отвечающее подзонам Texanites gallicus и Placenticeras paraplanum, хотя международная рабочая группа считает более предпочтительным вариант с тремя подъярусами.

#### Кампан

Международная рабочая группа по кампанскому ярусу не определила окончательно позицию подошвы этого стратона, хотя была достигнута предварительная договоренность о совмещении ее с кровлей биозоны Marsupites testudinarius (Schloth.), которая, в принципе, должна совпадать с основанием зоны Placenticeras bidorsatum (Roem.), как это было предложено А. Гроссувром (de Grossouvre, 1901). В соответствии с представлениями этого исследователя, в составе кампанского яруса до последнего времени выделялись и вошли в предлагаемую общую шкалу два подъяруса и четыре зоны – Placenticeras bidorsatum, Delawarella campaniensis, Hoplitoplacenticeras marrotti и Bostrychoceras polyplocum, не-
Kaplan, Kennedy, 2000			Seitz, 1961; Tröger, 1989	Hancock, Gale, 1995	Schulz et al., 1984	Олферьев, Алексеев настоящая статья			Алексеев статья	Олферьев, Алексеев		
	pyc	Аммонитовые		_	Фаунистические	стра	Пр атигра	оект с фиче	общей ской шкалы	Фаунистически зоны		
Apyo	Подъяј	зоны Мюнстерского бассейна	Зоны по иноцерамам	Зоны по криноидеям	зоны разреза Lägerdorf (Германия)	ン ん は ろ の る の る の る の ろ の ち の ち ろ の ろ ろ の ち ろ ろ ろ ろ		на, подзона аммонитам	Восточно-Европейской платформы			
Кампанский	йинжин	Placenticeras bidorsatum	Sphenoceramus patootensiformis		lingua/quadrata granulata-quadrata	кампанский	нижний	P	lacenticeras bidorsatum	Belemnitella praecursor mucronatiformis		
	сний	Boehmoceras	(зона 29)	Marsupites testudinarius	supites dinarius granulata			Placenticeras	Sphenoceramus patootensis/Belemnitella			
	Bep	arculus	Saboroosaa	Uintacrinus socialis	socialis/granulata		Bep		paraplanum	praecursor praepraecursor		
ский	дний		ріппіformis (зона 28)		rogalae/westfalica – granulata	кий		centiceras polyopsis	Texanites			
нтон(					rogalae/westfalica							
Ű	ър.	Kitchinites emscheris	Cordiceramus cordiformis			ITOHC	сний					
			(30Ha 27)		coranguinum/westfalica	CaH				Texanites texanus/Sphenocera- mus cardissoides/ Belemnitella		
	инжин	Cladoceram undulatoplicz (зона 26)			pachti –		СИН	Pla	gaincus	propinqua propinqua		
коньякский		Texanites pseudotexanus	Sphenoceramus pachti (зона 25)		unduiatopheatus							
	ний											
	Bepxu	Paratexanites serratomarginatus	Magadiceramus subquadratus (зона 24)		bucailli/praewestfalica	коньякский	рагаtexanite конструктир Конструструктир Конструстир Конструстир Конструстир Конструстир Конструстир Конструстир Конструстир Конструстир Конструстир Конструстир Конструстир Конструстир Конструстир Конструстир Конструстир Констристир		aratexanites atomarginatus	Magadiceramus subquadratus		

Таблица 2.	Зональное расчленение сантонских отлог	жений в Европе. По К	Caplan et Kennedy, 2000 с добавлениями
------------	--	----------------------	--

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

том 10

**№** 3

2002

смотря на указания о существовании значительных гиатусов в европейских разрезах кампана (Hancock, 1991; Burnett, 1998 и др.). Более полно этот ярус, по данным У.Дж. Кеннеди и У.А. Коббана (Kennedy, Cobban, 1999), представлен в Северной Америке, где на Тихоокеанском побережье ими были выделены 22 местные аммонитовые зоны, корреляция которых с аквитанскими (именно там находится стратотипическая местность яруса) крайне затруднена. В довершение всего, в связи с предлагаемой фиксацией ГСРТ нижней границы маастрихтского яруса в разрезе Терси (Юго-Западная Франция) и резким омоложением границы кампанского и маастрихтского ярусов, в состав первого из них были включены еще две зоны – Didymoceras donezianum и Nostoceras hyatti (Blaszkiewicz, 1980; Hancock et al., 1993), которые, в дальнейшем, возможно, образуют третий – верхний подъярус.

#### Maacmpuxm

Наиболее сложной оказалась проблема определения нижней границы и расчленения маастрихтского яруса. На Первом симпозиуме в Копенгагене в качестве основания этого стратона рассматривались несколько уровней:

первое появление аммонитов Hoploscaphites constrictus (J. Sow.); первое появление аммонитов Pachydiscus neubergicus (von Hauer); подошва белемнитовой зоны Belemnella lanceolata; основание планктонной фораминиферовой зоны Globotruncana falsostuarti.

Кроме того, предлагались варианты проведения ярусной границы по исчезновению планктонных фораминифер Globotruncanita calcarata (Cushm.) или известковых нанофоссилий Quadrum trifidum (Stradn.) Prins et Perch-Nielsen. В довершение к этому в последнее десятилетие были высказаны предложения о совмещении нижнего рубежа маастрихта с появлением или, наоборот, исчезновением аммонитов Nostoceras hyatti (Steph.), либо с верхним пределом распространения вида Aspidolithus parcus constrictus (Stradn.) Наtt. среди известкового нанопланктона (Odin, 1996).

Однако независимо от того, какой из потенциальных стратиграфических уровней, фиксирующих положение подошвы маастрихтского яруса, будет выбран в качестве ГСРТ из числа разрезов, в которых представлялось возможным установить лимитотип последнего, сразу же пришлось исключить стратотипические разрезы кампана и маастрихта. В классических обнажениях департамента Шаранта Аквитании (Северо-Западная Франция) – в типовом регионе кампанского яруса – маастрихт до сих пор не установлен (Атабекян и др., 1986), а в стратотипе маастрихта – карьере ENCI близ г. Маастрихт (пров. Лимбург на юге Голландии) – последний представлен лишь своей верхней частью, залегающей со значительным перерывом на сохранившихся фрагментах напластований кампанского возраста. Здесь "туфовый мел Маастрихта" или формация Маастрихт (Maastricht formation) принадлежат только верхнему подъярусу (зонам Belemnitella junior и Neobelemnella kazimiroviensis) общей шкалы России. Подстилающие его маломощные слои "гюльпенского мела" (Gulpen formation) большей своей частью также принадлежат верхнему маастрихту и только в их низах установлены нижнемаастрихтские белемниты зоны Belemnella occidentalis (=Belemnella sumensis). Поэтому в качестве потенциальных для выбора ГСРТ искусственных и естественных обнажений предлагались в Бореальном поясе карьер Кронсмоор (Kronsmoor) в низовьях р. Эльбы на севере Германии, тетические разрезы в Баскской провинции Зумайя (Zumaya) в Испании и Бидар (Bidart) во Франции, а также в Тунисе, на Апеннинах (Италия) и на юго-западе Франции (Терси в провинции Landes). Из всех предложенных разрезов наиболее перспективным оказался последний из вышеперечисленных. Он охарактеризован всеми основными группами макрофауны (за исключением белемнитов), которые могут быть использованы для корреляции с Бореальной областью. Фораминиферы и нанопланктон в этом разрезе отличаются худшей степенью сохранности, по сравнению с таковыми из глубоководных отложений, но все же поддаются определению. В результате голосования, которое было проведено 15 октября 1995 г. – через месяц после завершения Брюссельского симпозиума, разрез Терси был рекомендован для установления стратотипа нижней границы маастрихта. Ее предложено провести в основании пачки N<sub>3</sub> в непосредственной близости от того уровня, где был найден первый экземпляр Pachydiscus neubergicus (von Hauer). Изучавшие последовательность напластований в Терси Дж.М. Хэнкок и др. (Hancock et al., 1993) совместили эту границу с рубежом зон Nostoceras hyatti u Pachydiscus epiplectus. Однако вид-индекс первой зоны в разрезе Терси не был встречен в пачках M, N<sub>1</sub> и N<sub>2</sub>, которые были включены цитируемыми исследователями в зону Nostoceras hyatti (s.l.). Этот факт позволил П.Д. Варду и др. между зонами Nostoceras hyatti (s.s.) и Pachydiscus epiplectus выделить зону Pseudokossmaticeras tercense (Ward, Kennedy, 1993; Hancock et Kennedy, 1993; Kennedy et Hancock, 1993). Ими в разрезе Терси снизу вверх была установлена следующая последовательность зон: Pseudokossmaticeras tercense, Pachydiscus epiplectus, Anapachydiscus fresvillensis и A.terminus (табл. 3). Эти зоны и включены нами в общую шкалу маастрихтского яруса.

В отличие от всех цитируемых авторов, которые начинали маастрихт с зоны Pachydiscus neubergicus или коррелятной ей зоны Pachydiscus epiplectus (оба зональных аммонита в разрезе Терси появляются в пачке N<sub>3</sub>), нами за нижнюю границу маастрихта принято основание зоны Pseudokossmaticeras tercense и, соответственно, кровля зоны

Северная Аквитания Kennedy, 1986		Север Южн (Бисі Ward	ная Испания, ая Франция кайский р-н) l et Kennedy, 1993	م H	ранция Тер Hancock et ancock et Ke	эси, Ланды. al., 1993, ennedy, 1993	Северная Испания, Наварра. Küchler, 2000	Польша, среднее течение Вислы. Blaszkiewicz, 1980; Kennedy et al., 1992	Северная Германия, нижняя Саксония. Küchler, 2000	Северная Германия, Ernst et al., 1979 Schulz, 1985		Восточно- Европейская платформа. Олферьев, Алексеев		
				Pachydiscus epiplectus	Маастрихт	Расhydiscus epiplectus 1993 N <sub>3</sub> -O Pachydiscu Pachydiscu Pachydiscu Pachydiscu Pachydiscu Pachydiscu Pachydiscu	Pachydiscus neubergicus Pachydiscus epiplectus	Belemnella		Belemnella		Belemnella sumensis		
Пачки по Г.Арно			Maac	Pseudokos- smaticeras tercense	ипан	Pseudokos- smaticeras tercense	M, N <sub>1</sub> , N <sub>2</sub>	?	lanceolata			nceolata	Belemnella lanceolata	
				ерхний кал	Nostoceras	G, H, J, K, L	Nostoceras	Nostoceras	?	Micr mensis	aster grim- – Cardiaster	Belemnitella licha- rewi/Micraster grimmensis		
				B	nyatti		nyatti	nyatti		granulosus		Belemnitella langei najdini/Micraster grimmensis		
	ceras um	Q			I	•	•	Didymoceras archiacianum	Didymoceras archiacianum	Hoploscaphites	Bel	emnitella langei	Belemnitella langei langei/Didymoceras donezianum	
	strychoc	Ρ.						Trachyscaphites pulcherrimus	Bostrychoceras	Jeletzkytes compressus polyplocum		rychoceras yplocum	Belemnitella langei minor/Bostry-	
мпан	Bo	* 3						Bostrychoceras polyplocum	polyplocum	Bostrychoceras polyplocum	Jeletzkyt Belem	tes compressus nitella minor	choceras polyplocum	
Верхний ка	Hoplitoplacen- ticeras marroti							Pseudoxibeloceras phaleratum	Pseudoxi-	Pseudoxi- beloceras phaleratum	phites er	Galerites roemeri		
		P <sub>3</sub>						Trachyscaphites	beloceras phaleratum	Trachyscaphi- tes spiniger	achyscal spinig	Patagiosites stobaei	Hoplitoplacenticeras coesfeldiense/Be- lemnitella mucronata	
								spiniger		Patagiosites stobaei	Tr	Galeola basiplana	mucronata	
								Hoplitoplacen- ticeras marroti	?	Hoplitoplacen- ticeras spp.	Echinoc Belemi	orys conica – nitella senior		

Таблица 3. Зональное расчленение верхнекампанских и нижнемаастрихтских отложений Западной Европы. По Т. Küchler, 2000, с изменениями

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

том 10

**№** 3

2002

Nostoceras hyatti (s.s.). При таком положении она будет примерно соответствовать основанию "русского маастрихта" в понимании А.Д. Архангельского, который начинал его по появлению белемнитов из группы Belemnella lanceolata, что согласуется с мнением Д.П. Найдина (1996, с. 52). Однако этот стратиграфический уровень располагается выше принятой в настоящее время в России нижней границы маастрихтского яруса, установленной в соответствии с ранними взглядами Ю.А. Елецкого (Jeletzky, 1948), от которых он впоследствии отказался (Jeletzky, 1958), – в основании акмезоны Belemnella licharewi (Найдин и др., 1984). Зона Belemnella licharewi соответствует по бентосным фораминиферам зоне Angulogavelinella gracilis (Найдин и др., 1984), которой, в свою очередь, по данным В.Н. Беньямовского и Л.Ф. Копаевич (Beniamovskii, Kopaevich, 1998), на западе Европы отвечает зона Bolivinoides peterssoni – Globorotalites hiltermanni, располагающаяся (по Schonfeld, Barnett, 1991) в верхней части терминальной зоны верхнего кампана (Micraster grimmensis – Cardiaster granulosus) Германии, и на этом основании зона Belemnella licharewi нами сопоставляется с верхней частью аммонитовой зоны Nostoceras hyatti (табл. 3).

Следует особо отметить, что в Брюсселе на заседании Маастрихтской рабочей группы Подкомиссии меловой стратиграфии МСК 13 сентября 1995 г. в результате трехступенчатого голосования большинство голосов (28 за, 8 против при 5 воздержавшихся) было отдано за фиксацию ГСРТ в подошве аммонитовой зоны Pachydiscus neubergicus. Однако ее распознавание в Бореальной провинции чрезвычайно сложно, что подтверждают исследования В.К. Кристенсена с соавторами (Christensen et al., 2000), которые попытались протрассировать ее по морским ежам рода Echinocorys от разреза Терси через Норфолк Англии, Кронсмоор северо-западной Германии, Данию и Польшу к Львовской впадине Украины. Выяснилось, что достоверно присутствие Pachydiscus neubergicus (Hauer) зафиксировано только в зоне Belemnella sumensis Европейской палеобиогеографической области (Австрия, Дания). Появление этого вида на более низких уровнях – в долине Вислы и в Нагорянах (Львовская впадина) – внутри зоны Belemnella lanceolata только предполагается, и потому корреляция разреза Терси с классическими разрезами Бореальной провинции весьма проблематична.

В предложенном нами варианте, где нижняя граница маастрихта располагается в основании зоны Pseudokosssmaticeras tercense нижележащие зоны – Nostoceras hyatti и Didymoceras donezianum – отнесены к кампанскому ярусу, наращивая над зоной Bostrychoceras polyplocum его терминальную часть. Маастрихтский ярус в соответствии с рекомендациями рабочей группы, подразделяется на два подъяруса, граница между которыми устанавливается в основании зоны Anapachydiscus fresvillensis.

#### ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ

ОЛФЕРЬЕВ, АЛЕКСЕЕВ

Зональность по планктонным фораминиферам была разработана М. Карон (Caron, 1985), а затем уточнена и детализирована Ф. Робашинским и М. Карон (Robaszynski, Caron, 1995). Ее применение пространственно ограничено Средиземноморской провинцией, но она пригодна и для сеноман-туронского интервала в Бореальном поясе. Существенно важным аспектом этой шкалы является тот факт, что именно к ней надежно привязаны магнитостратиграфические подразделения и точки с определением изотопного возраста ярусных границ. Привязка зональных подразделений к аммонитовой шкале выполнена Ф. Робашинским и скорректирована по материалам последних исследований (Hardenbol et al., 1998).

Основание зоны Rotalipora globotruncanoides, по которому рабочая группа предлагает установить ГСРТ для нижней границы сеномана, в эталонном разрезе Мон-Рису фиксируется всего лишь на 6 м ниже первого появления Mantelliceras mantelli (Sow.), по которому нами принята подошва сеномана (Troger, Kennedy, 1996). Нижняя граница вышележащей зоны Rotalipora reicheli по Ф. Робашинскому и М. Карон (Robaszynski, Caron, 1995) располагается чуть выше основания среднего сеномана и примерно ограничена аммонитовой подзоной Turrilites costatus (Hardenbol et al., 1998). Биозона Rotalipora cushmani по данным тех же исследователей прослежена до второй половины аммонитовой зоны Metoicoceras geslinianum верхнего сеномана Бореальной области. Вышележащая зона Whiteinella archaeocretacea ограничена снизу исчезновением вида-индекса подстилающей зоны, а сверху – первым появлением Helvetoglobotruncana helvetica (Bolli). Последнее событие в разрезе сеномана и турона близ Пуэбло (США) зафиксировано внутри аммонитовой зоны Watinoceras devonense (Bengtson et al., 1996). Биозона Helvetoglobotruncana helvetica отвечает нижнему и частично среднему турону вплоть до середины аммонитовой зоны Romaniceras kallesi (Hardenbol et al., 1998). При этом  $\Phi$ . Робашинский и М. Карон (Robaszynski, Caron, 1995) указывают на присутствие редких примитивных представителей вида-индекса и в нижележащих отложениях, начиная с зоны Rotalipora cushmani. Зона Marginotruncana sigali ограничена снизу зоной Helvetoglobotruncana helvetica и, соответственно, серединой зоны Romaniceras kallesi аммонитовой шкалы, а сверху первым появлением Dicarinella concavata, которое соотносится с основанием аммонитовой зоны Romaniceras deverianum (Robaszynski et Caron, 1995).

Положение верхней границы вышележащей зоны Dicarinella concavata является дискуссионным. Ф. Робашинский и М. Карон (Robaszynski, Caron, 1995) помещают ее несколько выше основания нижнего сантона. Аналогично поступает М. Ваграйх (Wagreich, 1992), установивший в австрийском классическом разрезе Гозау (Северные Известняковые Альпы) появление первых Dicarinella asymetrica (Sigal), которые являются видоминдексом вышележащей зоны, выше находок сантонских аммонитов Texanites quinquenodosus (Redten.). В то же время в южных и западных Карпатах граница зон Dicarinella concavata и Dicarinella asymetrica опускается в основание среднего коньяка (Melinte, 1999). Рабочая группа по сантонскому ярусу констатировала присутствие ассоциации Sigalia defloensis (Sigal), S. carpathica Salaj и Dicarinella asymetrica (Sigal) над подошвой сантона (Kauffman et al., 1996), и поэтому нами выбран вариант Ваграйха, Робашинского и Карон.

Верхняя граница распространения Dicarinella asymetrica (Sigal) paнee (Caron, 1985) совмещалась с подошвой кампанского яруса. Позднее М. Ваграйх (Wagreich, 1992) доказал сонахождение в разрезе Гозау зонального вида-индекса с раннекампанскими аммонитами Placenticeras bidorsatum (Roem.), на основании чего нижняя граница вышележащей зоны Globotruncanita elevata была перемещена в середину нижней зоны кампанского яруса. Положение подошвы следующей зоны Globotruncana ventricosa до настоящего времени точно не сопоставлено с аммонитовой шкалой и, вслед за Ф. Робашинским и М. Карон, она условно помещена несколько выше первого появления Bostrychoceras polyplocum (Roem.), а ее кровля зафиксирована над основанием аммонитовой зоны Dydimoceras donetzianum. Зона Globotruncanita calcarata, изохронная зоне CC22 по нанопланктону, отвечает самым низам зоны Nostoceras hyatti в разрезе Терси в ее широком понимании или верхней части зоны Didymoceras donezianum Польши (Blaszkiewicz, 1980; Hancock et al., 1993). Верхняя граница этой зоны отвечает подошве аммонитовой зоны Nostoceras hyatti. Вышележащая зона Globotruncanella havanensis ограничена сверху появлением вида-индекса следующей зоны – Globotruncana aegyptiaca, которое зафиксировано в нижней части аммонитовой зоны Pseudokossmaticeras tercense (Bralower et al., 1995; Burnett, 1998). В верхней части последней трассируется основание зоны Gansserina gansseri по планктонным фораминиферам. И, наконец, подошва самой высокой зоны Abathomphalus mayaroensis примерно отвечает границе нижнего и верхнего маастрихта, располагаясь в нижней части последнего.

#### Известковый нанопланктон

Для известкового нанопланктона в общую шкалу включены две параллельные схемы – океаническая П. Рота (Roth, 1978) и средиземноморская К. Перч-Нильсен (Perch-Nielsen, 1985). В основу последней положена детализированная зональная схема У. Сисинха (Sissingh, 1978), разработанная им для Европы и Туниса. В настоящее время общепризнанной считается схема У. Сисинха, который в верхнем мелу выделил 17 зон (СС10–СС26). Однако схема П. Рота ценна тем, что к его верхнемеловым зонам (NC10–NC22), сгруппированным в океанские ярусы (которые, по мнению этого исследователя, значительно полнее традиционных континентальных ярусов) привязана эталонная магнитостратиграфическая шкала разреза Губбио (Италия). Сопоставление шкал У. Сисинха и П. Рота выполнено К. Перч-Нильсен (Perch-Nielsen, 1985). Ею же установлено соотношение выделенных зон и подзон с подразделениями аммонитовой шкалы, в которое нами внесены дополнительные поправки по работам, опубликованным в последние годы (Wagreich, 1987; Schönfeld et Burnett, 1991; Wagreich, 1992; Burnett et al., 1992; Hancock et al., 1993; Premoli Silva et Sliter, 1995; Hardenbol et al., 1998; Burnett, 1998).

Несмотря на широчайшее применение зональных схем по известковому нанопланктону, их использование имеет существенные ограничения, которые стали очевидны лишь в последнее время. Эти ограничения связаны со значительными изменениями стратиграфических диапазонов одних и тех же видов на различных палеоширотах. Обычно холодноводные формы появляются на севере раньше и исчезают позднее по сравнению с тепловодными, хотя бывают и иные соотношения.

Основание сеномана не совпадает с границей зон по известковому нанопланктону. В нижнюю часть сеномана заходит верхняя половина зоны СС9 Eiffellithus turriseiffelii, причем ее верхняя граница располагается несколько выше рубежа нижнего и среднего сеномана (Hardenbol et al., 1998). Остальной части сеномана соответствует зона СС10 Microrhabdulus decoratus, которая завершается чуть ниже его границы с туроном. В разрезе Рок-Каньон США она фиксируется в верхней части зоны Nigericeras scotti (Bengtson et al., 1996; Hardenbol et al., 1998).

Турону принадлежат две зоны: CC11 Quadrum gartneri, которая охватывает нижний и частично средний турон вплоть до середины аммонитовой зоны Romaniceras ornatissimum (Hardenbol et al., 1998), хотя Дж. Барнет (Burnett, 1998) опускает ее верхнюю границу в основание среднего турона. Вышележащая зона CC12 Lucianorhabdus maleformis отвечает верхам среднего и почти полному объему верхнего турона и имеет верхнее ограничение (Hardenbol et al., 1998) в терминальных слоях аммонитовой зоны Subprionocyclus neptuni. Следует подчеркнуть, что такое положение верхнего рубежа зоны СС12 не является общепринятым. Так, У. Сиссинх (Sissingh, 1978) и К. Перч-Нильсен (Perch-Nielsen, 1985) помещают его несколько выше основания коньякского яруса, в то время как Дж. Барнет (Burnett, 1998) опускает его в основание аммонитовой зоны Romaniceras ornatissimum среднего турона. Мы придерживаемся первого варианта.

Зона CC13 Marthasterites furcatus в Бореальной области и в предлагаемой нами схеме в основном отвечает аммонитовой зоне Forresteria petrocoriensis или нижнему коньяку. В тетической же области ее стратиграфический объем гораздо шире – нижний и средний коньяк. В Австрии (Гозау) объем зоны отвечает двум нижним аммонитовым зонам коньякского яруса (Wagreich, 1992). В Карпатах (Melinte, 1999) зона CC13 установлена в самой верхней части верхнего турона и в нижнем коньяке, что практически полностью совпадает с предложенной нами корреляцией.

Зона CC14 Micula staurophora в Бореальной области отвечает среднему и верхнему коньяку, и, кроме того, заходит в базальную часть нижнего сантона (Perch-Nielsen, 1985; Burnett, 1998).

Зона CC15 Reinhardtites anthophorus охватывает нижний сантон без терминальной части последнего. Ее верхняя граница совпадает с основанием зоны Dicarinella asymetrica по планктонным фораминиферам (Hardenbol et al., 1998).

Зона CC16 Lucianorhabdus cayeuxii охватывает верхнюю часть нижнего и нижнюю часть верхнего сантона (Wagreich, 1992; Hardenbol et al., 1998).

Зона СС17 Calculites obscurus первоначально (Sissingh, 1978) была отнесена к сантону, но К. Перч-Нильсен (Perch-Nielsen, 1985) переместила ее в основание кампана. Как выяснилось позже (Wagreich, 1992), зона СС17 охватывает пограничные слои сантона и кампана, что подтверждается находками в Австрийских Альпах сантонских – Placenticeras polyopsis (Dujard.) и кампанских – Placenticeras bidorsatum (Roem.) аммонитов соответственно в ее нижней и верхней частях.

Зона CC18 Aspidolithus parcus начинается в зоне Placenticeras bidorsatum нижнего кампана (Wagreich, 1992; Hancock, Gale, 1996) чуть выше подошвы зоны Globotruncanita elevata по планктонным фораминиферам (Wagreich, 1992). На этот же уровень помещает основание границы рассматриваемой зоны и К. фон Салис (Hardenbol et al., 1998) в Тетисе, но в Бореальной области она опускается ею до подошвы верхнего сантона при трехчленном делении последнего. Положение верхней границы зоны СС18 точно не установлено. М. Ваграйх (Wagreich, 1992) намечает ее внутри нижнего кампана и зоны Globotruncanita elevata по планктонным фораминиферам, а К. фон Салис (Hardenbol et al., 1998) совмещает ее в Тетической области с границей нижнего и верхнего кампана. Нами принят первый вариант.

Зона СС19 Calculites ovalis охватывает самые верхи нижнего кампана (терминальные слои аммонитовой зоны Delawarella campaniensis), аммонитовую зону Hoplitoplacenticeras marroti верхнего кампана и заходит в основание зоны Bostrychoceras polyplocum. Ее кровля располагается выше основания зоны Globotruncana ventricosa по планктонным фораминиферам (Hardenbol et al., 1998).

Зона СС20 Ceratolithoides aculeus по данным Дж. Барнет (Hancock et al., 1993) и К. фон Салис (Hardenbol et al., 1998) в Тетическом поясе отвечает нижней части аммонитовой зоны Bostrychoceras polyplocum и фораминиферовой зоне Globotruncana ventricosa. Нами принят именно этот вариант корреляции, поскольку положение верхней границы рассматриваемой зоны, равно как и объем зоны CC21 в Бореальном поясе до настоящего времени достаточно надежно не определены.

Зона CC21 Quadrum nitidum прослеживается от середины зоны Bostrychoceras polyplocum до нижней части зоны Didymoceras donezianum (Hardenbol et al., 1998). Ее верхняя граница почти совпадает с основанием зоны Globotruncanita calcarata по планктонным фораминиферам.

Зона CC22 Quadrum trifidum, по данным Дж. Барнет (Hancock et al., 1993), отвечает верхней части зоны Didymoceras donezianum аммонитовой шкалы и по объему полностью совпадает с зоной Globotruncanita calcarata по планктонным фораминиферам (Hardenbol et al., 1998).

Зона CC23 Tranolithus phacelosus охватывает пограничные слои кампана и маастрихта. Она принадлежит зонам Nostoceras hyatti (кампан) и Pseudokossmaticeras tercense (маастрихт) и коррелируется с зонами Globotruncanella havanensis, Globotruncana aegyptiaca и нижней частью зоны Gansserina gansseri (Caron, 1985; Bralower et al., 1995; Hardenbol et al., 1998). Дж. Барнет (Burnett, 1998) условно совмещает кровлю зоны СС23 с основанием зоны Pachydiscus epiplectus. В составе рассматриваемой зоны выделяются две подзоны -СС23а и СС23b, граница между которыми определяется по исчезновению Aspidolithus parcus (Stradn.) Noel и располагается внутри аммонитовой зоны Pseudokossmaticeras tercense – несколько ниже кровли зоны Globotruncana aegyptiaca по планктонным фораминиферам.

Зона СС24 Reinhardtites levis, по последним данным (Burnett, 1998), принадлежит зоне Pachydiscus epiplectus. К. фон Салис (Hardenbol et al., 1998) предполагает, что данный возрастной диапазон валиден только для тетической области, в бореальном поясе она может захватывать и нижнюю часть аммонитовой зоны Anapachydiscus fresvillensis. Последней отвечает зона СС25 Arkhangelskiella cymbiformis (Hardenbol et al., 1998; Perch-Nielsen, 1985), в которой выделяются три подзоны: СС25а – по исчезновению Reinhardtites levis Prins et Siss., СС25b – по появлению Lithraphidites quadratus Braml. et Mart. и СС25с – по появлению Micula murus (Mart.) Bukry.

Завершает разрез верхнего мела зона СС26 Nephrolithus frequens, принадлежащая верхней части зоны Anapachydiscus fresvillensis и зоне Anaраchydiscus terminus (Hardenbol et al., 1998). Видиндекс зоны СС26 является холодноводным таксоном, поэтому в более высоких широтах южного и северного полушарий он появляется значительно раньше указанного выше уровня, что затрудняет корреляцию.

#### ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ШКАЛА

Эталон магнитостратиграфической шкалы верхнего мела разработан на основе классического разреза Губбио в центральной Италии, где в ущелье реки Боттачионе на участке между Губбио и Шегтия обнажена толща гемипелагических осадков от апта до эоцена включительно. Ее палеомагнитное изучение выполнено группой У.В. Альваpeca (Alvarez et al., 1977). Созданная этими исслепователями магнитостратиграфическая шкала была привязана к зональным схемам по планктонным фораминиферам тропической зоны и известковому нанопланктону (Monechi, Thierstein, 1985; Premoli Silva et al., 1977). В последующем расчленение разреза Губбио по планктонным фораминиферам было в значительной степени уточнено и детализировано И. Премоли Сильвой и У.В. Слайтером (Premoli Silva, Sliter, 1995), особенно в сантон-маастрихтском интервале, что позволило этим исследователям ревизовать сушествовавшие к тому времени представления о корреляции зональных схем по планктонным фораминиферам и известковому нанопланктону между собой, а также с подразделениями палеомагнитной шкалы и скорректировать их взаимоотношения. Последние авторы использовали комбинированную зональную схему по нанопланктону, в которой для сеноман-сантонского интервала была применена шкала У. Сисинха, а для кампана и маастрихта – П. Рота. По существу эта же магнитостратиграфическая шкала приведена в капитальных трудах "Геохронология, временная шкала и глобальная стратиграфическая корреляция" (Bralower et al., 1995; Gradstein et al., 1995) и "Мезо-кайнозойский секвентно-хроностратиграфический каркас Европейского бассейна" (Hardenbol et al., 1998).

Большая часть верхнего отдела принадлежит нормально намагниченной субзоне C34N (апт-сантон), которая, по мнению Я. Ван-Хинте (Van Hinte, 1976), завершает суперзону Меркантон (Mercanton) верхнемелового спокойного поля прямой полярности. Перемена полярности (граница субзон C34N и C33R) совпадает с рубежом фораминиферовых зон Dicarinella asymetrica и Globotruncanita elevata, который ранее сопоставлялся с границей сантона и кампана. Как указывалось нами, смена комплексов планктонных фораминифер происходит выше первого появления раннекампанских аммонитов Placenticeras bidorsatum (Roem.), и, поэтому, верхняя граница суперзоны Меркантон располагается несколько выше основания кампанского яруса. Однако, есть и другая точка зрения: в юго-восточной Англии смена полярности зафиксирована в слоях с Uintacrinus socialis, то есть в терминальной части верхнего сантона (Hancock, Gale, 1996). В то же время в этом регионе соотношение субзон C34N и C33R с зонами по планктонным фораминиферам и нанопланктону не изучено.

Субзона обратной полярности СЗЗВ по своему стратиграфическому объему отвечает зоне Globotruncanita elevata по планктонным фораминиферам, ее верхнее ограничение совпадает с основанием зоны Globotruncana ventricosa (Premoli Silva, Sliter, 1995; Robaszynski, Caron, 1995). Вышележащая субзона прямой полярности (СЗЗN), по данным тех же исследователей, коррелируется с зонами Globotruncana ventricosa, Globotruncanita calcarata и Globotruncanella havanensis, несколько не доходя до кровли последней. А.Н. Храмов и др. (1982) включают ортозону СЗЗ в терминальную часть гиперзоны Джелал (апт-кампан), а Я. Ван Хинте (Van Hinte, 1976) относит ее к основанию суперзоны Берингов (Beringov) кампан-четвертичного возраста.

Ортозона C32 состоит из двух субзон обратной намагниченности (C32R<sub>2</sub> и C32R<sub>1</sub>), сопряженных с двумя субзонами прямой полярности (C32N<sub>2</sub> и C32N<sub>1</sub>). Нижняя часть этой ортозоны принадлежит терминальным слоям зоны Globotruncanella havanensis и зоне Globotruncana aegyptiaca, а верхняя – нижней части зоны Gansserina gansseri по планктонным фораминиферам. Граница между последними фиксируется в верхней части субзоны C32N<sub>2</sub>. С основания ортозоны C32 А.Н. Храмов с соавторами начинают Среднеазиатскую гиперзону (маастрихт-квартер).

Ортозона C31 представлена субзонами обратной (C31R) и прямой (C31N) полярности. Первая из них принадлежит верхней части зоны Gansserina gansseri, а вторая – Abathomphalus mayaroensis.

Ортозона C30 также характеризуется двучленным строением, но в ее нижней субзоне обратной полярности (C30R) фиксируется эпизод прямой полярности, не отраженный по условиям масштаба в магнитостратиграфической шкале. Заканчивается маастрихтский ярус нижней половиной субзоны C29R. Эта часть разреза, как и ортозона C30, отвечает зоне Abathomphalus mayaroensis по планктонным фораминиферам.

В последнее время появляются публикации, в которых приводятся данные о существовании интервалов обратной полярности внутри меловой суперзоны прямой полярности (Tarduno et al., 1992; Барабошкин и др., 1997), однако, на данной стадии изученности включение их в палеомагнитную шкалу представляется нам преждевременным.

#### ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА

Геохронологическая шкала заимствована из последних работ Ф.М. Градштейна (Gradstein et al., 1995, 1999) и Я. Харденбола (Hardenbol et al., 1998). Ее калибровка проведена с помощью аргон-аргонового метода определения изотопного возраста (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) по санидину из бентонитовых прослоев в разрезах верхнего мела Внутреннего Запада США и распространена на Европейский континент путем детальной корреляции по аммонитам, предложенной У.А. Коббаном (Cobban, 1993), Д.Д. Обрадовичем (Obradovich, 1993), Дж.М. Хэнкоком и Ф. Амедро (Gradstein et al., 1999) и Д.Ф. Гиксом (Hicks, 1993). Единственное изменение, касающееся рубежа кампана и маастрихта, обусловлено различными объемами этих ярусов в Северной Америке и на Русской платформе. В соответствии с рекомендованной Первым международным симпозиумом (Копенгаген) границей между кампаном и маастрихтом в основании зоны Belemnella lanceolata с последней была скоррелирована граница между зонами Globotruncanita calcarata и Globotruncanella havanensis в разрезе Губбио (Bralower et al., 1995). Этот рубеж по палеомагнитным данным был выявлен на Внутреннем Западе США (Cande et Kent, 1992), где его радиологический возраст был оценен в 74.5 млн. лет (Gradstein et al., 1995). Поскольку в рассматриваемой общей шкале граница между кампаном и маастрихтом проведена внутри зоны Globotruncanella havanensis, продолжительность которой оценивается в 1.2 млн. лет (Hardenbol et al., 1998), нами возраст основания маастрихта условно принят равным 74.0 млн. лет. В предлагаемом Градштейном (Gradstein et al., 1995, 1999) варианте положения этой границы в подошве североамериканской зоны Васиlites eliasi, которую он соотносит с основанием зоны Pachydiscus neubergicus Европы, ее возраст оценивается этим исследователем в 71.3 млн. лет. Принятые нами датировки границ ярусов верхнего мела несущественно отличаются от рекомендованных МСК России значений (Рублев, 2000).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Охарактеризованная выше шкала, на наш взгляд, является достаточно надежным инструментом, чтобы к ней можно было бы прямо или косвенно привязать региональные шкалы основных областей развития морских верхнемеловых отложений на территории России: Русской платформы, Сев. Кавказа, Зап. Сибири и Дальнего Востока. Вместе с тем, она может и должна уточняться по мере накопления новых данных. Вопервых, некоторые изменения неизбежны при окончательном утверждении стратотипов ярусных границ по результатам деятельности международных групп. Для меловой системы, в отличие от ряда других, несомненна целесообразность полного единообразия в понимании ярусных границ. Поэтому после их ратификации Международным союзом геологических наук может потребоваться корректировка общей шкалы России. Во-вторых, развитие и расширение работ по известковому нанопланктону может указать на некоторые неточности в принятой здесь корреляции зональных последовательностей. Нельзя исключить также появление новых данных по верхнемеловым аммонитам Русской платформы, целенаправленные сборы которых давно не проводились.

Несмотря на отмеченные выше моменты, общая шкала верхнего отдела меловой системы

представляется совершенно необходимым инструментом стратиграфической практики, появления которого так давно ждут геологи России.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атабекян А.А. Зональные подразделения сеномана Евразии // Зональные подразделения и межрегиональная корреляция палеозойских и мезозойских отложений России и сопредельных территорий. Кн. 2. Мезозой. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1994. С. 126–150.

Атабекян А.А., Богданова Т.Н., Друщиц В.В. и др. История становления меловой системы и стратотипы ярусов // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 14–38.

Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Еремин В.Н. Био- и магнитостратиграфия альба в разрезе Акуша (Дагестан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 3. С. 41–51.

Герасимов П.А., Мигачева Е.В., Найдин Д.П., Стерлин Б.П. Юрские и меловые отложения Русской платформы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. 196 с.

Гладенков Ю.Б. Проблема детализации стратиграфических схем на фоне современных тенденций развития стратиграфии // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 9–20.

Горбачик Т.Н., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П. О границе альба и сеномана в Юго-Западном Крыму // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 5. С. 52-64.

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.

Корень Т.Н., Бугрова Э.М., Гаврилова В.А. и др. Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 166 с.

Маслакова Н.И. Глоботрунканиды юга европейской части СССР. М.: Наука, 1978. 166 с.

Найдин Д.П. Границы ярусов меловой системы: международный симпозиум (Брюссель, 1995) // Бюл. МО-ИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 4. С. 41–56.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела Европейской палеобиогеографической области // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1984. № 5. С. 3–15.

Пергамент М.А. Биостратиграфия и иноцерамы сенона (сантон-маастрихт) Тихоокеанских районов СССР // Тр. ГИН АН СССР. 1974. Вып. 260. 267 с.

Рублев А.Г. Шкала геологического времени фанерозоя // Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. С. 84–94.

Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.

Alvarez W., Arthur M.A., Fischer A.G. et al. Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. V Type section for the Late Cretaceous-Paleocene geomagnetic reversal time scale // Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. V. 88. P. 383-389.

Bengtson P. The Turonian Stage and substage boundaries // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1996. V. 66. Supplement. P. 69-79.

Beniamovskii V.N., Kopaevich L.F. Benthic foraminiferid zonation in the Late Santonian-Maastrichtian of the European paleobiogeographical area (EPA) // Zbl. Geol. Paläontol. Teil. 1. 1998. H. 1112. P. 1149–1161. Birkelund T., Hancock J.M., Hart M.B. et al. Cretaceous stage boundaries – Proposal // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1984. V. 33. P. 3–20.

Blaszkiewicz A. Campanian and Maastrichtian ammonites of the Middle Vistula River Valley, Poland: a stratigraphic-paleontological study // Prace. Inst. Geol. 1980. T. 92. 63 p.

Bralower T.J., Leckie R.M., Sliter W.V., Thierstein H.R. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy // Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. Spec. Publ. 1995. № 54. P. 65–79.

Burnett J.A. Upper Cretaceous // Calcareous nannofossil biostratigraphy. Cambridge Univ. Press, 1998. P. 132-164.

Burnett J.A., Kennedy W.J., Ward P.D. Maastrichtian nannofossil biostratigraphy in Biscay region (southwestern France, northern Spain) // Newsl. Stratigr. 1992. V. 26. P. 145–155.

Cande S.C., Kent D.V. A new geomagnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. № B10. P. 13917-13951.

Caron M. Cretaceous planktic Foraminifera // Plankton stratigraphy. V. 1. Cambridge Univ. Press, 1985. P. 17-86.

Christensen W.K., Hancock J.M., Peake N.B., Kennedy W.J. The base of the Maastrichtian // Bull. Geol. Soc. Denmark. 2000. V. 47. P. 81–85.

Cobban W.A. Diversity and distribution of Cretaceous ammonites, Western Interior, United States // Geol. Assoc. Canada. Spec. Paper. 1993. № 39. P. 435-451.

Ernst G., Schmid F., Klischies G. Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig-Hannover // Aspekte der Kreide Europas / Ed. Wiedman J. JUGSA, 1979. V. 6. P. 11–46.

Gale A.S., Kennedy W.J., Burnett J.A. et al. The Late Albian to Early Cenomanian succession at Mont Risou near Rosans (Hautes-Alpes, S.E.France); an integrated study (ammonites, inoceramids, planktonic foraminifera, nannofossils, oxygen and carbon isotopes) // C. R. 1996. V. 17. № 5. P. 515–606.

Gradstein F.M. Future directions within the International Comission on Stratigraphy (ICS) // Episodes. 2000. V. 23.  $N \ge 4$ . P. 283–284.

Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G. et al. Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale // Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. Spec. Publ. 1995. № 54. P. 95–126.

Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G. et al. On the Cretaceous time scale // N. Jb. Geol. Palaontol. Abh. 1999. V. 212. No 1-3. P. 3-14.

Grossouvre A., de. Recherches sur la Craie Superieure 1: Stratigraphie generale // Mem. Servir l'explic. Carte Géol. 1901. T. 1. 1013 p.

Hancock J.M. Some possible boundary-stratotypes for the base of Cenomanian and Turonian stages // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1984. V. 33. P. 123–128.

Hancock J.M. Ammonite scales for the Cretaceous System // Cretaceous Res. 1991. V. 12. P. 259–291.

Hancock J.M., Gale A.S. The Campanian Stage // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1996. V. 66. Supplement. P. 103–109.

Hancock J.M., Kennedy W.J. The high Cretaceous ammonite fauna from Tercis, Landes, France // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1993. V. 63. P. 149–200.

Hancock J.M., Peake N.B., Burnett J. et al. High Cretaceous biostratigraphy at Tercis, south-west France // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belg. Sci. Terre. 1993. V. 63. P. 133–148.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B. et al. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins // SEPM (Soc. Sedim. Geol.). Spec. Publ. 1998. № 60. Charts 1,4.

79

Hart M.B. The evolution and biodiversity of Cretaceous plaktonic Foraminiferida // Geobios. 1999. V. 32. № 2. P. 247–255.

Hicks J.F. Chronostratigraphic analysis of the foreland basin sediments of the latest Cretaceous. Wyoming, USA. Doctoral Thesis. Yale Univ. 1993. 250 p.

Jeletzky J.A. Sowerby's and Sharpe's belemnites lanceolatus and their relation to Belemnites lanceolatus Schlotheim, 1813 // Geol. Mag. 1948. V. 85. P. 338–348.

Jeletzky J.A. Die jungere Oberkreide (Oberconiac bis Maastricht) Sudwestrusslands und ihr Vergleich mit der Nordwestund Westeuropas // Geol. Jb. Beih. 1958. Bd. 33. № 1. 157 S. Kaplan U., Kennedy W. Santonian ammonite stratigraphy of the Munster Basin NW Germany. Acta Geol. Polonica. 2000. V. 50. № 1. P. 99–117.

Kauffman E.G., Kennedy W.J., Wood C.J. The Coniacian Stage and substage boundaries // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1996. V. 66. Supplement. P. 81–94.

Kennedy W.J. Ammonite faunas and the "standard zones" of the Cenomanian to Maastrichtian stages in their type areas, with some proposals for definition of the stage boundaries by ammonites // Bull. Soc. Geol. Denmark. 1984. V. 33. P. 147–161.

Kennedy W.J. Ammonite definition of Cenomanian substages. 1995 (unpublished report). 9 p.

Kennedy W.J. Campanian and Maastrichtian ammonites from northern Aquitaine, France. Special Paper in Paleontology. 1986. V. 36. P. 145.

Kennedy W.J., Cobban W.A. Stratigraphy and interregional correlation of the Cenomanian-Turonian transition in the Western Interior of the United States near Pueblo, Colorado, a potential boundary stratotype for the base of the Turonian Stage // Newsl. Stratigr. 1991. V. 24. P. 1–33.

Kennedy W.J., Cobban W.A. Pachydiscus (Pachydiscus) hornbyense Jones 1963 and P. (P.) catarinae (Anderson et Hanna, 1935) (Cretaceous, Campanian: Ammonoidea), Pacific Realm marker fossil in the Western Interior Seaway of North America // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1999. V. 69. Supplement A. P. 119–127.

Kennedy W.J., Cobban W.A., Scott G.R. Ammonite correlation of the uppermost Campanian of Western Europe, the US Gulf Coast, Athlantic Seaborder and Western Interior, and the numerical age of the base of the Maastrichtian // Geol. Magaz. 1992. V. 129. № 4. P. 497–500.

Kennedy WJ., Hancock J.M. Upper Maastrichtian ammonites from the Marnes de Nay between Gan and Rebenacq (Pyrénées-Atlantiques), France // Geobios. 1993. V. 26. № 5. P. 575–594. Kennedy W.J., Walaszczyk I., Cobban W.A. Pueblo, Colorado, USA, candidate Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Middle Turonian Substage, with a revision of the Inoceramidae (Bivalvia) // Acta. Geol. Polonica, 2000. V. 50. № 3. P. 295–334.

Küchler T. Upper Cretaceous of the Barranca (Navarra, northern Spain); integrated litho-, bio- and event stratigraphy. Part II: Campanian and Maastrichtian. Acta Geol. Polonica. 2000. V. 50. № 4. P. 441–499.

Lamolda M.A., Hancock J.M. The Santonian Stage and substages // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1996. V. 66. Supplement. P. 95–102.

Marcinowski R., Walaszczyk I., Olszewska-Nejbert D. Stratigraphy and regional development of the mid-Cretaceous (Upper Albian through Coniacian) of the Mangyshlak Mountains, Western Kazakhstan. Acta Geol. Polonica. 1996. V. 46. № 1-2. P. 1-60. Melinte M.C. Turonian-Coniacian nannofossil events in the east and south Carpathians (Romania) // Rev. Esp. Micropaleontol. 1999. V. 31. № 3. P. 369-377.

Monechi S., Thierstein H.R. Late Cretaceous-Eocene nannofossil and magnetostratigraphic correlation near Gubbio, Italy // Mar. Micropaleontol. 1985. V. 9. P. 419–440.

Naidin D.P. The stratigraphy of the Upper Cretaceous of the Russian Platform // Stockholm Contr. Geol. 1960. V. 6. № 4. P. 39–61.

Naidin D.P. Biostratigraphie und Palaogeographie der Oberen Kreide der Russsischen Tafel // Geol. Jb. 1969. Bd. 85. S. 157–186.

Obradovich J.D. A Cretaceous time scale // Evolution of the Western Interior Basin. Geol. Assoc. Canada. Spec. Paper. 1993. № 39. P. 379–396.

Odin G.S. Definition of a Global Stratotype Section and Point for the Campanian/Maastrichtian boundary // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1996. V. 66. Supplement. P. 111-117.

Perch-Nielsen K. Mesozoic calcareous nannofossils // Plankton stratigraphy. V. 1. Cambridge Univ. Press. 1985. P. 329-426.

Premoli Silva I., Paggi L., Monechi S. Cretaceous trough Paleocene biostratigraphy of the pelagic sequence at Gubbio, Italy // Mem. Soc. Geol. Italy. 1977. V. 15. P. 21–32.

Premoli Silva I., Sliter W.V. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy // Paleontographia Italica. 1995. № 82. 89 p.

Premoli Silva I., Sliter W.V. Cretaceous paleoceanography: Evidence from planktonic foraminiferal evolution // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1999. № 332. P. 301–328.

Remane J., Cita M.B., Dercourt J. et al. International stratigraphic chart. IUGS. 2000.

Robaszynski F. Conclusions au Colloque sur le Turonien: échelles biostratigraphiques intégrées et cartes de facies et contrées limitrophes // Mém. Mus. Nat. Hist. Natur. Nov. Ser. Ser. C. Sci. Terre. 1983. V. 49. P. 209-241.

Robaszynski F., Amedro F. Synthese biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais a partir de sept groupes paléontologiques: foraminiféres, nannoplankton, dinoflagellés et macrofossiles // Rev. Micropaleontol. 1980. V. 22. P. 195–321.

Robaszynski F., Caron M. Foraminiféres planctoniques du Crétasé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée // Bull. Soc. Geol. France. 1995. V. 166. № 6. P. 681–692.

Roth P.H. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the Northwestern Atlantic Ocean. // Initial Rep. Deep Sea Dril. Proj. 1978. V. 44. P. 731–759.

Schönfeld J., Burnett J. Biostratigraphical correlation of the Campanian-Maastrichtian boundary: Lagerdorf-Hemmoor (northwestern Germany), DSDP sites 548A, 549 and 551 (eastern North Atlantic) with palaeobiogeographical and palaeoceanographical implication // Geol. Mag. 1991. V. 128. № 5. P. 479–503.

Schulz M.-G. Die Evolution der Echiniden-Gattung Galerites im Campan und Maastricht Norddeutschlands. Geol.Jb. 1985. № 80. P. 1–96.

Schulz M.-G., Ernst G., Ernst H. et al. Coniacian to Maastrichtian stage boundaries in standard section for the Upper Cretaceous white chalk of NW Germany (Lagerdorf-Kronsmoor-Hemmoor), definition and proposals // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1984. V. 33. P. 203–215.

Seitz O. Die Inoceramen des Santon von Nordwestdeutschland. I Teil (Die Untergattungen Platyceramus, Cladoceramus und Cordiceramus) // Geol. Jb. Beih. 1961. Hannover. № 46. P. 180.

Sissingh W. Microfossil biostratigraphy and stage-stratotypes of the Cretaceous // Geol. Mijnbouw. 1978. V. 57. № 3. P. 433-440.

Tarduno J.A., Lowrie W., Sliter W.V. et al. Reversed polarity characteristic magnetizations in the Albian Coutessa section, Umbrian, Apennines, Italy: implications for the existence of a mid-Cretaceous mixed polarity interval // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 241-271.

*Tröger K.-A.* Problems of Upper Cretaceous Inoceramid Biostratigraphy and Paleobiogeography in Europe and Western Asia // Cretaceous of the Western Tethys / ed. Wiedmann J. Proceeding 3<sup>rd</sup> International Cretaceous Symposium. 1989. Tubingen. P. 911–930.

*Tröger K.-A., Kennedy W.J.* The Cenomanian Stage // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1996. V. 66. Supplement. P. 57–68.

*Tröger K.-A., Summesberger H.* Coniacian and santonian inoceramid bivalves from the Gosau-Group (Cretaceous, Austria) and thier biostratigraphic and paleobiogeographic significance // Ann. Naturhist. Mus. Wien. 1994. Bd. 69A. P. 161–197.

Van Hinte J.E. A Cretaceous time scale // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1976. V. 60. № 4. P. 269–287.

Wagreich M. A contribution to the nannoflora of Nagoryany (Ukrainian SSR; Upper Cretaceous) // Beitr. Palaontol. Österreich. 1987. Bd. 13. S. 85–86.

Wagreich M. Correlation of Late Cretaceous nannofossil zones with ammonite zones and planktonic Foraminifera: the Austrian Gosau section // C. Res. 1992. V. 13. P. 505–516.

Ward P.D., Kennedy W.J. Maastrichtian ammonites from Biscay Region (France, Spain) // Mem. Paleontol. Soc. 1993. № 34. 58 p.

Wright C.W., Kennedy W.J., Hancock J.M. Stratigraphic introduction // Wright C.W., Kennedy W.J. The Ammonoidea of the Lower Chalk. Pt. 1. Palaeotogr. Soc. Monogr. 1984. № 567. P. 1–16.

Рецензент М.А. Ахметьев

уДК 551.763.3(479.29)

# ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНЫХ ПРЕДГОРИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

© 2002 г. Т. Аб. Гасанов\*, О. Г. Меликов\*\*, Ш. А. Бабаев\*, Г. А. Алиев\*

\* Институт геологии АН Азербайджана, Баку \*\* Азербайджанская государственная нефтяная академия. Баку Поступила в редакцию 11.10.99, получена после доработки 25.05.2000 г.

Верхнемеловые отложения восточной части Малого Кавказа на территории Азербайджана представлены терригенной толщей сеномана, которая с перерывом перекрыта мощной вулканогенноосадочной толщей коньяка и сантона. Кампан, маастрихт и нижний палеоцен – это главным образом различные известняки с морскими ежами, иноцерамами и планктонными фораминиферами, которые позволили выделить подъярусы. Бурением между городами Агдам и Физули, в нижнем течении р. Тертер и у города Тертер маастрихтские и нижнепалеоценовые известняки вскрыты под покровом акчагыла.

Ключевые слова. Верхний мел, стратиграфия, морские ежи, иноцерамы, аммониты, фораминиферы, орбитоиды, Малый Кавказ, предгорья.

#### введение

Отложения верхнего мела в предгорьях восточной части Малого Кавказа имеют значительное развитие и представлены туфогенно-осадочной, пирокласто-осадочной и карбонатной формациями.

Вследствии легкой доступности отложения верхнего мела этого региона более изучены детально, чем в любой другой части Малого Кавказа (рис. 1–2). Они в разные годы исследовались А.Г. Халиловым (1959), О.Б. Алиевым (1967), Р.Н. Мамедзаде (1967), Э.Ш. Шихалибейли (1966, 1996), О.Г. Меликовым (1966), А.Г. Халиловым и др. (1974), Х. Алиюллой (1977), Ак.А. Ализаде и др. (1988), Т.Аб. Гасановым (1985, 1988, 1996) и др.

В результате геолого-съемочных и специальных стратиграфических работ в 1990–1996 годах получен ряд новых данных, существенно расширяющих площади распространения верхнего мела. Поэтому мы считаем необходимым изложить новополученные данные с учетом материалов предыдущих исследователей.

По площади распространения отложения верхнего мела предгорий восточной части Малого Кавказа с северо-запада на юго-восток были разделены на три участка протяженностью 300 км: Шихлы–Казах–Ковляр, Дзегам–Ханлар–Гияслы и Агдам–Физули–Джебраил.

## ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРЕДГОРИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

В тектоническом отношении площадь распространения отложений верхнего мела приурочена к погружающимся частям Газах-Агджакенского, и Агдаринского<sup>1</sup> синклинориев Лок-Агдамской<sup>2</sup> зоны и Ходжавенского<sup>3</sup> синклинория Гекча-Карабахской зоны Малого Кавказа (рис. 2).

Изложенный ниже материал основан на описанных нами за последние 8 лет 43 детальных геологических разрезах с отбором макро- и микрофауны (морские ежи, моллюски, фораминиферы) и литолого-палеонтологических данных по 54 буровым скважинам, пробуренным в предгорьях восточной части Малого Кавказа. Эти скважины вскрыли под мощными молассовыми образованиями отложения верхнего мела, содержащие богатую макро- и микрофауну (рис. 3, 4).

Сеноманский ярус (дамирлинская свита, мощность 250 м) наиболее широко развит в междуречье Джогас и Инджасу, а также на горе Карвакар (I и II участки).

Отложения этого яруса представлены ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, алевротуффитов и конгломератов (150–250 м). Они содержат комплекс сеноманских фораминифер Rotalipora turonica turonica (Brotz.), Praeglobotruncana stephani agdavanica Alij., Talmanninella greenhornensis (Brotz.) (опр. С.И. Сулеймановой и Р.М. Алиевой), а также Amphidonte columba plicatula Lam., A. columba chaperi Bayle, A. columba sili-

2002

№ 3

том 10

<sup>1</sup> Мардакертского – старое название.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Один из авторов данной статьи Т.Аб. Гасанов (1986, 1996) не соглашается с мнением Э.Ш. Шихалибейли (1996) и принимает тектоническую схему Л.Н. Леонтьева и В.Е. Хаина, так как вместо Локско-Агдамской зоны он выделяет Локско-Карабахскую, а вместо Гекча-Карабахской зоны – Гекча-Акеринскую.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Мардакертского – старое название.



Рис. 1. Площади исследования восточной части Малого Кавказа (заштриховано). I–IV – республики: I – Азербайджанская, II – Армянская, III – Грузинская, IV – Дагестанская.

сеа Lam., Nucula bagirliensis O. Aliev (in coll.), Variamussium ninae (Karak.), Oligoptyxis ex.gr. turricula Pčel., Itruvia caucasica Pčel., Avellana dubia Briart et Cornet, Acanthoceras rhotomagensi Schloth., Neohibolites ultimus d'Orb. (опр. О.Б. Алиева). Указанная фауна собрана нами из аргиллитов, песчаников, глинистых известняков у сел. Агджакенд, Аганус, Чорман, Кушчи-Айрум, Баганис, Кошкотан, Котигех, Достлу, р. Мазамли и южнее города Шамкир. В восточной части Малого Кавказа достоверные туронские отложения неизвестны.

Отложения сеномана согласно перекрывают песчано-глинистые сланцы верхнего альба и, в свою очередь, повсеместно несогласно перекрыты туффитами коньяка, содержащими в основании базальные конгломераты.

Коньякский ярус. Отложения коньяка широко развиты в Газах-Агджакенском синклинории и представлены вулканогенно-осадочными и карбонатно-терригенными образованиями мощностью 670–800 м. По фауне и литологии они расчленяются на нижнеконьякскую и верхнеконьяк-нижнесантонскую толщи.

Нижнеконьякский подъярус представлен вулканогенно-осадочными образованиями (670–800 м), которые прослеживаются в виде узкой полосы с северо-запада на юго-восток от р. Таузчай до правобережья р. Бала-Кюракчай (I и II участки). В этом направлении состав вулканических пород изменяется от андезито-базальтов до андезитодацитов. На северо-западе, в междуречье Таузчай и Акстафачай, преобладают туфоконгломераты и туфобрекчии, а на востоке (в междуречье Дзегамчай и Шамкирчай, II участок) покровы андезитов почти исчезают из разреза, а пирокластолиты чередуются с карбонатными пачками (40–60 м). В юго-восточном направлении число прослоев пирокластолитов вновь постепенно увеличивается и одновременно появляются многочисленные покровы андезито-дацитов и их субвулканиты.

На рассматриваемой площади нижнеконьякские образования трансгрессивно перекрывают различные горизонты средней и верхней юры, нижнего мела и сеномана. Нижнеконьякский возраст этих пород обоснован фаунистически (Абдуллаева и др., 1963), что подтверждено также нашими исследованиями. Кроме ранее известных пунктов, новые местонахождения фауны были установлены у с. Алибейли и на левобережье р. Джогас и южнее города Шамкир, где среди глинистых известняков и известковистых песчаников собраны моллюски Actaeonella crassa Duj., Radiolites galloprovincialis Math., Trigonoarca ligeriensis d'Orb., Exogyra tausensis Renng., Isocardia karabakhensis (Bobk.), Plesioptygmatus bicincta (Bronn.), Pl. scalaris Pčel., Pl. tausensis Pčel. Эти формы, по заключению О.Б. Алиева, датируют вмещающие породы нижним коньяком. Отложения нижнего коньяка делятся (снизу вверх) на две подсвиты: 1) вулканогенно-осадочную (500 м) и 2) туфогенноосадочную (250-300 м).

Верхнеконьяк-нижнесантонские отложения мощностью до 1000 м выделяются на II участке в междуречье Инджасу и Бала-Кюракчай. Возраст этих пород определяется залеганием их между фаунистически охарактеризованными нижнеконьякскими и верхнесантонскими отложениями, с одной стороны, и присутствием коньякских и сантонских органических остатков, с другой (Шихалибейли, 1964). Эти отложения представлены терригенным и пирокластическими образованиями андезито-дацитового состава. Пирокластолиты наиболее широко развиты в бассейне р. Гянджачай (1000 м), где они несогласно перекрываются известняками верхнего сантона (рис. 5, 6).

Сантонский ярус делится на нижний и верхний подъярусы. Нижнесантонский подъярус представлен туфопесчаниками, туффитами, туфоалевролитами, глинами, известняками и известковистыми трассами (350 м). Эти отложения широко распространены у сел. Шихлы I и II, Камарли, Фарзали, Дагкесаман, в бассейнах рек Инджасу и Гасансу и трансгрессивно перекрывают туфогенно-осадочные фации коньяка (рис. 5). Нижнесантонский возраст отложений установлен по фораминиферам (зона Globotruncana concavata) Globotruncana subbotinae Alij., G. concavata Brotz., G. tricarinata tricarinata (Guer.), G. bulloides bulloides Vogl., G. lapparenti Brot., G. linneiana (d'Orb.), Globigerinelloides aspere (Ehr.), Heterohelix santonica (Agal.), H. elegans (Rzehak), H. plummerae (Loett.), H. globulosa (Ehr.), Eponides concinnus Bronn., Gavelinella costulata (Marie), Stensioeina exculpta (Re-



39°22′ \_\_\_\_\_\_ 0 15 30 45 60 км Зангилан \_\_\_\_\_ Р. АКТ Р. А

Рис. 2. Площади распространения отложений верхнего мела предгорий восточной части Малого Кавказа (составили Т.Аб. Гасанов, О.Г. Меликов). 1 – известняки верхнего мела; 2 – пункты снятия разрезов и отбора фауны; 3 – предмалокавказский глубинный разлом по гравиметрическим данным; 4 – скважины, вскрывшие отложения верхнего мелаапшерона.

uss.), S. emscherica emscherica Barysch., Gyroidina turgida obliquaseptata Mjat., Striatella santonica (Agal.) (опр. Р.М. Алиевой), обнаруженных в глинах и алевролитах.

Верхнесантонский подъярус представлен глинистыми, песчанистыми и гравелитистыми известняками общей мощностью 150 м. В междуречье Инджасу и Акстафа эти отложения в разные годы были изучены В.П. Ренгартеном, Р.Н. Абдуллаевым, Р.Н. Мамедзаде и др. Нами в этих районах, а также в г. Еленсутапа, собраны Sauvagesia meneghini Pir., Exogyra lateralis Nills. Marsupites testudinarius Schloth., Conulus oblongus d'Orb. (опр. О.Г. Меликова), фораминиферы Globotruncana subarca Alij., G. subventricosa Alij., G. subbotinae Alij., Heterohelix plana (Cushman) (опр. Р.М. Алиевой). Выходы верхнесантонских отложений в предгорной части северо-восточного склона Малого Кавказа образуют холмистые, кулисообразно расположенные горные цепи с северо-западным простиранием, которые погружаются в сторону Куринской впадины. Вверх по разрезу они постепенно переходят в известняки кампанского яруса (рис. 3–5).

Кампанский ярус (мирушенская свита) представлен карбонатными фациями и имеет значи-



Рис. 3. Площади распространения отложений верхнего мела юго-восточной погребенной части Ходжавендского синклинория. 1 – известняки верхнего мела; 2 – скважины, вскрывшие известняки верхнего мела.



Рис. 4. Схема сопоставления разрезов отложений верхнего мела и палеоцена предгорий в юго-восточной погребенной части Ходжавенского синклинория. 1 – глинистые песчаники; 2 – аргиллиты и алевролиты; 3 – мергели; 4 – глины и глинистые сланцы; 5–10 известняки: 5 – среднеслоистые, 6 – мелоподобные, 7 – сахаровидные, 8 – песчанистые, 9 – гравелитистые, 10 – глинистые; 11 – места отбора фауны. Свиты: аразбаринская  $N_2^2 ak^3$ , сардарашенская  $P_1^1 d - P_1^1$ , дашбашинская  $K_2 m_2$ , каркарчайская  $K_2 m_1$ , мирушенская  $K_2 Km$ ; I – гора Чеиль, II – гора Агбурун.

тельное распространение. Эти породы выполняют прогибы Лок-Агдамской зоны и делятся на нижний (70-120 м) и верхний (150-200 м) подъярусы. Повсеместно отложения этих полъярусов связаны между собой постепенными переходами. Нижнекампанский подъярус выделяется на основании находок морских ежей Paronaster cupuliformis Airaghi, Micraster schroederi Stoll., Galeola senonensis d'Or b., Pseudoffaster schmidti Moskvin, Seunaster gillieroni Lor. (опр. О.Г. Меликова) и планктонных фораминифер Globotrucana arca (Cushm.), G. califormis (Lappl.), G. rosetta (Cars.), Heterohelix striata (Ehr.) (опр. Р.М. Алиевой). Морские ежи были собраны из мелоподобных песчанистых известняков и мергелей гор Бабакар, Агдаг, Айдаг, Еленсутапа, междуречья Акстафа и Таузчай, г. Шамкир и др. Отложения кампана в большинстве случаев трансгрессивно перекрываются маастрихтскими гравелитами и песчанистыми известняками.

Известняки нерасчлененного кампана в юговосточной части Малого Кавказа обнажаются в районе гор Чеиль и Агбулак (М.Д. Гаврилов, В.К. Халилзаде, А.А. Байрамов, М.М. Зейналов и др.). Эти известняки видны в 0.7 км к юго-западу от горы Чеиль и прослеживаются по магистральной дороге Агдам-Физули на юго-восток до родника Агбулак и падают на северо-восток (30-60°) под углом 10-30°. Более крутые углы падения (60-85°) пластов наблюдаются у родника Агбулак, где проходят взбросы северо-западного (300-320°) и северо-восточного (20-30°) простирания. У родника в самой нижней части разреза в аргиллитовых пропластках среди мергельных известняков в образцах, собранных Т.Аб. Гасановым, были обнаружены планктонные фораминиферы Globotruncana fornicata Plumm., G. arca (Cushm.), G. subarca Alij., G. ventricosa Alij., G. linneiana (d'Orb.), Heterohelix prosa Alij., H. globulosa (Ehr.), Stensioeina mursataiensis Vass., Marssonella aff. indentata (Cushm.), Eponides sparksi White. Эти формы, по заключению Р.М. Алиевой, определяют возраст вмещающих пород как верхний сантоннижний кампан. В 10 м стратиграфически выше, в прослоях аргиллитов и мергелей был обнаружен кампанский комплекс иноцерамов: Inoceramus balticus Boehm, I. azerbaidjanensis M. Aliev, I. sarumensis Woods и фораминиферы: Globotruncana arca (Cushm.), G. subarca Alij., G. linneina (d'Orb.), G. ventricosa White, Heterohelix globulosa (Ehr.), H. striata (Ehr.), Gyroidina turgida Hag. (onp. Р.М. Алиевой).

Следует отметить, что В.К. Халилзаде (1957 г.) в 50-60 м выше, около каменного карьера, собрал аналогичную по составу кампанскую фауну. Эти известняки выступают в юго-восточном окончании Ходжавендского синклинория Гекча-Карабахской зоны и погружаются в северо-восточном направлении под современные отложения Предмалокавказского прогиба.

Возраст известняков, распространенных в районе горы Чеиль, впервые был обоснован В.К. Халилзаде (1957 г). В 70-80 м выше родника Агбулак в песчанистых известняках им собраны кампанские формы: Inoceramus regularis d'Orb., L balticus Boehm, Endocostea inflexa Blein. (опр. Р.Н. Мамедзаде). Нами также были собраны морские ежи Galeola senonensis d'Orb., Pseudoffaster schmidti Moskvin, Seunaster gillieroni Lor., Micraster schroederi Stoll. (опр. О.Г. Меликова). Мнения о кампанском возрасте данных известняков приперживались Э.Ш. Шихалибейли (1964 г.) и М.М. Зейналов (1969 г.). Однако на геологических картах Азербайджана и Кавказа масштаба 1: 500 000 эти известняки были ошибочно отнесены к готериву.

В 1983–1988 и 1990 гг. для восточной части Малого Кавказа Т.Аб. Гасановым была составлена детальная геологическая карта, на который впервые на основании послойных палеонтологических находок толщу известняков района гор Агбурун, Чеиль, с. Ашагы-Вейсалли и севернее у г. Физули удалось расчленить на верхний сантон– нижний кампан, верхний кампан, нижний и верхний маастрихт, нижний палеоцен (рис. 3 и 4).

Приведенные данные однозначно свидетельствуют о кампанском возрасте известняков, слагающих самую нижнюю часть разреза в районе горы Чеиль. Характерной особенностью отложений кампанского яруса является преобладание тонко- и среднеслоистых известняков и мергелей с пропластками (1-20 см) аргиллитов и алевролитов в нижней части разреза, мелоподобных и среднеслоистых известняков в верхней части. Эти известняки по литологическим особенностям сопоставляются мирушенской свитой, выделенной Т.Аб. Гасановым и Т.М. Кязымовым (1988) у с. Мирушен Ходжавендского района. Мелоподобные известняки кампана в юго-восточной части Малого Кавказа постепенно переходят в глинистые известняки нижнего маастрихта (районы гор Чеиль и Иланлыдаг, рис. 3).

#### Маастрихтский ярус

Отложения маастрихта, представленные в карбонатной фации, имеют ограниченное распространение и сохранились от размыва в ряде передовых возвышенностей предгорий Малого Кавказа (горы Кякиль и Малачал, р. Джогас и др.). Возраст этих известняков впервые был установлен В.П. Ренгартеном (1959) и позднее подтвержден Р.Н. Абдуллаевым (1963). Отложения маастрихта в Газах-Агджакендском прогибе впервые были расчленены Р.Н. Мамедзаде (1967) на нижний и верхний подъярусы, позднее нами у г. Ханлар, сел. Михайловка, гор Бабакар и Малачал найдены морские ежи Conulus magnificus d'Orb., Catapygus laevis Desor, Coraster cf. vilanovae



Рис. 5. Сводный геологический разрез отложений верхнего мела в восточной части Малого Кавказа (составили Т.Аб. Гасанов, О.Г. Меликов). 1 – андезиты и андезито-дациты; 2 – туфоконгломераты и туфобрекчии, обломки которых состоят из андезитов и андезито-дацитов; 3 – туффиты; 4 – туфогравелиты; 5 – алевротуффиты; 6 – гравелиты; 7 – песчаники; 8 – известковистые песчаники; 9 – алевролиты; 10 – аргиллиты; 11 – глины и глинистые сланцы; 12-17 – известняки: 12 - среднеслоистые, 13 - красноватые и сильно гравелитистые, 14 – гравелитистые, 15 – песчанистые, 16 - глинистые, 17 - орбитоидосодержащие; 18-19 - стратиграфические границы: согласные (18) и несогласные (19); 20 - пункты, для которых имеются радиологические определения возраста пород в млн. лет; 21-22 - местонахождения макро- (21) и микрофауны (22).

Соtt. (опр. О.Г. Меликова), иноцерамы Inoceramus lingua Goldf., I. cf. tegulatus Hag. (опр. О.Б. Алиева) и др. Отложения маастрихта прослеживаются прерывистой полосой, начиная от сел. Шихлы I и II на северо-западе, через г. Шамкир, карьер Дзегам, г. Ханлар, а также между городами Агдам и Физули на юго-востоке (рис. 2). В последнем районе маастрихтские отложения на глубине были вскрыты буровыми скважинами.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 10 № 3 2002



Рис. 6. Сопоставление разрезов верхнего мела и отложений предгорий восточной части Малого Кавказа. Усл. обозначения см. на рис. 5.

В восточной части Ходжавендского синклинория (рис. 4), на северо-восточных склонах гор Чеиль и Агбурун отложения кампан-маастрихта резко погружаются под современные плейстоценовые отложения Предмалокавказского прогиба. В пределах последнего среди четвертичных отложений, кроме района гор Чеиль и Агбурун, имеются три небольшие выхода (от 20 м<sup>2</sup> до 0.15 км<sup>2</sup>) известняков кампан-маастрихта между сел. Ашага-Вейсалли и горой Агбурун. Ранее их возраст по региональным соображениям принимался как берриас-валанжин (С.А. Ализаде, А.А. Байрамов и др., 1973 г.).

Известняки маастрихта восточной части Малого Кавказа расчленяются на нижний и верхний подъярусы (рис. 3 и 4). Нижний маастрихт (каркарчайская свита) представлен толщей (102 м) сильно песчанистых известняков и мергелей с пропластками глин и аргиллитов, содержащих характерные морские ежи Echincorys pyramidata Portl., Cardiaster granulosus Goldf., Seunaster altus Seunes, Galeaster sumbaricus Posl., Homoeaster tunetanus Pomel, Guettaria rocardi Cott., Cyclaster integer Seunes (опр. О.Г. Меликова при консультации М.М. Москвина).

Повсюду нижнемаастрихтский подъярус (каркарчайская свита) представлен среднеслоистыми сахаровидными глинистыми, песчанистыми, гравелитистыми известняками с тонкими пропластками (1–10 см) аргиллитов. Общая мощность меняется от 57 м (гора Агбурун) до 102 м (г. Ханлар). Характерным для этого подъяруса является преобладание глинистых известняков с прослойками аргиллитов в нижней части разреза (горы Чеиль и Иланлыдаг) и редко в средней части (го-

Ст	ратиг	рафическое	распрост	ранение о	орбитоидов	в восточной	части І	Малого К	авказа
~-			F		- F				

Виды Пункты обнаружения фауны	с. Гюйгюй	с. Субсаркис	р. Авей	с. Неркин Оратаг	с. Дашсалахлы	с. Дамирчиляр	с. Цаккар	г. Шамкир	пос. Сейфали	г. Ханлар	гора Чеиль	гора Агбурун	
Orbitella apiculata depressa Renng.	+	+	_	-	-	-	+	+	+	+	+	+	
Orb. aplanata segmentoidea Renng.	-	-	-	-	-	-	_	-	-	+	+	+	
Orb. apiculata aplanata Renng.	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	+	+	
Simplorbites gensasicus (Leym.)	+	+	+	+	+	+	-	-	+	+	+	+	
Lepidorbitoides minor (Schlumb.)	+	+	+	+	+	+	_	-	+	+	+	+	
Lep. socialis socialis (Ieym.)	+	+	-	+	+	+	+	+	+	-	+	+	
Lep. socialis regularis M. Douv.	-	-	-	+	-	-	+	+	+	-	+	+	
Orbitoides media (D'Arch.)	+	+		+	+	+	-	-	-	-	-	-	
Orb. tissoti Schlumb.	_	-	-	-	-	-	-	+	-	-	+	+	
Orb. sp.	_	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	
Clypeorbis mamillata (Schlumb.)	-	_	-	-	-	+	+	-	+	+	+	+	
Sulcoperculina sp.	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	
Авторы, собравшие фораминиферы	Γ	.М. Г 1973-	асано -1974	р <b>в</b> ,	Т.А Ш.А.	. Маме Бабаеі	Мамедов, Г.А. Алиев, абаев, 1974 Г.И. Алиев, 1973			Т.Аб. Гасанов, 1983–1992			

# ра Агбурун и у г. Физули), а также пологие углы залегания (5–10°) с падением на северо-восток.

Нижнемаастрихтский возраст отложений устанавливается по наличию руководящих видов морских ежей Seunaster altus Seunes, Homoeaster tunetanus Pomel, Galeaster sumbaricus Posl., иноцерамов Inoceramus regularis d'Orb., I. tegulatus d'Orb., собранных в глинистых и песчанистых известняках в нижней и верхней частях разреза у гор Агбурун, Чеиль и с. Ашага-Вейсалли. Кроме того, в 1 км к северо-северо-западу от г. Физули в песчанистых известняках обнаружены нижнемаастрихтские брахиоподы – Neoliothyrina cf. obesa (Dav.), Carneithyris carnea Sow. (опр. М.В. Титовой) а также устрица Руспоdonte vesiculare clavata Nills. (опр. В.М. Харитонова) кампан-маастрихта.

Повсеместно среднеслоистые известняки нижнего маастрихта постепенно переходят в гравелитистые известняки верхнего маастрихта (дашбашинская свита, 54–60 м). Последние представлены среднеслоистыми гравелитистыми обломочными мелоподобными и песчанистыми известняками с редкими прослойками (1–5 см) аргиллитов.

Верхнемаастрихтский возраст известняков устанавливается по морским ежам Conulus magnificus d'Orb., Catapygus laevis Desor, Echninocorys cypliensis Lamb., E. perconica Hag., E. arnoudi Seunes, Hemipneustes striatoradiatus Leske, Seunaster lamberti Charlet, Pseudoffaster renngarteni Schmidt, Homoeaster evaristei Coff., Coraster vilanovae Coff., Cyclaster integer Seunes и одиночным кораллам Balanophyllia schlosseri Traub. (опр. О.Г. Меликова).

Эти формы были собраны в нижней части (гор Чеиль и Агбурун) и в верхах разреза к востоку от гор Агбурун и Иланлыдаг. В 1 км к северу и северовостоку от горы Чеиль в верхней части разреза выделяется пачка (14 м) белых и желтоватых обломочных гравелито-орбитоидных известняков с обильными позднемаастрихтскими орбитоидами Orbitoides media (D'Arch), O. tissoti (Schlum.), O. apiculata apiculata Schlum., O. apiculata aplanata Renng. (опр. Ш.А. Бабаева). Данная пачка прослеживается с юго-востока на северо-запад на расстоянии 1.5 км с падением на северо-восток под углом 5–10°.

Известняки верхнего маастрихта были вскрыты под современными отложениями скважинами 36, 37, 39, 3, 10, 20 на восточной и юго-восточной окраинах г. Агдам на северной и северо-восточной окраинах г. Физули (41, 30, 31, 32, и др.) на глубинах от 150 до 210 м (рис. 1). По мере приближения к Предмалокавказскому глубинному разлому пласты известняков резко погружаются. В нижнем течении р. Тертер они вскрыты на глубине 300 м (скв. 38), у г. Тертер – на гл. 2490 м (скв. 403), а на правобережье нижнего течения р. Таузчай – на гл. 1710 м (скв. 60).

Глубина их погружения в северно-северо-восточной части Предмалокавказского глубинного разлома до водохранилища Мингечаура по данным бурения (скв. 412, 415, 400, 40/1, 40/2, и др.) достигает 2400–3200 м. Это дало основание предполагать, что восточная часть предгорьев Малого Кавказа от Предмалокавказского глубинного разлома до правобережья р. Куры имеет ступенчато-блоковое строение (рис. 4–6). Важен тот факт, что орбитоидовые слои повсюду на Малом Кавказе литологически приурочены к светло-серым с зеленоватым оттенком гравелитистым и песчанистым сахаровидным известнякам, залегающим приблизительно на 12–24 м ниже подошвы датского яруса (рис. 1 и 2).

В таблице стратиграфического распространения орбитоидов сборы до 1974 г. были определены Т.А. Мамедовым и Ш.А. Бабаевым, а 1983– 1993 гг. – Ш.А. Бабаевым. В результате всестороннего анализа ими в восточной части Малого Кавказа была выделена зона Simplorbites gensasicus (Leym.) – Lepidorbitoides socialis (Leym.), которая приурочена к органогенно-обломочным известнякам верхнего маастрихта (Мамедов, Бабаев, 1975).

Верхнемаастрихтский возраст известняков подтверждается также наличием фораминифер: Abathomphalus mayaroensis (Bolli), Globotruncana arca (Cushm.), G. postventricosa Vass., Heterohelix striata (Ehr.), Stensioeina caucasica (Subb.), Psedotextularia varians (Rzeh.), Parrella navarroana (Cushm.), Cibicides bembix (Marss.) (опр. Р.М. Алиевой). Эти формы были обнаружены в прослоях аргиллитов (1–5 см) из верхней части разреза между глинистыми и песчанистыми известняками на юго-восточном склоне гор Агбурун и Иланлыдаг.

Нижний палеоцен, датский ярус (сардарашенская свита) представлен пачкой (15–20 м) светлоголубоватых и белесоватых, среднеслоистых, глинистых и песчанистых известняков, аргиллитов, глин и мергелей. Как правило, в верхах разреза преобладают глины и аргиллиты. Слои падают под небольшим углом (2–5°) на северо-восток. В прослоях аргиллитов и глин на северосеверо-восточных склонах гор Агбурун и Чеиль были обнаружены раннепалеоценовые планктонные фораминиферы Subbotina triloculinoides Plumm., S. trivialis Subb., Globanomalina ehrenbergi (Bolli), Parasubbotina varianta (Subb.).

Как по литологии, так и по фауне нижний палеоцен района гор Агбурун и Чеиль хорошо сопоставляется с отложениями сардарашенской свиты (Гасанов, Кязымов, 1988).

Нижнепалеоценовые мергели с пачками глин и аргиллитов под пологим углом (5–10°) падают на северо-восток в сторону Предмалокавказского прогиба и трансгрессивно перекрываются верхнеакчагыльскими голубоватыми глинами и песками аразбаринской свиты. Палеоценовые отложения по скважинам прослеживаются под мощными молассовыми отложениями апшеронского региояруса в северо-восточном направлении на расстояние 20 км до города Агджабеды (рис. 4 и 5).

Трансгрессивное перекрытие отложений нижнего палеоцена верхним акчагылом свидетельствует о том, что юго-восточное окончание Ходжавендского синклинория после раннепалеоценового времени как блок испытывало длительное поднятие. Широкое распространение отложений майкопа в северо-западной части Ходжавендского синклинория (с. Храморт) и на юго-восточном погружении Агдамского антиклинория (с. Гияслы) наводит на мысль, что в Предмалокавказском прогибе существуют ступенчатые опущенные и приподнятые блоки северо-западного простирания (Гасанов, Кязымов, 1988).

В качестве примера приведем разрез отложений от нижнего маастрихта до нижнего палеоцена включительно, описанный в 0.5 км к югу от горы Агбурун (рис. 5). Азимут направления разреза CB 60°-80°, угол наклона 40°-30°, азимут падения CB 60°-70°.

Нижний маастрихт (каркарчайская свита)

1. Известняки слабо окремненные, среднеслоистые, с пропластками аргиллитов (1–5 см). По простиранию переходят в светло-голубоватые глинистые известняки. Мощность обнаженной части 8.5 м.

2. Ритмичное переслаивание среднеслоистых сахаровидных известняков (0.3–0.4 м) с белыми гравелитистыми и брекчированными известняками (0.2–0.3 м). Между пластами известняков изредка выделяются пропластки аргиллитов с нижнемаастрихтским комплексом фораминифер Globotruncana contusa (Cushm.), G. conica White, G. lapparenti Brotz., G. charchaputensis Alij., Globotruncanita stuarti (Lapp.), Heterohelix striata (Ehr.), Stensioeina praecaucasica Vass., Eponides moskvini (Kell.). Мощность 16.5 м.

3. Чередование белых слабопесчанистых известняков (0.2–0.3 м) с гравелитистыми известняками (0.1–0.2 м). Пропластки аргиллитов содержат нижнемаастрихтские фораминиферы Globotruncana contusa (Cushm.), G. morozovae Vass., G. charchaputensis Alijulla, Heterohelix striata (Ehr.), а также морские ежи Conulus campanaeformis Melikov et Endelman, Galerites vulgaris minor Schulz, Echinocorys pyramidata Portl., Cardiaster granulosus Goldf., Galeaster sumbaricus Posl., Seunaster altus Seunes, Homoeaster tunetanus Pomel. По заключению О.Г. Меликова, возраст вмещающих пород нижнемаастрихтский. Мощность 32 м.

Верхний маастрихт (дашбашинская свита).

4. Чередование белых среднеслоистых мелоподобных известняков с гравелитистыми и обломочными известняками. Из мелоподобных известняков собраны позднемаастрихтские морские ежи Conulus magnificus d'Orb., Echinocorys arnoudi Cotteau, E. perconica (Hag.), E. cyplyensis Lamb., Coraster vilanovae Cott., Cyclaster integer Seunes (опр. О.Г. Меликова). Мощность 18.0 м.

5. Чередование сахаровидных и гравелитистых известняков с галькой различных известняков. Размеры галек 1–10 см. Цементом служат гравелиты с иглами ежей и фрагментами раковин иноцерамов. Мощность 10.5 м.

6. Чередование белых среднеслоистых известняков и обломочных известняков с пропластками аргиллитов (5–10 см). В среднеслоистых известняках собраны позднемаастрихтские морские ежи Echinocorys cypliensis Lamb., E. charagoulensis Gongadze, E. arnoudi Cott., Coraster vilanovae Cott., Seunaster lamberti Charles, Homoeaster evaristei Cott. Мощность 25.5 м.

7. Чередование слабопесчанистых известняков и мелоподобных известняков светло-розоватого цвета.

88

Пропластки аргиллитов содержат позднемаастрихтский комплекс фораминифер Abathomphalus mayaroensis (Bolli), Globotruncana arca (Cushm.), G. postrugosa Vass., Heterohelix striata (Ehr.), Stensioeina caucasica (Subb.), Pseudotextularia varians (Rzeh.), Parrella navarroana (Cushm.), Cibicides bembix (Marss.) (опр. Р.М. Алиевой). Песчанистые известняки по простиранию постепенно сменяются светло-голубоватыми глинистыми песчаниками. Мощность 8.5 м.

8. Среднеслоистые мелоподобные известняки с пропластками светло-голубоватых аргиллитов. Мощность 12.5 м.

Нижний палеоцен (сардарашенская свита)

9. Светло-розоватые мелоподобные и сахаровидные известняки (50–70 см), чередующиеся вверху с глинистыми известняками (20–30 см), содержащими морских ежей Echinocorys renngarteni Moskvin, Homoeaster abich Anth. (опр. О.Г. Меликова). Мощность 5.0 м.

10. Ритмичное переслаивание сахаровидных известняков (60–70 см) и глинистых известняков (30–40 см). В прослойках аргиллитов обнаружены раннепоалеоценовые фораминиферы Subbotina trivialis Subb., S. triloculinoides (Plummer), Eponides saginaris N. Byk., Globanomalina ehrenbergi (Bolli) (опр. Р.М. Алиева). Мощность 10.5 м.

11. Сахаровидные и гравелитистые известняки (30– 40 см) с прослойками светло-розоватых глинистых известняков. В самой верхней части разреза глинистые известняки содержат линзы голубоватых аргиллитов ( $1.5 \times 0.1$  м) с раннепалеоценовыми фораминиферами Subbotinaina trivialis Subb., S. triloculinoides (Plummer), Eponides saginaris (Bolli). Мощность 4.5 м.

Общая мощность отложений нижнего маастрихта 57 м, верхнего мастрихта – 75 м, нижнего палеоцена – 20 м.

В Газах-Агджакенсдком прогибе известняки маастрихта имеют ограниченное распространение и сохранились от размыва на ряде передовых возвышенностей предгорий Малого Кавказа (горы Кякиль и Малачал, р. Джогас и др.). Возраст этих отложений впервые был установлен В.П. Ренгартеном в 1959 г. и позднее подтвержден Р.Н. Абдуллаевым (1963). Т.Аб. Гасанов по находкам Coraster cf. vilanovae Coff (опр. О.Г. Меликова), Inoceramus lingua Goldf., In. tegulatus Ha g., (опр. О.Б. Алиева), собранных между пос. Ханлар и с. Михайловка, с. Кямарли, у гор Бабакар и Малачал, пришел к аналогичному выводу.

В этом прогибе известняки маастрихта впервые были расчленены на нижний и верхний подъярусы Р.Н. Мамедзаде (1967), что позже было подтверждено нашими исследованиями. Нижний маастрихт представлен сильно песчанистыми известняками и мергелями (102 м), содержащими морских ежей Seunaster altus Seunes, Guettaria rocardi Cott., Cyclaster sp. (опр. О.Г. Меликова), собранных у гор Еленсутепе, Учгель, Агдаг, в Дзегамском карьере, на р. Джагирчай и др. Верхний маастрихт распространен там же, где и нижний маастрихт, литологически представлен глинистыми известняками и мергелями с прослойками глин и песчаников (20–65 м). В них обнаружены позднемаастрихтские морские ежи Homoeaster evaristei Cott., Cyclaster cf. integer Seunes (опр. О.Г. Меликова). Породы маастрихта в большинстве случаев трансгрессивно перекрываются глинистыми известняками датского яруса. Фаунистически доказанные отложения последнего (20–30 м), описанные в районах сел. Дамирчиляр, Алпоут и Дашсалахлы, ст. Дзегам, на р. Кюракчай представлены глинистыми известняками, постепенно переходящими в алевролиты монтского яруса нижнего палеоцена.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдуллаев Р.Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1963. 228 с.

Ализаде Ак., Алиюлла Х., Мамедзаде Р.Н. Стратиграфическая схема верхнего мела азербайджанской части Малого Кавказа // Geol. Balcanica. V. 18. № 6. 1988. Р. 29–39. Алиев О.Б. Стратиграфия меловых отложений севе-

ро-восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1967. С. 127–302.

Алиюлла X. Верхний мел и развитие фораминифер Малого Кавказа (Азербайджан). Баку: Элм, 1977. 234 с.

Гасанов Т.Аб. Офиолиты Малого Кавказа. М.: Недра, 1985. 240 с.

Гасанов Т.Аб., Кязымов Т.М. Палеогеновые и неогеновые отложения восточной части Малого Кавказа // Сов. геология. 1988. № 3. С. 62–70.

Гасанов Т.Аб. Геодинамика офиолитов в структуре Малого Кавказа и Ирана. Баку: Элм, 1996. 454 с.

Зейналов М.М. Верхнемеловые отложения Азербайджана и перспективы их нефтегазоносности. Баку: Азерб. госуд. изд-во, 1969. 152 с.

Мамедзаде Р.Н. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа (междуречьи Кошкарчай-Дебетчай) // Стратиграфия меловых отложений СВ части Малого Кавказа. Баку: Издво АН Азерб. ССР, 1967. С. 5–126.

Мамедов Т.А., Бабаев Ш.А. К вопросу о распространения орбитоидов в маастрихтских отложениях северовосточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во Азерб. госуд. ун-та. 1975. С. 29–34.

Меликов О.Г. Верхнемеловые морские ежи Азербайджанской части Малого Кавказа и их стратиграфическое значение. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Баку: Ин-т нефти и химии, 1966. 24 с.

Ренгартен В.П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа // Региональная стратиграфия СССР. Т. 6. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 540 с.

Халилов А.Г. Нижнемеловые отложения Азербайджанской части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1959. 295 с.

Халилов А.Г., Алиев Г.А., Аскеров Р.Б. Нижний мел юго-восточного окончания Малого Кавказа (стратиграфия и палеогеография). Баку: Элм, 1974. 183 с.

Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Т. I и II. Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1964. 304 с., 1966. 263 с.

Шихалибейли Э.Ш. Некоторые проблемные вопросы геологического строения и тектоники Азербайджана. Баку: Изд-во Элм, 1996. 216 с.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 551.782.23:551.79(571.54)

# ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ И ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ТУНКИНСКОГО РИФТА (ЮЖНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

© 2002 г. Г. Ф. Уфимцев\*, И. В. Шибанова\*, Н. В. Кулагина\*, И. М. Мащук\*, А. В. Перевалов\*\*, В. П. Резанова\*\*, Т. Фогт\*\*\*, Н. В. Игнатова\*, В. А. Мишарина\*

> \*Институт земной коры СО РАН, Иркутск \*\*Институт геологии СО РАН, Улан-Удэ \*\*\*Университет Луи Пастера, Страсбург, Франция Поступила в редакцию 08.02.99 г., получена после доработки 22.04.2000 г.

Тункинская рифтовая долина протягивается субширотно на 200 км от юго-западного окончания Байкала и состоит из ряда крупных и малых впадин, разделенных поднятиями (междувпадинными перемычками-отрогами). В днищах инверсионно поднятых малых впадин и на отрогах обнажаются неогеновые и четвертичные базальты, плиоценовые галечники и слабо литифицированные конглобрекчии. Днища крупных впадин выполнены рыхлыми отложениями трех литологических комплексов: песчаного, валунно-галечного и покровного лёссовидного. Взаимоотношения осадков этих комплексов и термолюминесцентные датировки показывают, что они накапливались одновременно в позднем плейстоцене, начиная с 70000 лет тому назад в голоцене. В песчаном комплексе преобладают аллювиальные отложения с характерной малакофауной. Это противоречит представлениям о существовании в плейстоцене общирного Тункинского палеоозера или залива Байкала. В составе валунно-галечного комплекса преобладают пролювий, ледниковые и водно-ледниковые образования. Покровный комплекс и сопряженные с ним склоновые отложения накапливались при решающем значении эоловых процессов. Отложения хорошо выраженных террасовых уровней долин Иркута и его крупных притоков формировались в пределах последних 40000 лет.

Ключевые слова. Байкальская рифтовая зона, Тункинская рифтовая долина, кайнозой, верхний плейстоцен, голоцен, литологический комплекс, террасовый уровень.

#### введение

Тункинская рифтовая долина протягивается от юго-западного окончания Байкала на запад на 200 км и состоит из ряда межгорных впадин, разделенных поперечными и продольными горстами (междувпадинными перемычками или отрогами) (Флоренсов, 1960). Центральным звеном этой системы является Тункинская впадина, достигающая в ширину более 30 км. Мощность ее кайнозойского вулканогенно-осадочного выполнения превышает 2000 м. В других впадинах (Торской, Быстринской, Мондинской, Хойтогольской и Туранской) о мощностях кайнозоя и характере залегания фундамента известно по геофизическим данным (Сейсмотектоника и сейсмичность..., 1975). Доступная для непосредственных наблюдений верхняя часть разреза кайнозоя рифтовой долины изучалась рядом исследователей (Адаменко и др., 1983; Кульчицкий и др., 1985). Основные достижения относятся к исследованиям более чем 30-летней давности, когда работами Э.И. Равского и др. (Антропогеновые отложения..., 1964) были сформированы представления о геологии антропогена юга Восточной Сибири.

В последние годы нами был изучен ряд разрезов рыхлых отложений в днище рифтовой долины и ее горном обрамлении, проведены сборы и определения малакофауны, палинологические исследования, получены датировки возраста осадков радиоуглеродным и радиотермолюминесцентным методами. Результаты этих исследований описываются в настоящей работе. Изучались преимущественно новые разрезы, без ревизии ранее известных, таких, например, как Белый Яр (Кульчицкий и др., 1994; Трофимов и др., 1995; Антропогеновые отложения..., 1964). В этой связи в работе отсутствует дискуссия по проблеме стратиграфического расчленения четвертичных отложений района – это дело будущего.

# РЫХЛЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ТУНКИНСКОГО РИФТА

В контурах днища рифтовой долины скальные породы – метаморфический комплекс и неогеновые базальты – слагают междувпадинные перемычки. В последние входят небольшие Быстринская и Мондинская, а также инверсионно поднятые блоки на западном крыле Еловского отрога, где обнажаются плиоценовые отложения. Что касается наиболее крупных впадин, то они сложены с поверхности только рыхлыми образованиями антропогена. Геоморфологические условия их залегания различны. Это не только осадки террасовых уровней долин главных рек, но и предгорные пологонаклонные равнины, в ряду которых особое значение имеет широкий предгорный откос в подножье горста Тункинских Гольцов. В днище западной части Мондинской и по окраинам Хойтогольской впадин плейстоценовые морены слагают характерные бугристо-западинные и грядовые поверхности. Как в днищах впадин, так и на отрогах в виде покровов облекания или гряд залегают эоловые пески и лёссовидные образования.

Разнообразие условий залегания рыхлых отложений заставляет с осторожностью относиться к геоморфологическим критериям их расчленения и корреляции. В литологическом отношении рыхлые отложения могут быть сгруппированы в три комплекса: песчаный, валунно-галечный и покровный лёссовидный. Их характеристика приводится ниже.

#### Песчаный комплекс

Пески слагают большую площадь центральных частей Торской и Тункинской впадин, их пологие южные крылья и борта, часто распространяются на вершинные поверхности междуречий северного склона хребта Хамар-Дабан, где встречаются на относительных высотах (до 100 м и более). Аналогичную ситуацию можно наблюдать на южных бортах Быстринской и Туранской впадин. Полностью песками сложен куполообразный массив Бадар в центре Тункинской впадины, возвышающийся на 150 м над окружающими низкими равнинами участков современных погружений (Флоренсов, 1960; Уфимцев, 1992). С юга, на левобережье Иркута, склон песчаного массива подрезан эрозионным уступом высотой 50-60 м. Здесь под полутораметровым слоем палевых покровных лёссовидных супесей обнажается толща однородных преимущественно среднезернистых промытых песков с редкими прослойками и линзами (1-3 см) алевритистого песка. Слойчатость горизонтальная волнистая или слабо выраженная косая. Песчаная толща удивительно однородна, по всему разрезу не встречено ни одного обломка псефитовой размерности. Характерна промытость песков, и содержание в них пелит-алевритового материала редко превышает 10%, преобладают зерна размерности 0.25-0.1 мм (до 50%).

В песках средней части разреза Бадар найдена ископаемая малакофауна хорошей сохранности, представленная видами: Vallonia ex gr. pulchella (Mull)<sup>1</sup>, Gastrocopta theeli (West.), Vertigo (Istmia) modesta (Say), V. (I.) alpestris Ald., Euconulus fulvus (Mull.). Моллюски наземные, с субаэральными условиями обитания и захоронения. Климат времени обитания этого комплекса малакофауны был теплее современного, с положительными среднегодовыми температурами. Термолюминесцентный возраст песков верхней части разреза – 65200 ± 400 лет (определения выполнены в Геологическом институте СО РАН, г. Улан-Удэ).

В 6-7 км юго-западнее этого разреза на правобережье Иркута песчаный комплекс обнажается в 30-метровом обрыве (разрез Кыренского аэропорта). Песчаная толща слагает террасоподобную поверхность в подошве северного склона хр. Хамар-Дабан. Разрез однороден – это среднеи мелкозернистые пески. Слабые вариации состава песков и содержания в них пелит-алевритовой фракции позволяют песчаную толщу здесь условно разделить на два горизонта. Нижнюю часть разреза слагают мелкозернистые и алевритистые пески с тонкой волнистой или параллельной горизонтальной слойчатостью с шагом в первые сантиметры. Верхняя часть разреза состоит из светло-серых хорошо промытых мелкозернистых песков с линзовидными обособлениями крупнозернистых и гравелистых. В этой части разреза наряду со слоями с горизонтальной волнистой или параллельной слойчатостью наблюдается два вида косой слойчатости. Первый – это обычная русловая косая слойчатость, свойственная крупнозернистым или гравелистым пескам с обособлением грубого материала в основаниях слоев мощностью до 0.7 м или отдельных слойков. Она дополняется вихревыми текстурами в верхних частях слоев. Второй вид наклонной параллельной слойчатости характерен слоям мелкозернистых и алевритистых песков, мощностью до 1.5-2.0 м и более. Тонкие параллельные слойки в них имеют однообразный наклон до 15° в юго-восточных или западных румбах. Иногда слойки смяты в вихревые (турбулентные) текстуры и содержат скопления окатышей оливкового глинистого песка размером до 5 см. Это исключает эоловый характер слойчатости, имеющей к тому же градационный характер. На аллювиальный генезис песков указывают и многочисленные хорошо сохранившиеся мелкие раковины моллюсков (на глубине 13 м), среди которых определены: Aplexa hypnorum (L.), Succinella ex gr. oblonga (Drap.), Succinea putris (L.), Vallonia tenuilabris (Al. Br.), Pupilla ex gr. muscorum (L.), Vertigo (I.) modesta. Несколько выше по разрезу (интервал 5-6 м) найдены: Succinella ex gr. oblonga, Vertigo alpestris, V.modesta, Columella columella (G.Martens), Pupilla ex gr. sterrii (Voith) и Vallonia tenuilabris. Все виды ныне обитают в Прибайкалье и кроме Aplexa hypnorum – обитателя временных водоемов – наземные. Условия обитания и захоронения малакофауны были субаэральными. В целом она представлена холодоустойчивыми видами. На глубине 11 м термолюминесцентный возраст песков составляет 31500 ± 2300 лет. На глубинах 8, 12 и 30 м обнару-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Авторы видов моллюсков приводятся при первом упоминании.



Рис. 1. Микросбросы в песках Кыренского аэропорта на южной окраине Тункинской впадины.



Рис. 2. Небольшие заполненные эрозионные врезы под подошвой (1) верхнего горизонта песков разреза Шабартуй и оползшая пластина (2) на крутом борту эрозионной рытвины.

жены единичные створки диатомей, в том числе вымерших неогеновых (переотложенных, инт. 8 м) и современных пресноводных – обрастателя Eunotia veneris (Kutz.) О. Mull. (инт. 12 м) и планктонного литорального вида Cyclotella ocellata Pant.

Особенностью разреза Кыренского аэропорта является частая нарушенность первичного залегания песков многочисленными микросбросами. Наблюдаются деформации двух видов: 1) ступенчатые сбросы с амплитудой перемещений по отдельным сместителям 10–20 см и с шагом около 50 см между ними; 2) Y – образные комбинации с опусканиями заключенных между ними клиньев до 10 см (рис. 1).

Разрез Шабартуй находится на правобережье Иркута, на перемычке между Тункинской и Торской впадинами (Еловский отрог). Песчаный комплекс слагает как вершину высокой увалистой ступени, составляющей правобережную часть отрога на высотах 810–820 м, так и ее западный склон, где пески распространяются по всему правому борту пади Сасалтуй и как бы упираются в ее левый (западный) борт, сложенный кристаллическими породами. Высота увала над руслом Иркута достигает более 100 м. В его вершинной части в придорожной выемке пески обнажаются на глубину более 16 м, и толща их разделяется на два горизонта. Верхний горизонт мощностью 7 м сложен горизонтально, волнисто- или параллельнослойчатыми песками, иногда алевритистыми. В подошве горизонта пески содержат гравий и редкую гальку. Преобладают слойки мощностью не более 10 см, реже они достигают 20 см. От подошвы горизонта на глубину до 1.5 м проникают псевдоморфозы по морозобойным трещинам.

Нижний горизонт представлен преимущественно желтовато- и буровато-серыми мелкозернистыми песками, прослойки гравелистых песков часто обогащены лимонитом. Характерна параллельная наклонная слойчатость с общим наклоном слойков в юго-западных румбах под углами до 20-25° - типичная клиноформа. В верхней части горизонта она осложнена заполненными промоинами глубиной до 1 м и более. Пески, их заполняющие, либо косослойчатые и обогащенные галькой в приподошвенных частях слоев (рис. 2), либо с наклонной слойчатостью, конформной ограничениям этих заполненных палеоврезов, на бортах которых заметны небольшие оползневые смещения песков. На глубине 10 м пески этого горизонта имеют термолюминесцентный возраст  $50400 \pm 3000$  лет. Заполнение древних небольших врезов, видимо, иллюстрирует генезис наклонной слойчатости клиноформы нижнего горизонта это слойчатость, формирующаяся на пологих откосах внутренних частей речных меандр при их смещении поперек общего направления течения палео-Иркута.

В дорожной выемке на западном склоне увала пески характеризуются наклонной волнистой тонкой слойчатостью с видимым падением слойков в западных румбах до 9° и более. Отдельные слои прослеживаются на бортах придорожной выемки на сотни метров. Это делает невозможным отнесение их к "меандровым" клиноформам, поскольку тогда следует полагать глубину палеорусла в десятки метров. Другое предположение: пески являются эоловыми и облекают пологий борт пади, тем более, что современные эоловые процессы здесь протекают активно и борта придорожной выемки в короткое время были покрыты эоловой рябью. Однако следует учесть, что наклонно залегающие пески на правом борту пади Сасалтуй содержат обломки крупных водных легочных моллюсков Anisus (Gyraulus) acronicus (Fer.), обитающих в постоянных водоемах, скорее всего мелководных, и Pupilla sp. Западный наклон слойков песков скорее всего обусловлен молодым воздыманием и перекосом правобережной ступени Еловского отрога, согласным с таковым его левобережного наклонного горста. Еще одна особенность разреза, расположенного на вершине увала: в основании обнаженной части нижнего горизонта песков появляются линзы галечников мощностью до 30 см и редкие неокатанные глыбы гранитоидов размером до 20-30 см (ледовый перенос?).

Пески разреза Шабартуй содержат бедные пыльцевые комплексы, в которых наряду с современными формами присутствуют и переотложенные миоценовые миоспоры. Исключив их, можно предполагать, что пески формировались в холодную климатическую фазу. Пески содержат также единичные створки вымершей пресноводной планктонной миоценовой диатомеи Alveolophora areolata (Moiss.) Moiss., comb.nov.

Разрез Тибельти расположен на междуречье рек Бол. и Мал. Тибельти в юго-восточной части Торской впадины. Толща песков мощностью 10 м залегает на валунных галечниках и характеризуется горизонтальной и реже косой русловой слойчатостью. Заметно циклическое строение в виде чередования тонких слойков разно- и мелкозернистого песка, мощность циклов составляет 5-7 см. В верхней части разреза наблюдаются заполненные песками же небольшие промоины глубиной до 1 м, а на глубине 7.2 м – псевдоморфозы по ледяным клиньям; этот уровень соответствует положению морозобойных трещин под подошвой верхнего горизонта песков разреза Шабартуй. В разрезе Аерхан на правобережье Иркута при входе его в западную часть Мондинской впадины маломощный слой песков с инволюциями, лежащий под лёссовидными покровными супесями, налегает на валунные галечники, относимые к плейстоценовой морене (Антропогеновые отложения..., 1964; Нагорья Прибайкалья..., 1974). Другой слой или линза песков мощностью до 3.5 м находится внутри валунных галечников и характеризуется наклоном слоев и подошвы по аз. 240° ∠20°. В песках отмечается чередование слоев мощностью до 0.5 м с различной слойчатостью - параллельной или перекрестно-волнистой, составленной S-образно изогнутыми линзами протяженностью не более 20 см. Эта слойчатость аналогична таковой в лёссовидных покровных супесях и напоминает современную эоловую рябь. С другой стороны, вложение песчаного горизонта в валунные (моренные) галечники заставляет предполагать водно-ледниковый генезис песков, слагающих тело типа оза. Пески в тяжелой фракции содержат большое количество пирита, что указывает на локальный источник сноса (см. ниже). Подстилающие галечники имеют хорошую промытость и, видимо, имеют аналогичное происхождение.

Особый элемент песчаного комплекса составляют эоловые образования, распространенные во многих местах Тункинского рифта (Уфимцев и др. В печати). Главные покровы эоловых песков расположены на западных склонах междувпадинных перемычек Еловского и Ниловского отрогов, слагают вершину и склоны песчаного массива Бадар и имеют характерный грядово-западинный микрорельеф. Они представляют собой продукт ветровой переработки верхней части песчаного комплекса. Морфоскопические исследования поверхности кварцевых зерен свидетельствуют о малых расстояниях их переноса; кварцевые зерна сохраняют характерную полировку от водных потоков. В восточной части Хойтогольской впадины эоловые пески залегают на поверхности 14-метровой надпойменной террасы, из верхнего слоя разреза которой получена термолюминесцентная датировка 29300 ± 1000 лет. Эоловые пески слагают здесь гору Хайрхан с относительной высотой 150 м.

Нами впервые получены 7 датировок возраста эоловых песков Тункинской долины. Термолюминесцентные и по методу IRSL датировки выполнены в лаборатории Института географии Кельнского университета (Германия) (Уфимцев и др., 1999). Согласно им главная фаза формирования массивов эоловых песков охватывает промежуток между 16120 ± 3580, (IRSL 16120 ± 2730) и 8310 ± 2630 (IRSL 8360 ± 1360) лет.

Вещественный состав основной (не эоловой) части песчаного комплекса характеризуется следующими особенностями (рис. 3). Как видно из диаграммы, пески имеют преимущественно кварцполевошпатовый состав с небольшим преобладанием кварца. По составу тяжелой фракции выделяются пески разреза Аерхан, где содержание пирита достигает порой 43% (!). Это свидетельствует о локальном источнике сноса и возможном присутствии в нем рудного тела. В других разрезах, за исключением Тибельти, в составе тяжелой фракции песков преобладает магнетит-ильменитовая ассоциация, а группы устойчивых и неустойчивых минералов близки по содержанию. Только для песков Бадара и Шабартуя наблюдается некоторое превышение устойчивых минералов, а в Аерхане и Тибельти – неустойчивых. Возможно, что это связано с расстояниями переноса обломочного материала.

#### Валунно-галечный комплекс

Валунно-галечный комплекс Тункинского рифта включает две возрастные группы отложений. К первой относятся валунные галечники, валунники аносовской свиты и так называемые мондинские конгломераты (Адаменко и др., 1983; Литология третичных отложений..., 1972). Они залегают либо в краевых частях междувпадинных перемычек, либо в днищах малых Быстринской и Мондинской впадин, входящих также в состав междурифтовых перемычек на участках приближения Тункинского рифта к таковым Байкальскому и Хубсугульскому. Отложения аносовской свиты в Быстринской и Мондинской впадинах содержат остатки мелких млекопитающих



Рис. 3. Диаграммы минерального состава легкой (А) и тяжелой (Б) фракций разрезов Тибельти (1), Бадар (2), Шабартуй (3), Аерхан (4) и валунных галечников разрезов Борьского Иркута (5) и Ильча (6). На диаграммах показаны содержания: 1 – магнетит, 2 – ильменит, 3 – устойчивые минералы, 4 – неустойчивые, 5 – пирит, 6 – прочие.

верхнего плиоцена (Адаменко и др., 1983) и обнажаются на земной поверхности благодаря инверсионным поднятиям дниц малых впадин. В центральной части Быстринской впадины (разрез Ильча и др.) в разрезе аносовской свиты преобладают уплотненные галечники, часто с небольшими валунами – породы, переходные к слабо литифицированным конгломератам. Много обломков плохой степени окатанности, часто колотых, к борту впадины галечники переходят сначала в рыхлые конглобрекчии, затем в склоновые щебни с крупными отторженцами выветрелых метасланцев. В толще валунных галечников обычны микросбросы и тектонически колотые гальки с разрывом обломков (Уфимцев, 1992).

Еще более тектонизированность осадков аносовской свиты проявлена в разрезе Борьского Иркута на северном борту Туранской впадины, где пролювиальные валунники и склоновые глыбняки, сложенные исключительно обломками неогеновых базальтов Ниловского отрога, залегают в зоне молодого сброса. Обломки имеют корки выветривания толщиной до 2 см, а поверхности их тектонически закатаны в той мере, что представляют зеркала скольжения со штрихами. Здесь же многочисленны и тектонически колотые валуны (Уфимцев, 1996).

В составе легкой фракции разрезов Ильча и Борьский Иркут наблюдаются сростки минеральных образований, как следствие значительной выветрелости отложений. В составе тяжелой фракции в разрезе Ильча преобладает ильменит и титаномагнетит над магнетитом вплоть до отсутствия последнего и отмечается резкое увеличение доли устойчивых минералов (рис. 3). В разрезе Борьского Иркута содержание магнетита подвержено резким колебаниям. Это связано с тем, что пролювиальные валунники сформировались за счет размыва практически только базальтовых покровов.

Валунные галечники молодой возрастной группы слагают пологонаклонный предгорный откос из слившихся конусов выноса в подошве сбросового уступа северного борта рифта, морены плейстоценового оледенения и флювиогляциальные образования, особенно распространенные в Мондинской впадине, предгорные шлейфы в подножьях междувпадинных перемычек. Крупные тела валунных галечников вложены в песчаный комплекс на выходе долин с северного склона Хамар-Дабана в днище рифта; примером, в данном случае, может служить разрез Тибельти.

Приповерхностные части пролювия в подошве Тункинского сброса – галечники и валунники с глыбами объемом до нескольких кубических метров, имеют голоценовый возраст. По крайней мере, пески и гравий, залегающие в основании конусов выноса, являющиеся их фацией разливов и содержащие раковины наземных моллюсков Succinea putris, на глубине до 4 м имеют запредельную (менее 3000 лет) радиотермолюминесцентную датировку.

Валунные галечники вблизи западной подошвы Еловского отрога слагают в краевой части Тункинской впадины сначала пологонаклонную предгорную равнину и затем террасовую поверхность, погружающуюся к центру впадины под озерно-болотные осадки зоны интенсивного современного погружения. У северо-восточной окраины с. Тунка эти отложения вскрыты карьером на глубину до 8-10 м. Это однородная толща галечников с редкими валунами и линзами гравия мощностью до 0.5 м. Слоистость горизонтальная, чуть волнистая. Из слоя гравия на глубине 4.5 м радиотермолюминесцентная получена дата  $70000 \pm 10000$  лет. Севернее, в другом карьере у поворота дер. Саганур, эта же толща валунных галечников в верхней части разреза (под покровными супесями мощностью 1.5 м и с ископаемой почвой) содержит линзу гравелистых песков, из которых на глубине 1.75 м получена радиотермолюминесцентная датировка 39000 ± 6000 лет. Подобные валунные галечники слагают восточную часть Тункинской впадины и перекрывают основания шлаковых вулканических конусов Талаинской группы (Флоренсов, Лоскутова, 1953), так что ее радиотермолюминесцентные датировки косвенным образом говорят о более раннем времени последних вулканических извержений.

Предположительно ледниковые отложения распространены в днище западной части Мондинской впадины. Они имеют характерный холмисто-западинный ландшафт, либо грядовые формы на поднятых тектонических ступенях северной части впадины. Мощность их может достигать 50 м и более. Восточнее Мондинской впадины, в пределах Харадабанской поднятой ступени, прорезанной узкой антецедентной долиной Иркута, близкие по характеру глыбово-валунно-галечные отложения заполняют эрозионные врезы глубиной до 60 м и более. Вблизи устья р. Хулугайма в придорожной выемке на левом борту долины Иркута они обнажены на глубину до 30 м. Это толща серых валунных галечников и валунников с глыбами объемом до 2 м<sup>3</sup> и с плохо обособленными линзовидными слоями песчано-алевритового материала мощностью до 2 м, где наблюдается переслаивание 10-20 сантиметровой мощности прослоев серых промытых песков, гравия с мелкой галькой и оливково-серых алевритистых песков и тонкослойчатых алевритов. Валунные галечники имеют плотный несортированный заполнитель с большим содержанием алевропелитового материала (ледниковая мука?), цементирующего породу. В восточном углу обнажения слои валунных галечников залегают наклонно и как бы срезают залегающие горизонтально ниже и западнее слои аналогичного состава. Но в самой восточной части обнажения к ним прислонена пачка горизонтально залегающих слоев.

Мы не располагаем надежными материалами для датировки этих образований. Дискуссионно и само отнесение их к моренам. Если, например, в моренах днищ троговых долин верховьев Иркута в Окинском плоскогорье поверхности валунов и глыб часто несут ледниковые штрихи, то в Мондинской морене (?) подобные штрихи не удалось обнаружить. Обращает внимание, что долина Иркута между хребтами Тункинские Гольцы и Мунку-Сардык, открывающаяся в Мондинскую впадину, лишена морфологических черт ледникового трога. Между долиной Иркута и ледниковыми цирками Мунку-Сардыка тальвеги долин имеют крутизну, сопоставимую с таковой склонов междуречий, что делало возможным проявление ледовых обвалов, а не обычных ледников. Словом, в изучении плейстоценового оледенения этого района существует масса проблем и открытых вопросов.

#### Покровный комплекс

Светло-серые (палевые) лёссовидные супеси и реже суглинки обычно залегают в форме покровов, облекающих формы рельефа, сложенные как скальными породами, так и рыхлыми образованиями. Мощность этих образований, практически монотонных, достигает 5 м и более и разрезы их можно наблюдать вдоль автодороги Култук – Монды в пределах междувпадинных перемычек. На восточной окраине с. Зактуй (правобережье Иркута) в нижних частях пологонаклонных еланей в основании склона хр. Хамар-Дабана лёссовидные однородные палевые супеси с вертикальной столбчатой отдельностью имеют видимую мощность более 5 м. Они характеризуются волнисто-линзовидной слойчатостью с S-образными изгибами линз и эта слойчатость множественно повторяет эоловую рябь на рядом расположенных, лишенных растительности площадках, что определенно указывает на эоловый генезис покровных супесей. На правобережной поднятой ступени Ниловского отрога между долинами рек Мал. и Бол. Зангисанов подобные же покровные супеси залегают на валунных галечниках и валунниках, возможно, флювиогляциальных. На лёссовидных образованиях часто развит характерный бугристо-западинный микрорельеф, обусловленный деградацией многолетней мерзлоты и, в частности, вытаиванием ледяных жил.

Эоловый материал, видимо, играет существенную роль в процессах молодой аккумуляции в Тункинской долине. На участках бассейновой аккумуляции он как бы растворяется в массе осадка, а в субаэральных условиях его значение возрастает и мощные толщи склоновых отложений, слагающие пологие скаты еланей, обладают заметной лёссовидностью. Примером могут служить разрезы на пологих склонах и подгорных еланях долины р. Еловки в одноименном отроге. Здесь в оврагах на глубину до 5 м обнажаются бурые, палевые и желтовато-серые лёссовидные супеси и суглинки с вертикальной столбчатой отдельностью, заключающие отдельные глыбы, щебень и линзовидные косы дресвы мощностью до 10-20 см. Эти косы имеют падение под склон, а слабо выраженная слойчатость в суглинках и супесях субпараллельна его поверхности. На глубинах 0.5-1.0 м в супесях периодически появляется горизонт погребенной почвы мощностью 10-15 см, а ниже его – тонкие прослойки сажистого материала.

Склоновые супеси бассейна р. Еловки содержат многочисленные раковины моллюсков: Succinella ex gr. oblonga, Succinea putris, S. sp., Cochlicopa lubrica (Mull.), C. lubricella (Porro), Columella columella, C. edentula (Drap.), Vallonia costata (Mull.), V. tenuilabris, Pupilla ex gr. muscorum, P. steerri, P. sp., Vertigo (I.) modesta, V.(I.) alpestris, Nesovitrea hammonis (Strom.), Euconulus fulvus, Gastrocopta ex gr. theeli, Discus ruderatus (Stud.), Bradybaena schrencki (Mull.). Моллюски хорошей сохранности и относятся к ныне обитающим в Тункинской долине видам. Все таксоны наземные, условия обитания и захоронения субаэральные. Малакофауна отражает условия, близкие к современным.

Можно предполагать, что главный этап формирования лёссовидных покровных и склоновых образований соответствует таковому эоловых песков. Если последние формировались за счет ближнего переноса и переотложения аллювиальных и озерных песков, то лёссовидные супеси являются результатом дальнего пылевого переноса. Покровные супеси, перекрывающие аллювий первой и второй надпойменных террас Иркута в Торской впадине у с. Тибельти, имеют, соответственно, радиоуглеродные датировки 5180 ± 40 и  $9280 \pm 40$  лет (Путеводитель..., 1982). Костные остатки, найденные Ю.В. Рыжовым в склоновых отложениях одного из еловских оврагов и определенные Н.П. Калмыковым как Eqvus sp. и Bison priscus, дают широкий возрастной диапазон – вторая половина среднего плейстоцена – поздний плейстоцен.

#### ОТЛОЖЕНИЯ РЕЧНЫХ ТЕРРАС

В Тункинской впадине хорошо выделяются три террасовых уровня в долине Иркута и его главнейшего притока р. Ихэ-Ухгуни: высокая пойма, первая и вторая надпойменные террасы. В их разрезах наблюдается сочетание пород песчаного и валунно-галечного комплексов при преобладании первых.

Стратотипические разрезы первой и второй надпойменных террас располагаются в Торской впадине у с. Тибельти, а возраст слагающих их отложений охарактеризован радиоуглеродными датировками (Путеводитель..., 1982). Осадки средней части разреза 14-метровой второй надпойменной террасы имеют датировки  $40060 \pm 820$  и  $31860 \pm 37$  лет. К ним близка термолюминесцентная дата  $29300 \pm 1000$  верхней части разреза 14-метровой восточной части разрезы р. Ихэ-Ухгуни в восточной части Хойтогольской впадины (см. выше). Но здесь в разрезе террасы преобладают валунные галечники, порой включающие окатанные глыбы объемом не менее  $2.0 \text{ м}^3$ , а пески слагают лишь верхи его.

Первая надпойменная терраса в районе с. Тибельти высотой 8-9 м в средней части разреза имеет радиоуглеродные даты  $9800 \pm 130$  и  $10300 \pm \pm 80$  лет (Путеводитель..., 1982). Этот террасовый уровень наиболее широко распространен в долине Иркута и к нему относится разрез 7–8-метровой террасы на левом берегу р. Малой Тай-



Рис. 4. Спорово- пыльцевая диаграмма разреза террасы на левом берегу р. Мал. Тайторки в селе Шимки на правобережье р. Иркута. 1 – погребенная почва; 2 – супесь; 3 – песок; 4 – галька, гравий; 5 – суглинок; 6 – торф; 7 – глина; 8 – содержание пыльцы и спор менее 1%; 9 – единичное содержание пыльцы и спор; 10а-д – содержания различных видов пыльцы и спор. Усредненные спорово-пыльцевые спектры современного аллювия р. Иркут: I – правый берег вблизи моста автодороги Туран–Нилова Пустынь; II – левый берег у моста автодороги Култук – Аршан.

торки в с. Шимки (рис. 4). В нижней части берегового обрыва вскрыт русловой галечник с рыжим песчаным заполнителем (обр. 13, глубина 6.7 м), в котором отмечены единичные зерна ели, сосны и папоротников. Перекрывающие галечники глины и суглинки с прослоями торфа (обр. 9-12, интервал 5.6-6.2 м) содержат спорово-пыльцевые спектры со значительным содержанием древесно-кустарниковых пород, особенно ели. Ей сопутствует незначительное количество пыльцы лиственницы, кедровидной и обыкновенной сосны, березы. Из пыльцы кустарников много ивы. В травянистой части спектра преобладает пыльца осоковых. Спектры указывают на наличие еловых редколесий с участием лиственницы, сосен кедровидной и обыкновенной, березы. По увлажненным местам росли ивняки, осоково-разнотравные группировки; на небольших сухих открытых участках – полынь, эфедра, гроздовник. В данном интервале выявлены в основном створки планктонного вида диатомовых водорослей Cyclostephanos costatus Log., Lupik. et Churs. var. costatus - обитателя пелагической зоны стоячих и медленно текучих водоемов. На глубине 5.8 м по торфу получена радиоуглеродная дата 11180 ± 70 лет назад (ГИН-8091), которая позволяет предположить, что формирование нижней толщи отложений происходило в условиях потепления в конце сартанского времени (Трофимов и др., 1995).

Выше по разрезу песчаные отложения (обр. 6-8; 5.6-3.0 м) включают спектры с большим содержанием спор плаунка годичного, который в настоящее время произрастает в хвойных лесах, топольниках, среди зарослей кустарников (Флора Центральной Сибири, 1979). Судя по малочисленности пыльцы древесных пород, растительный покров был сильно разрежен. Широкое распространение получили сообщества открытых мест обитаний. На глубине 3.1 м обнаружены донные диатомеи – Hantzschia amphioxys f. capitata O. Mull. и Pinnularia borealis Ehr. var. borealis (северо-альпийский вид, типичный для северных и горных водоемов); обрастатели – Cymbella ventricosa Kutz. var. ventricosa, Fragilaria construens var. triundulata Reich. и Tetracyclus rupestris (A.Br.) Grun. (ярко выраженный северо-альпийский вид); а также створки планктонной диатомеи Cyclotella Kutz. sp. Фиксируются достаточно холодные и влажные условия последнего похолодания в конце сартанского времени.

В спектрах песков и галечников интервала 3.0–2.0 м (обр. 4, 5) возрастает роль древесно-кустарниковой пыльцы, в основном за счет пыльцы древовидных и кустарниковых берез. Помимо единичной пыльцы ели, сосен, отмечается пыльца пихты, ольхи, жимолости. Разнообразен видовой состав трав. Изменения в растительном покрове указывают на некоторое улучшение климата (раннеголоценовое?). Верхняя часть разреза (обр. 1–3, инт. 0.5–2.0 м), характеризуется спектрами, в которых сокращается сумма пыльцы древесно-кустарниковых, увеличивается число трав. Большие открытые площади были заняты как сухолюбивыми, так и луговыми разнотравными сообществами. По долинам рек сохранялись небольшие смешанные лесные сообщества из берез, ели, сосен, ольхи. Видимо, наблюдается очередное похолодание, сопоставимое с раннеголоценовым холодным интервалом (питско-игаркинское похолодание), датируемым примерно 9800–9300 лет назад (Кинд, 1974).

Спорово-пыльцевые спектры (усредненные по 10 пробам) современного аллювия р. Иркута отличаются от таковых террасовых отложений высоким содержанием пыльцы сосны обыкновенной (рис. 4), широкое распространение которой отмечается с 6000 лет назад (Томская, 1981; Андреев и др., 1992; Безрукова и др., 1996).

Разрез содержит также обильную малакофауну. На глубине 2.2–5.75 м в суглинках и песках обнаружены: Cochlicopa sp., Pupilla sp., Vallonia costata, V. tenuilabris., Discus ruderatus, Nesovitrea hammonis, Euconulus fulvus, Vertigo (I.) modesta. В серых глинах на глубине 6.30 м к перечисленным видам добавляются: Lymnaea (Galba) sp. (juv.), L.(Peregriana) ovata (Drap.), L.(P.) balthica (L.), L.(P.) ampullacea (Ross.), Aplexa hypnorum, Succinella ex gr. oblonga, Succinea putris, Columella columella. Все моллюски современные, но в первом случае содержатся только наземные виды, а во втором – преимущественно водные, обитатели мелководных водоемов.

На правом берегу Иркута у с. Шимки в средней части 5-метрового разреза этой террасы в промытом сером песке обнаружены моллюски Lymnaea (Galba) truncatula (West.), L. sp., Anisus (Gyraulus) acronicus (Fer.), Cochlicopa? sp., Gastrocopta ex gr. theeli, Pupilla sp., Vallonia costata, V.tenuilabris, Punctum pugmaeum (Drap.), Discus ruderatus, Nesovitrea sp. (juv.) и редкие остракоды. Состав малакофауны указывает на потепление климата. Ранее Э.И. Равским (Антропогеновые отложения..., 1964) отложения этой террасы Иркута относились сначала к эоплейстоцену, позднее к казанцевскому межледниковью (Равский, 1972), но радиоуглеродная датировка говорит о их более молодом возрасте.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В днищах впадин Тункинского рифта преимущественно распространены рыхлые образования позднеплейстоценового возраста, в литологическом отношении относящиеся к трем комплексам: песчаному, валунно-галечному и лёссовидных супесей (покровному). Более древние образования – валунники и валунные галечники верхнего плиоцена - выходят на земную поверхность в междувпадинных перемычках и, в частности, в малых впадинах, в них входящих, и испытывавших инверсионные воздымания. В пределах больших впадин (Торской, Тункинской) наиболее представительные разрезы плейстоцена приурочены к участкам инверсионных воздыманий. Это южные окраины впадин, где они частично втянуты в сводовое поднятие хр. Хамар-Дабана (разрез Кыренского аэропорта), инверсионное куполообразное поднятие массива Бадар, а также междувпадинные перемычки (разрезы Шабартуй и Хулусансата). В центральных частях впадин господствуют низкие равнины с многоозерьями и озеровидными разливами русел - свидетели молодых интенсивных погружений (Флоренсов, 1960; Уфимцев, 1992).

Данные о возрасте отложений различных литологических комплексов указывают на их одновременное формирование во вторую половину позднего плейстоцена. Это усложняет стратификацию и корреляцию разрезов рыхлых отложений и требует разработки способов их детального изучения. Особенности состава верхней части разреза кайнозоя Тункинского рифта, характер слоистости осадков и малакофауна указывают на преимущественное распространение аллювия и пролювия. В изученных разрезах практически отсутствуют озерные отложения сколько-нибудь значительной мощности. Мнения о существовании в Тункинской долине крупных плейстоценовых озер или залива "Большого Байкала" не имеют фактологической обеспеченности.

Главные трудности в изучении молодых отложений Тункинского рифта и других впадин байкальского типа заключаются в их расчленении. Из песчаного и валунно-галечного комплексов получить хорошие палинологические материалы удается в единичных случаях, столь же редки находки остатков млекопитающих. Радиотермолюминесцентный метод часто дает сбои; в особенности это касается песчаного комплекса. В данной работе использовались наиболее надежные датировки. Обсуждение же возможностей этого метода мы намереваемся выполнить при создании достаточной базы данных.

Обнаружение ископаемых моллюсков практически в каждом разрезе плейстоценовых песков позволяет задуматься об их использовании для "тонкой" стратиграфии верхнего плейстоцена рифтовых долин, в первую очередь, за счет изменений по разрезам их видового состава, количества (общего и по видам) в определенных объемах осадка.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (96-05-64773, 97-05-64274, 97-05-64352) и Национального центра научных исследований Франции (CNRS URA 095).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Белова В.А. и др. Микротериофауна моллассовых толщ Байкальской рифтовой зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 6. С. 84–89. Андреев А.А., Климанов В.А., Сулержицкий Л.Д. История растительности и климата центральной Якутии за последние 11000 лет // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 112–117.

Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири / Отв. ред. Никифорова К.В. М.: Наука, 1964. 280 с.

Безрукова Е.В., Мац В.Д., Летунова П.П.и др. Голоценовые торфяники Прибайкалья как объект палеоклиматических реконструкций // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 12. С. 78–92.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.

Кульчицкий А.А. О кайнозойских отложениях Быстринской впадины в Прибайкалье // Вопросы геологии и палеогеографии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: Иркутский гос. ун-т. 1985. С. 85–89.

Кульчицкий А.А., Осадчий С.С., Мишарина В.А. и др. Результаты изучения песчаных отложений Тункинской впадины (разрезы Белый Яр I и II) // Байкал и горы вокруг него. Тезисы докл. Иркутского геоморфологического семинара, октябрь 1994 г. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1994. С. 100–103.

Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / Отв ред. Логачев Н.А. М.: Наука, 1972. 120 с.

Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Отв. ред. Флоренсов Н.А. и др. М.: Наука, 1974. 359 с.

Путеводитель экскурсий А-13 и С-13. Прибайкалье. XI конгресс Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА). 1982. М.: Наука, 1981. 43 с. *Равский Э.И.* Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 335 с.

Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна / Отв. ред. Солоненко В.П. Новосибирск, Наука, 1975. 134 с.

Томская А.И. Палинология кайнозоя Якутии. Новосибирск: Наука, 1981. 221 с.

Трофимов А.Г., Кулагина Н.В., Попова С.М., Шибанова И.В. Новые данные по плейстоцену Тункинских впадин // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе. Тезисы докладов. Т. 1. Иркутск: РФФИ-ИЗК СО РАН. 1995. С. 50–51.

Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1992. 216 с.

Уфимцев Г.Ф. Рыхлые отложения в деформационном процессе: пример из Байкальской рифтовой зоны // Доклады АН. 1996. Т. 351. № 4. С. 517–520.

Уфимцев Г.Ф., Джаннотта А., Перевалов А.В. и др. Эоловые ландшафты Тункинской долины // География и природные ресурсы. (В печати).

Флора Центральной Сибири / Отв. ред. Малышев Л.И., Пешкова Г.А. Новосибирск: Наука, 1979. 534 с.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. Вып. 19. 258 с.

Флоренсов Н.А., Лоскутова Н.В. Новые данные о Тункинских вулканах (Западное Прибайкалье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 5. 1953. С. 96–104.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 621.317.412:551.58

# ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ КАППАМЕТРИИ В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

#### © 2002 г. В.А.Большаков

Московский университет, Москва Поступила в редакцию 11.01.2000 г., получена после доработки 07.04.2000 г.

Проведен анализ изложенных в различных публикациях примеров использования каппаметрии с целью палеоклиматических интерпретаций и геологических корреляций (для отложений лёссовой формации). Показано, что использование каппаметрии в указанных целях имеет существенные ограничения и требует в каждом конкретном случае специального обоснования.

Ключевые слова. Магнитная восприимчивость, каппаметрия, палеоклимат, корреляция, лёсс, погребенная почва, изотопно-кислородные данные.

#### введение

Данные об измерении магнитной восприимчивости к (греческая каппа), или каппаметрии осадочных пород все шире применяются при палеогеографических исследованиях. Однако далеко не все выводы таких исследований можно признать достаточно корректными и убедительными. Методологические и методические вопросы использования магнетизма горных пород и, в частности, каппаметрии, рассматривались в предыдущих публикациях автора (Большаков, 1996, 1997, 2000). Было показано, что величина к отложений определяется многими факторами, такими как климатические условия формирования осадков, источники поставки магнитного материала и их удаленность, местные геохимические и геоморфологические условия, литологические особенности отложений, состав подстилающих пород, время и другие. Такая многофакторная зависимость, очевидно, предполагает четкое выявление основных причин, определяющих изменения к, при использовании каппаметрии для решения какой-либо конкретной задачи. Иными словами, необходимо определить конкретный физический механизм, ответственный за происхождение магнитного сигнала, и только на основе этого делать заключение о возможности решения поставленной задачи с помощью каппаметрии. Это требование является основой сформулированного автором методологического подхода, соблюдение которого позволяет получать непротиворечивые выводы при использовании методов магнетизма горных пород и, в частности, каппаметрии (Большаков, 1997, 2000). К сожалению, требования этого методологического подхода далеко не всегда соблюдаются, что приводит иногда к парадоксальным результатам. Например, спектральный анализ данных каппаметрии, выполненный в работах (Beget, Hawkins, 1989; Kukla et al., 1990) выявил в изменениях величины к лёссово-почвенных разрезов Аляски и Китая наличие периодов, близких к циклам вариаций орбитальных элементов. Однако в первом случае не учитывалась неравномерность скорости осадконакопления, а во втором случае была сделана попытка учета этой неравномерности, но основанная на неверных физических предпосылках (Большаков, 1997, 2000). Иными словами, временные шкалы в обоих случаях были заведомо несогласующимися и неточными, однако результаты спектрального анализа все равно показали, что периоды вариаций к близки к орбитальным. Отсюда был сделан важный и по мнению автора верный, но в данном случае необоснованный, вывод об определяющем влиянии орбитальных вариаций на процессы лёссообразования на планете. Анализ утверждений и выводов ряда работ, о которых сказано ранее (Большаков, 2000), а также будет говориться ниже, приводит к заключению о некоем мистическом отношении их авторов к возможностям этого метода, не подкрепляемых их же собственными эмпирическими данными. Такие примеры использования каппаметрии могут вызвать только недоверие.

Одним из немногих методологически четко выполненных исследований, использующих каппаметрию, является работа Тоувени и др. (Thouveny et al., 1994). Исследуя отложения вулканических озер Франции, авторы предложили простую и подкрепленную данными палеоботанического, гранулометрического, минералогического, геохимического и диатомового анализов модель климатически обусловленных изменений величины к. В холодных условиях процессы промерзанияоттаивания увеличивают эрозию вулканических пород и отложение обломочного материала (увеличение к). При потеплении развитие почвообразования и растительности приводит к усилению органического седиментогенеза, что ведет к росту количества немагнитной фракции (уменьшение к). В результате применения комплекса перечисленных выше методов, включая радиоуглеродный, были достаточно подробно исследованы палеоклиматические вариации за последние 140 тыс. лет и подтверждены выводы о наличии "тонкой структуры" климатических изменений в пределах изотопно-кислородной (ИК) стадии 5е, относящейся к последнему межледниковью. При этом авторы (Thouveny et al., 1994, с. 503) отмечают, что "величина к чувствительна к изменениям локального климата и устанавливает точную и реальную запись, особенно полезную, когда палеоботаническая или геохимическая информация в некоторой степени теряет значимость (например, в наиболее холодных условиях)".

Цель данной работы – проанализировать конкретные примеры использования каппаметрии при геологических корреляциях, а также примеры, связанные с различными аспектами палеоклиматических исследований, опубликованные разными авторами. Объектом исследования являются породы лёссовой формации (ЛФ) различных регионов земного шара, при изучении которых каппаметрия применяется особенно широко.

Прежде, чем перейти к анализу публикаций, отмечу, что наиболее эффективно использование каппаметрии, когда величина  $\kappa > 10^{-4}$  ед. СИ. Такая величина к обычно связана с наличием в породе ферримагнитных минералов типа магнетита, маггемита, грейгита или титаномагнетитов. Если к пород меньше, интерпретация каппаметрических данных будет затруднена, поскольку потребует дополнительных исследований. Хорошей иллюстрацией этого является работа Хоунслоу, Майер (Hounslow, Maher, 1999), в которой использование рентгенофазовых исследований, мессбауэровской спектроскопиии, электронной и оптической микроскопии, диспергирования осадков оказалось малоэффективным для извлечения палеоклиматической информации из каппаметрических данных, когда к оказалась меньшей 5 × 10<sup>-5</sup> ед. СИ. Из этого примера также следует, что малая величина к отложений лишает метод каппаметрии его преимуществ, каковыми являются небольшие затраты времени на измерения и дешевизна метода, возможность получения данных без нарушения целостности изучаемых объектов, т.е. измерение к прямо на разрезе или на колонке донных осадков. Еще одним преимуществом каппаметрии, способствующим широкому распространению этого метода, является получение данных в численной форме, удобной для непосредственной интерпретации и дальнейшей обработки.

## ОБЗОР И АНАЛИЗ НЕКОТОРЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КАППАМЕТРИИ

Использование каппаметрии для геологических корреляций и изучения палеоклиматов плейстоцена чаще всего заключается в сравнении каппаметрических и ИК данных. Поэтому трудно разделить эти два направления использования каппаметрии, так как широко применяемая ИК временная шкала является по сути климатохроностратиграфической.

О влиянии климатических условий на магнитную восприимчивость почв известно давно (Le Borgne, 1960; Бабанин, 1971; Вадюнина, Бабанин, 1972; Tite, Liningtone, 1975; Mullins, 1977; Смирнов, 1978). В этих же работах затрагивались и палеоклиматические аспекты каппаметрии лёссов и почв. Однако Маллинз (Mullins, 1977) предостерегал от поспешных попыток использовать величину к почв (или отношение величин к почв и лёссов,  $\kappa_m/\kappa_n$ ) для решения обратной задачи: определения с помощью каппаметрии палеоклиматических условий формирования горизонтов ЛФ. Это мнение основывалось на существенно многофакторной зависимости величин к отложений от различных, не только климатических, внешних условий (например, состава подстилающих пород), о которых уже говорилось выше.

Одними из первых наиболее известных публикаций, в которых изменение магнитной восприимчивости пород ЛФ Китая (разрез Лочуань) связывалось с палеоклиматическими вариациями, являются работы (Heller, Liu, 1984, 1986). Вывод о том, что магнитная восприимчивость может быть индикатором палеоклиматических изменений. был сделан на основе отмеченного авторами закономерного изменения  $\kappa$  по разрезу. В почвах, формирование которых соотносится с межледниковьями, к повышена, а в лёссах, сопоставляемых с оледенениями - понижена. Это побудило авторов провести корреляцию каппаметрических и ИК-данных, которые неплохо соответствуют друг другу. Однако это соответствие не полное, не "один в один", как говорится в их публикации 1986 г. Главное, видимое сразу несоответствие – инверсия Матуяма-Брюнес (М/Б), зафиксированная в 19-й ИК стадии глубоководных осадков, должна приходиться на 21 или даже 23 стадию к в разрезе Лочуань, что соответствует погребенной почве 8 (ПП 8). Однако, исходя из того, что характеристическая намагниченность пород этого разреза имеет, в основном, химическое происхождение, авторы (Heller, Liu, 1986) переносят границу инверсии М/Б в лёсс примерно на 1 м выше кровли ПП 8, тогда как в более ранних публикациях (Heller, Liu, 1984; Лю Дуншэн и др. 1984) она была зафиксирована внутри и даже в основании ПП 8. Смещение записи инверсии при нали-



Рис. 1. Литология (a) и магнитная восприимчивость (в 2 × 10<sup>-5</sup> ед. СИ) в разрезах Хайфенг (б) и Лочуань (в), в сравнении с изотопно-кислородной (ИК) шкалой SPECMAP (г). (д) – нумерация ИК стадий; L – лёссы, S – почвы. Крупные точки отмечают вершины ИК стадий и их предполагаемые временные эквиваленты в лёссовых разрезах. Стрелки указывают на положение инверсии Матуяма-Брюнес. Рисунок взят из работы (Kukla et al., 1988).

чии процессов вторичного намагничивания – явление известное (Большаков, 1995, 1996), однако количественная оценка этого смещения требует специальных исследований (Большаков, 1999). Поэтому такое произвольное смещение границы не выглядит достаточно обоснованным, тем более что лёссы, по утверждению авторов, сформировались в холодных сухих условиях, а инверсия Б/М зафиксирована в теплой, 19-й ИК стадии.

В работе (Heller, Liu, 1986) сделана попытка провести спектральный анализ данных каппаметрии. Использование временной шкалы, основанной на палеомагнитных временных реперах и постоянстве скорости седиментации по разрезу, не дало значимого результата. Только после приведения, или подстройки (tuning) к-данных к инсоляционным кривым, рассчитанным Берже (Berger, 1978), был выявлен период изменений, близкий к 40 тыс. лет, т.е. к периоду вариаций угла наклона плоскости экватора к плоскости эклиптики. Отсутствие 23-тысячелетней периодичности авторы (Heller and Liu, 1986) интерпретируют как отсутствие влияния на формирование ЛФ Китая сезонных вариаций инсоляции, связанных с прецессией. Это заключение вызывает сомнение, так как территория Китая подвержена влиянию муссонов (палеомуссонов) (Banerjee et al., 1993), интенсивность которых, в свою очередь, связывается с прецессией земной оси (Rossignol-Strick, 1983; Prell, Kutzbach, 1987). Еще более странным является отсутствие 100-тысячелетней периодичности изменений к, которая явно просматривается, например, на рис. 1, взятом из работы (Kukla et al., 1988). Мною не приведены данные каппаметрии для разреза Лочуань из работ (Heller, Liu, 1984, 1986), поскольку в них эти данные представлены в логарифмическом виде и потому менее наглядны. Гарантией соответствия данных рис. 1 данным Хеллера и Лю (Heller, Liu, 1984, 1986) можно считать то, что авторы этих работ являются и соавторами публикации (Kukla et al., 1988). Отмеченные неудовлетворительные результаты спектрального анализа обусловлены неразработанностью временной шкалы разреза Лочуань и отсутствием оценки влияния на величину к различных факторов, в том числе и неразработанностью механизма связи вариаций к с изменением палеоклимата. Эта связь в работах (Heller, Liu, 1984, 1986) только декларируется. Последнее достаточно важно, поскольку корректность результатов применения спектрального анализа связана с обоснованием палеоклиматической природы каждого значащего минимума и максимума к.

Похожие недостатки есть в работе по сибирскому разрезу Куртак на Оби (Chlachula et al., 1998), в котором, кстати, выявлено обратное соотношение к лёссов и ПП: к лёссов повышена (рис. 2), так же, как и для разрезов ЛФ Аляски (Beget, Hawkins, 1989; Beget et al., 1990). В публикации (Chlachula et al., 1998) авторы связывают изменения к лёссов с климатически обусловленными изменениями силы ветра, не приводя никаких доказательств в пользу этой "аляскинской" модели, объясняющей наблюдаемое соотношение к лёссов и почв. (Как показано ранее (Большаков, 1997, 2000), ветровой механизм изменения к нельзя признать обоснованным и у авторов "аляскинской" модели (Beget, Hawkins, 1989; Beget et al., 1990). В частности, увеличение к с увеличением размера зерен в осадке (Beget et al., 1990) может быть связано не только с эоловым, но и с водным переносом или водной переработкой осаждающегося материала. Кроме этого, в модели не учитывается влияние на величину к химических изменений, которые имеют место в лёссах Аляски (Beget, Hawkins, 1989).) Поэтому неубедительной представляется не только корреляция по величине к разреза Куртак с тихоокеанской колонкой V21-146, но и выделение подстадий ИК стадии 5 (Chlachula et al., 1998) (рис. 2). Такие "подстадии", особенно 5a и 5b (рис. 2b), при желании можно выделить и в области вышележащего минимума к, на глубине около 10 м, тем более, что не приводится обоснований стратиграфического положения или возраста ПП разреза.

Из приведенных здесь по разрезам ЛФ Китая, Сибири и Аляски и известных по другим регионам каппаметрических данных следует заключить, что отношение величин к погребенных почв и лёссов,  $\kappa_m/\kappa_n$ , изменяется в пространстве, т.е. может быть больше и меньше единицы, или близко к ней.

В связи с часто встречающейся необоснованностью (в конкретных ситуациях) утверждений о палеоклиматической значимости каппаметрии лёссово-почвенных разрезов, особый интерес вызывают работы, в которых проводятся непосредственные сопоставления изменений к с палеоклиматическими кривыми, полученными на основе изучения палинологических или палеонтологических данных. К таким работам относится публикация Болиховской и др. (1999), в которой приводятся результаты изучения одного из представительных разрезов ЛФ центра Русской равнины – Стрелицкого опорного разреза. Основой публикации (Болиховская и др., 1999) является сопоставление палеоклиматических реконструкций, выполненных по палинологическим данным, с данными каппаметрических исследований и их интерпретацией. К сожалению, эта интерпретация и основанные на ней выводы оказываются противоречивыми. Ярким примером тому является первый, главный вывод работы: "В разрезе Стрелица, как и в других разрезах лёссовой формации, максимумы удельной начальной магнитной восприимчивости (обозначается χ – В.Б.) приходятся на теплые межледниковые условия, холодным ледниковым эпохам отвечают минимальные, либо пониженные ее значения. Палеоклиматические изменения в профилях начальной магнитной восприимчивости проявляются в сглаженном виде, в них не проявляются эндотермальные похолодания. Заметна роль оглеения, иска-



Рис. 2. Литологическая колонка (a) и магнитная восприимчивость (б), (в) разреза Куртак, по (Chlachula et al., 1998). 1 – чернозем; 2 – шоколадная почва; 3 – оглеенная выщелоченная почва; 4 – коллювиальный лёсс; 5 – эоловый лёсс. (в) – пример расчленения изотопно-кислородной стадии 5 на подстадии 5*a*–5*e*. Величина удельной магнитной восприимчивости – в единицах 10<sup>-6</sup> м<sup>3</sup> кг<sup>-1</sup>.

жающая палеоклиматическую запись в магнитных профилях", (Болиховская и др. 1999, с. 690). Очевидно, что конкретный результат первой части (первого предложения) вывода существенно ослабляется второй его частью. Более того, вторая часть вывода (второе и третье предложения) также противоречива, поскольку третье предложение противоречива, поскольку третье предложении говорится, что изменения  $\chi$  являются палеоклиматическими, тогда как в третьем указывается, что палеоклиматическая запись в магнитных профилях искажается оглеением. В таком случае логично говорить об "искаженной" палеоклиматической каппаметрической записи, что фактически



Рис. 3. Стратиграфия, литология, каппаметрическая и палеоклиматическая кривые разреза Стрелица, по (Болиховская и др., 1999).

1 – А-горизонты погребенных почв; 2 – В-горизонты погребенных почв; 3 – кротовины; 4 – ожелезнение; 5 – оглеение; 6 – лёсс; 7 – песок; 8 – Донская морена. Тѕ – тясминский, гт – роменский, кт – каменский, іп – инжавинский, кг – коростелевский, vг – воронский горизонты лёссов и почв. Затененные участки у кривой сукцессии растительности и климата соответствуют межледниковьям.

может означать отсутствие последней. Это заключение, возможно, впервые так убедительно, подтверждается и данными, приведенными в работе Болиховской и др., (1999), (рис. 3). Так, горизонтам AC роменской (межледниковье) и AI<sup>1</sup> каменской (оледенение) почв соответствуют переходные значения  $\chi$ , причем средние величины  $\chi$ горизонта AI<sup>1</sup> не ниже средних величин  $\chi$  горизонта AC, как видно из графика  $\chi$ . (Мы используем термин "переходные" значения вместо "повышенные" или использованного в цитированном выше выводе "пониженные", поскольку без указания, относительно чего "пониженные", этот термин может ввести в заблуждение. Например, пониженные относительно максимума значения могут легко оказаться больше повышенных относительно минимума величин.) Далее, минимальное значение  $\chi$  горизонта *В* инжавинской почвы приходится на межледниковье, а опять же переходные значения  $\chi$  коростелевского лёсса и горизонта *AI*<sup>1</sup> воронской почвы – на оледенение. Затем, максимум  $\chi$  горизонта *AI* воронской почвы не "несколько запаздывает относительно климатического оптимума", как интерпретируется в работе, а приходится прямо на эндотермальное похолодание мучкапского межледниковья, тогда как начало и климатический оптимум этого межледниковья характеризуются минимальным и переходным значением  $\chi$  соответственно горизонтов B и AB воронской почвы (рис. 3). Окончательное опровержение первой части вывода работы (Болиховская и др., 1999) делается самими же соавторами-палеомагнитологами в публикации (Вирина и др., 1998), где прежде всего упомянуто, что все-таки отношение у лёссов и ПП в разных регионах может быть больше и меньше единицы (этот известный факт был уже отмечен нами выше). Кроме этого сказано, что в подзолистом горизонте мезинской почвы, которую сопоставляют с межледниковьем, отмечен минимум χ. Также в публикации (Вирина и др., 1998) сообщается еще один важный факт. В подморенной лёссово-почвенной серии, которая не расссматривалась в работе Болиховской и др. (1999), представленной, в частности, оглеенными почвами, последним свойственны пониженные значения  $\chi$ .

Таким образом, анализ публикаций (Болиховская и др., 1999; Вирина и др., 1998) указывает на наличие различных соотношений величин к лёссово-почвенных горизонтов разреза Стрелица с записанными в них климатическими событиями и, в противоположность недостаточно обоснованному и противоречивому выводу их авторов о палеоклиматической значимости к, приводит, на мой взгляд, к двум следующим выводам. 1. Отношение  $\kappa_m/\kappa_n$  может существенно меняться (быть больше и меньше 1) не только в пространстве, но и во времени. 2. Изменение величины к в разрезах ЛФ может не отражать зафиксированных в них климатических изменений, т.е. определяться неклиматическими факторами.

Естественно, вывод 2 не отрицает и того, что к может отражать палеоклиматические изменения. Например, такое заключение может быть сделано на основе работы (Поспелова, Левковская, 1994), где для одной почвы показано практически полное подобие изменения каппаметрических и палинологических данных по разрезу Погребя в Молдавии.

Другим примером попытки детального анализа связи вариаций к почв с климатическими изменениями и использования полученных данных для конкретных палеоклиматических интерпретаций является работа Майер и др. (Маher et al., 1994). В этой работе в математической форме установлена связь между магнитной восприимчивостью современных почв Лёссового плато Китая и количеством выпадающих водных осадков. Оба показателя увеличиваются в направлении с северо-запада на юго-восток. Эта количественная связь используется авторами для оценки изменения выпадения осадков в прошлом. Однако, как отмечают сами авторы работы (Maher et al., 1994), оценки количества осадков во время последнего межледниковья, сделанные ими, существенно превышают оценки, полученные на основе других методов, в частности с помощью модели общей ширкулящии атмосферы. На мой взгляд, это может быть связано с тем, что в подходе, предложенном в публикации (Maher et al., 1994), есть как минимум два существенных недостатка. Первый состоит в следующем. Считая, что увеличение к в почвах связано с педогенезом, авторы выделяют зависимость процесса почвообразования только от количества осадков. Однако известно, что на педогенез оказывает влияние, например, скорость осадконакопления. При большей скорости седиментации эолового материала процесс почвообразования будет подавляться и величина к почв будет меньше. Кстати, это утверждение согласуется с данными по Лессовому плато Китая: к увеличивается с уменьшением мощности лёссово-почвенных горизонтов, что происходит по направлению от Ланьчжоу к Лочуани (Burbank, Li, 1985; Kukla et al., 1988; Hus, Hun, 1992; Evans, Heller, 1994). Таким образом, формула, связывающая величину к почв с количеством осадков, включает в себя и зависимость от скорости осадконакопления. В этом случае задача выделения зависимости к от количества атмосферных осадков становится неоднозначной, поскольку мы не знаем, есть ли неизменная связь между скоростью седиментации и количеством атмосферных осадков в данном месте и уж тем более какова эта связь, если она есть. Задача еще больше усложнится, если принять во внимание температурные различия в пределах Лессового плато, которые, вероятно, также имеют место и могут влиять на процесс педогенеза и, следовательно, на величину к.

Второй недостаток связан с тем, что в работе (Maher et al., 1994) не учитывается возможность изменения магнитных минералов почв после их захоронения. О наличии таких, по крайней мере качественных изменений в погребенных почвах Болгарии, похожих по своим магнитным характеристикам на китайские ПП, сообщалось автором (Большаков, 1996). Возможность изменения магнитных свойств ПП со временем вполне соответствует данным о влиянии процессов диагенеза, приводящих, например, к тому, что с течением времени после захоронения количество гумуса в ПП уменьшается (Кригер, 1965). Наличие такого процесса исключает возможность определения палеоклиматических изменений путем сравнения вариаций величины к в погребенных почвах с полученной пространственно закономерностью ее изменения в современных почвах.

Использование каппаметрии в хроностратиграфических целях было впервые выполнено Куклой и др. (Kukla et al., 1988). Кукла предположил, что концентрация магнетита, или величина к лёссов и почв будет зависеть от скорости накопления лёссового материала. Им была предложена



Рис. 4. Магнитная восприимчивость (в единицах 10<sup>-8</sup> м<sup>3</sup> кг<sup>-1</sup>) разрезов Хайфенг II и Карамайдан. Почвы обозначены черным цветом и пронумерованы сверху вниз. Стрелкой показано положение инверсии Матуяма–Брюнес. Рисунок взят из работы (Shackleton et al., 1995, Fig.1).

модель субаэрального накопления природной магнетитовой пыли из высоких слоев атмосферы с постоянной скоростью ее выпадения на поверхность. Это позволяло, зная величины к и мощности осадочных слоев, вычислять интервал времени их формирования, естественно, при условии непрерывности осадконакопления. Еще одно условие – наличие не менее двух датировочных уровней (обычно это начало голоцена и инверсия Матуяма-Брюнес) в разрезе для возможности его датирования. Определение возраста слоя за номером *m* проводилось по формуле:

$$T_{m} = T_{1} + \left(\sum_{i=1}^{m} a_{i} \chi_{i}\right) (T_{2} - T_{1}) \left(\sum_{i=1}^{n} a_{i} \chi_{i}\right)^{-1}, \quad (1)$$

где  $T_2$  и  $T_1$  – возраст максимального и минимального датировочного уровня в разрезе, n – количество слоев внутри датировочных уровней,  $a_i$  и  $\chi_i$  – мощность *i*-го слоя и его магнитная восприимчивость. С помощью этой модели были хронологически скоррелированы между собой разрезы Лочуань и Хайфенг Лёссового плато Китая. Была получена и неплохая корреляция этих разрезов с ИК шкалой SPECMAP (рис. 1). Однако в ряде исследований (ссылки см. Большаков, 2000) было показано, что модель Куклы неверна и изменения к в почвах связаны с условиями педогенеза. Тем не менее, в публикации (Shackleton et al., 1995, р. 2) сделана попытка снова использовать подход Кук-

лы, видоизменив формулировку механизма изменения к, которая звучит так: "В первом приближении поток (формирование и/или отложение) носителя магнитной восприимчивости рассматривается постоянным...". Совершенно очевидно, что это новое предположение относительно постоянного "формирования" магнитного носителя так же бездоказательно, как и предыдущее предположение о его постоянном субаэральном отложении. И все же в данной работе проводится хронологическая корреляция на основе каппаметрической временной шкалы разрезов Хайфенг 2 в Китае и Карамайдан в Таджикистане. Рисунок 4 хорошо иллюстрирует невозможность корреляции этих двух удаленных разрезов, используя сравнение непосредственных изменений к, тогда как для разрезов Лёссового плато Китая (рис. 1) такая корреляция возможна.

Из сказанного выше достаточно очевидно, что, несмотря на оригинальность, временная каппаметрическая шкала Куклы недостоверна, поскольку ее построение основано на неверных физических предпосылках. Ведь в механизме Куклы величина к зависит только от скорости седиментации – чем меньше эта скорость (в почвах), тем больше к. При этом оговаривается, что такой механизм работает только в регионах с хорошо дренируемыми почвами (например, в Китае, но не на Аляске или Сибири). Но и в китайских лёссах механизм Куклы не работает, хотя бы потому, что к зависит, в соответствии с рассмотренными выше
данными, как минимум, еще от одного параметра количества осадков (Maher et al., 1994). Почему же тогда каппаметрическая временная шкала дает в целом разумные результаты (Kukla et al., 1988, 1990; Shackleton et al., 1995)? Это связано с двумя обстоятельствами. Первое обусловлено тем, что изначально все значения времени заключены в жестких временных рамках от инверсии М/Б до основания голоцена или микулинского почвенного комплекса (на рис. 4 – ПК 1). Данное обстоятельство, при условии отсутствия перерывов осадконакопления, уже гарантирует разумные оценки возраста лёссово-почвенных горизонтов, заключенных в этих временных интервалах. Такие оценки будут еще точнее, если учесть неравномерность скорости осадконакопления. Это и является вторым обстоятельством, способствующим получению разумных возрастных оценок с помощью формулы (1), которая ставит в соответствие величину к с временем формирования данной толщи. Это соответствие сугубо качественное, поскольку, повторю, нет оснований утверждать, что почвы с меньшими величинами к (например, нижние почвы на рис. 1 и 4) формировались более быстро, чем почвы с повышенной к. В принципе с таким же основанием, вернее, так же бездоказательно, можно полагать, что скорость седиментации в лёссовых горизонтах в 2, 3 или 4 и так далее раз выше, чем в почвенных. В этом случае возраст можно вычислять по формуле:

$$T_m = T_1 + \left(\sum_{i=1}^m a_i k_i\right) (T_2 - T_1) \left(\sum_{i=1}^n a_i k_i\right)^{-1}, \quad (2)$$

где  $k_i = 1$  для нечетных *i*, и  $k_i = 2$ , 3 или 4 для четных *i*, если отсчет начинается с лёссового слоя, т.е. лёссы соотносятся с нечетными *i*. Можно задать и различное значение  $k_i$  для почв с разной степенью проработанности почвенного профиля. Тогда опять мы получим улучшенный, по сравнению с предполагающим постоянство скорости осадконакопления вариантом, результат оценки возраста горизонтов. При этом модель расчета возраста по формуле (2) будет даже более общей, чем по формуле (1) – ее можно применять и к автоморфным, и к гидроморфным почвам.

Возвращаясь к публикации Шеклтона и др. (Shackleton et al., 1995), следует сказать тем не менее, что каппаметрическая временная шкала дала недостаточно хорошую корреляцию разрезов Хайфенг 2 и Карамайдан с ИК шкалой. Поэтому авторы вынуждены были провести приведение каппаметрического профиля к ИК шкале. Одним из очевидных следствий такого приведения, которое, правда, в статье не обсуждается, является необходимость переноса положения инверсии М/Б из лёсса 7 в вышележащую почву, S 7 (рис. 4).

В заключение рассмотрения результатов работы (Shackleton et al., 1995) остановимся на ее ос-

не в большей степени соответствует динамике глобального изменения объема льда, отраженного в ИК кривой глубоководных осадков, нежели теоретическим изменениям инсоляции. Этот вывод в основе своей связан не с использованием каппаметрии, а с приведением записанных в разрезах климатических циклов к ИК шкале. Этот разумный вывод можно сделать и чисто теоретически. Дело в том, что, как показано в работе (Большаков В., Большаков П., 1999), теория М. Миланковича обладает рядом существенных недостатков и поэтому рассчитанные на основе этой теории инсоляционные кривые не соответствуют ИК данным и не могут быть использованы для палеоклиматических интерпретаций. Авторами (Большаков В., Большаков П., 1999) впервые непосредственно показано определяюшее влияние орбитально обусловленных вариаций инсоляции на изменение в плейстоцене объема льда на планете. А уже это изменение будет определять развитие оледенений и межледниковий, записанное в ИК данных, и сопровождающую их перестройку атмосферной и океанской циркуляции. В периоды оледенений, например, циркуляция атмосферы должна возрастать из-за возрастающего широтного градиента температуры. Отсюда очевидна и прямая корреляция между лёссообразованием, которое обычно связывают с возрастанием атмосферной циркуляции, и ледниковыми периодами (если не учитывать изменение влагообеспеченности рассматриваемого региона).

новном выводе. Он заключается в том, что про-

цесс эоловой аккумуляции в Китае и Таджикиста-

### обсуждение

Выше были рассмотрены примеры использования каппаметрии при изучении палеоклиматических условий формирования лёссов и почв. Априори можно утверждать, что глобальные изменения климата, поскольку они влекут за собой и изменение условий осадконакопления, будут отражены в вариациях магнитных свойств пород ЛФ. На это же указывают и данные о современных почвах. Для разных типов почв Бабаниным (1971), например, установлены различные величины отношения к горизонтов A и C:  $\kappa_A/\kappa_C$  меняется от меньшего или равного единице для дерново-подзолистых почв до большего, чем 3-4, для черноземных и каштановых почв. Однако, как уже неоднократно отмечалось, величина к пород зависит не только от климатических, но и от ряда других параметров, не связанных непосредственно с климатом. Упомянем снова публикации (Болиховская и др., 1999; Вирина и др., 1998), согласно которым оглеение, например, может существенно уменьшить к почв, сводя на нет глобальный климатический сигнал, который мог бы иметь место в отсутствие этого процесса. С другой стороны, сами глобальные климатичес-

2002

кие изменения проявляются комплексно и многообразно, в изменении различных компонентов и параметров природной среды, таких как изменения температуры, влажности и др. В свою очередь, эти изменения неодинаковы в различных регионах планеты. Все это и вызывает, очевидно, наблюдаемое разнообразие соотношения величин к лёссов и почв во времени и в пространстве.

Таким образом, тезис о влиянии палеоклимата на магнитные свойства осадков не вызывает возражения. Однако очень непросто, не зная механизма связи вариаций к с изменением природных условий, предсказать, как это влияние выразится в количественных изменениях восприимчивости конкретных разрезов ЛФ. Еще труднее решить обратную задачу – по вариациям к определить палеоклиматические изменения. Здесь уместно поставить вопрос – а что же такое конкретно "использование каппаметрии для палеоклиматических реконструкций", о котором говорят многие авторы? Единственной характеристикой магнитной восприимчивости пород ЛФ является ее величина. Следовательно, использование каппаметрии для палеоклиматических реконструкций – это имеющее неизменный характер как во времени, так и в пространстве непосредственное соотнесение определенных интервалов значений к с климатическими показателями (значениями температуры, влажности, направления и силы ветра, влияющей на скорость седиментации). Из рассмотренных выше примеров совершенно очевидно, что эта задача в глобальном масштабе неразрешима, поскольку местные, региональные условия по-разному влияют не только на величину к лёссов и почв в отдельности, но даже на отношение  $\kappa_{nn}/\kappa_{n}$ . Разрешима ли такая задача в пределах отдельного региона, где выявлено однообразное изменение к в зависимости от палеоклимата, как, например, в разрезах Лёссового плато Китая? Поскольку под палеоклиматическими изменениями обычно подразумевается обобщенная качественная характеристика типа "оледенение-межледниковье", поставленная сейчас задача гораздо сложнее. Для ее решения необходимо вначале определить конкретные зависимости к от каждого значимого климатического параметра. Даже если эта чрезвычайно сложная задача будет решена, нельзя гарантировать однозначного соотнесения климатических изменений с вариациями к и, следовательно, однозначного решения обратной задачи. Ведь к зависит как минимум от трех параметров и однозначное решение может быть получено только в том случае, если эти климатические параметры (температура, влажность, сила ветра) связаны между собой определенным образом. Существует ли такая неизменная во времени связь вопрос не праздный. Например, в работе (Banerjee et al., 1993) предполагается, что изменение магнитных свойств голоценовых почв, по сравнению с почвами более ранних межледниковий, было вызвано изменением направления палеомуссона в голоцене. Естественно, что изменение направления палеомуссонов изменит и распределение влаги и эолового переноса осадочного материала в регионе, обусловливая, таким образом, новые соотношения вариаций к.

Таким образом, от обнаружения корреляционной связи между величиной к и глобальными климатическими изменениями до нахождения для конкретных разрезов конкретных зависимостей "к – температура" или "к – влажность", а также до выявления физических механизмов, объясняющих такие взаимозависимости (если они будут найдены) – дистанция огромного размера. Только пройдя эту дистанцию с помощью тщательных исследований, можно, в случае получения положительного результата, переходить от разговоров к корректному использованию каппаметрии для изучения или интерпретации палеоклиматов. Таким видится строгий научный подход к решению обсуждаемой обратной задачи и только такой подход может быть основой корректного использования каппаметрии для определения палеотемператур или интенсивности палеоосадков задач, которые ставились в некоторых работах (Maher et al., 1994; Heller, 1998). При этом необходимо помнить о возможности диагенетических изменений магнитных минералов после захоронения лёссово-почвенных горизонтов. Если эти или другие неклиматические изменения заметно влияют на к, то корректное решение обратной задачи становится практически невозможным.

Учитывая сложности корректного использования каппаметрии, для проведения корреляции разрезов ЛФ с морскими отложениями (ИК-кривой), следует порекомендовать либо использование непосредственно горизонтов лёссов (оледенения) и почв (межледниковья), либо палеоклиматической кривой (сухо, холодно – влажно, тепло), полученной традиционным способом. Такие корреляции были проведены в некоторых работах (Лю Дуншен и др., 1984; Ding et al., 1991; Dodonov and Baiguzina, 1995) с нехудшими результатами, чем при использовании каппаметрии. Так, для разрезов Лёссового плато (Heller and Liu, 1984, 1986; Kukla et al., 1988; Liu X. et al., 1992) получено различное количество к-стадий как в пределах хрона Брюнес, так и в интервале времени до субхрона Олдувей. В то же время количество ИК стадий, коррелируемых с количеством лёссовопочвенных горизонтов в интервале времени до субхрона Олдувей, в работе (Ding et al., 1991) ближе к принятому сейчас количеству, чем в работах, использующих каппаметрию. Необходимо заметить, что такие различия в корреляции глубоководных и континентальных отложений связаны не только с недостатками выделения каппаметрических стадий. Источником несогласованностей, связанным с континентальными отложениями, может быть неполнота геологической летописи и

неоднозначная интерпретация выделения почвенных комплексов (ПК). Из сравнительного анализа работ (Додонов, 1986; Dodonov, Baiguzina, 1995; Shackleton et al., 1995; Лю Дуншэн и др., 1984; Kukla et al., 1988) может быть сделан вывод, что определение ранга ПК (межледниковый, межстадиальный) и количества входящих в него почвенных горизонтов весьма субъективно. А ведь от этого зависит количество каппаметрических стадий или ПК, выделяемых для корреляции.

Еще одна проблема корреляции отложений ЛФ – положение инверсии М/Б. Использование при этом ИК и палеомагнитных данных по глубоководным осадкам – хорошее подспорье. Однако последнее слово при решении этой проблемы – за тщательными исследованиями специалистов по палеомагнетизму и магнетизму горных пород.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные здесь и приведенные автором ранее (Большаков, 2000) примеры приводят к выводу об отсутствии однозначной в общепланетарном масштабе связи между магнитной восприимчивостью пород ЛФ и глобальными климатическими изменениями. Такая связь может проявляться поразному, а может и не проявляться вовсе не только для лёссово-почвенных разрезов различных регионов, но и в разных частях одного и того же разреза. Можно выделить две основных причины этой нестабильности: а) зависимость к пород от различных, часто не зависящих друг от друга факторов, в том числе не связанных напрямую с глобальными изменениями климата; б) неодинаковость проявления самих глобальных климатических циклов плейстоцена во времени и в пространстве.

Подводя итог рассмотренным попыткам и предположениям о возможности использования каппаметрии пород ЛФ при изучении палеоклимата, в целом можно отметить следующее. При определении качественных изменений климата типа "оледенение - межледниковье" использование каппаметрии неэффективно, поскольку более простым и стабильным в пространстве и времени показателем таких изменений является, например, цвет соответствующих горизонтов. Светлая окраска лёссов будет обычно указывать на оледенение, темная окраска почв - на межледниковье. Попытки использовать количественные показатели каппаметрии для конкретных оценок параметров, характеризующих палеоклиматические изменения (температуру, влажность, периоды климатических циклов), пока не имеют должного методического обоснования, поскольку четко не выяснен конкретный механизм связи величины к с условиями осадкообразования. Для автоморфных почв Китая эта задача очень непростая, так как идет дискуссия даже о том, какой минерал – магнетит или маггемит - обеспечивает увеличение магнитной восприимчивости погребенных почв (Pedogenesis and paleoclimate..., 1994).

Таким образом, можно сделать вывод, что идея об особой значимости каппаметрии при исследовании пород ЛФ, которая овладела массами исследователей и стала материальной силой, побуждающей их делать необоснованные утверждения, не стала пока знанием. Однако востребованность даже практически необоснованного в ряде случаев использования каппаметрии указывает на дефицит адекватных методов изучения ЛФ плейстоцена.

Использование каппаметрии для геологической корреляции различных разрезов может быть весьма успешным в пределах регионов со схожими условиями осадкообразования. Это относится не только к породам  $\Pi \Phi$ , но и к другим осадочным образованиям (Thompson et al., 1980; Verosub, Roberts, 1995). При этом отклонение изменений к от типичных для данного региона может рассматриваться как экспресс-информация об отличии условий осадконакопления в конкретном изучаемом месте от средних по региону. Наличие такой экспресс-информации позволяет еще на начальной стадии изучения объекта обратить особое внимание на изучение "аномальных" по к горизонтов с тем, чтобы обеспечить их тщательное исследование (привлечение новых методов исследования, дополнительный отбор образцов). Величина к является весьма чувствительным индикатором, характеризующим литологические особенности отложений, часто не видимые визуально. Поэтому каппаметрия успешно применяется для выявления литологических различий осадочных пород. В частности, широкое распространение каппаметрия получила при исследовании не только лёссовопочвенных разрезов, но и донных колонок. Например, она помогает более уверенно выделять горизонты слаборазвитых ПП в полевых условиях.

Таким образом, только при методологически правильном, научном, подходе к изучению магнитной восприимчивости горных пород каппаметрия может быть весьма полезным методом, дополняющим традиционные методы палеогеографических исследований.

Работа выполнена в рамках проекта № 01-05-64073, поддержанного РФФИ.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бабанин В.Ф. Магнитная восприимчивость некоторых типов почв европейской части СССР // Вестн. МГУ. Почвоведение. 1971. № 4. С. 122–124.

Болиховская Н.С. Вирина Е.И. Красненков Р.В. и др. О связи магнитных свойств лёссовой формации бассейна Верхнего Дона с изменениями климата в плейстоцене // Докл. РАН. 1999. Т. 368. № 5. С. 687–690.

Большаков В.А. Палеомагнитная запись геомагнитных экскурсов и вторичная намагниченность пород // Физика Земли. 1995. № 1. С. 66–70. Большаков В.А. Использование методов магнетизма горных пород при изучении новейших отложений. М.: ГЕОС, 1996. 192 с.

Большаков В.А. Физические и палеогеографические аспекты использования магнитной восприимчивости при изучении палеоклимата. Ч. 1, 2 // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 10–15.

Большаков В.А. О глубине фиксации палеомагнитной записи и климатостратиграфическом положении инверсии Матуяма-Брюнес в глубоководных осадках // Физика Земли. 1999. № 6. С. 93–96.

Большаков В.А. Использование каппаметрии при изучении плейстоцена: физические и палеогеографические аспекты // Физика Земли. 2000. № 5. С. 76–86.

Большаков В.А., Большаков П.В. Астрономическая теория палеоклимата – новая концепция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 6. С. 3–13.

Вадюнина А.Ф., Бабанин В.Ф. Магнитная восприимчивость некоторых почв СССР // Почвоведение. 1972. № 10. С. 55-66.

Вирина Е.И., Фаустов С.С., Хеллер Ф. Магнитные свойства лёссовой формации Центра Русской Равнины и их связь с процессами почвообразования // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: ОИФЗ РАН, 1998. С. 15–16.

Додонов А.Е. Антропоген Южного Таджикистана. М.: Наука, 1986. 168 с.

Кригер Н.И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 296 с.

Лю Дуншэн, Дун Гуанжун, Ан Чжишен. Природная обстановка пустынных и лёссовых областей Китая в четвертичное время // Четвертичная геология и геоморфология. Докл. 27-го Международного геологического конгресса. М.: Наука. 1984. Т. 3. С. 82–88.

Поспелова Г.А., Левковская Г.М. Отражение климатических изменений в магнитной восприимчивости осадочных пород // Докл. РАН. 1994. Т. 334. № 2. С. 222–227.

Смирнов Ю.А. Трансформация окислов железа в почвах различных климатических зон // Вестник МГУ. Почвоведение. 1978. № 3. С. 12–17.

Banerjee S.K., Hunt C., Liu X. Separation of local signals from the regional paleomonsoon record of the Chinese loess plateau: a rock-magnetic approach // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. P. 843–846.

Beget J. Hawkins D. Influence of orbital parameters on Pleistocene loess deposition in Central Alaska // Nature. 1989. V. 337. P. 151-153.

Beget J.E., Stone D.B., Hawkins D. Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alascan loess during the late Quaternary // Geology. 1990. V. 18. P. 40-43.

Berger A. Long-term variation of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements // Quat. Res. 1978. V. 9. P. 139–167.

Burbank D., J. Li. Age and plaewoclimatic significance of the loess of Lanzhou, north China // Nature. 1985. V. 316. P. 429-431.

Chlachula J., Evans M., Rutter N. A magnetic investigation of a Late Quaternary loess/palaeosol record in Siberia // Geophys. J. Int. 1998. V. 132. P. 128–132.

Ding Z., Rutter N., Liu T. et al. Climatic correlation between Chinese loess and deep-sea cores: a structural approach // Loess, Environment and Global Change / Ed. T. Liu. Science Press, Beijing, China. 1991. P. 168–186. Dodonov A.E., Baiguzina L.L. Loess stratigraphy of Central Asia: palaeoclimatic and palaeoenvironmental aspects // Quat. Sci. Reviews. 1995. V. 14. P. 707–720.

Evans M., Heller F. Magnetic enhancement and palaeoclimate: study of a loess/palaeosol couplet across the Loess Plateau of China // Geophys. J. Int. 1994. V. 117. P. 257–264.

Hus J., Han J. The contribution of loess magnetism in China to the retrieval of past global changes – some problems // Phys. Earth Planet. Inter. 1992. V. 70. P. 154 – 168.

Heller F. Rock magnetism and palaeoenvironment of loess/palaeosol sequences // Ann. Geophys. 1998. Supplement to V. 16. P. C213.

Heller F., Liu T. Magnetism of Chinese loess deposites // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1984. V. 77. P. 125-141.

Heller F., Liu T. Palaeoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China // Geophys. Res. Lett. 1986. V. 13. P. 1169–1172.

Hounslow M., Maher B. Source of the climate signal recorded by magnetic susceptibility variations in Indian Ocean sediments // J. Geoph. Res. 1999. V. 104. № B3. P. 5047–5061. Kukla G., Heller F., Liu X. et al. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility // Geology. 1988. V. 16. P. 811–814.

Kukla G., An Z., Melice J. et al. Magnetic susceptibility record of Chinese loess // Trans. Roy. Soc. Edinburg: Earth Sciences. 1990. V. 81. P. 263–288.

Le Borgne E. Etude experimentale du trainage magnetique dans le cas d'un ensemble de grains magnetiques tres fins disperses dans une substance non magnetique // Ann. Geophys. 1960. V. 16. P. 445–494.

*Liu X., Syaw J., Liu T. et al.* Magnetic mineralogy of Chinese loess and its significance // Geophys. J.Inter. 1992. V. 108. P. 301–308.

Maher B., Thompson R., Zhou L. Spacial and temporal reconstructions of changes in the Asian palaeomonsoon: a new mineral magnetic approach // Earth and Planet. Sci. Lett. 1994. V. 125. P. 461–471.

Mullins C.E. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science – a review // J. Soil Sci. 1977. V. 28. P. 223–246.

Pedogenesis and paleoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences: Comments and Reply // Geology. 1994. V. 22. P. 857–860.

Prell W., Kutzbach J. Monsoon Variability over the past 150,000 years. // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 8411-8425.

Rossignol-Strick M. African monsoons, an immediate climate response to orbital insolation. // Nature. 1983. V. 304. P. 46–49. Shackleton N., An Z., Dodonov A. et al. Accumulation rate of loess in Tadjikistan and China: relationship with global ice volume cicles // Quaternary Proceedings. 1995. № 4. P. 1–6. Thomson R.J., Bloemendal J., Dearing J. et al. Environmental applications of magnetic mesurements // Science. 1980. V. 207. P. 481–486.

Thouveny N., de Beaulleu J.-L., Bonifay E. et al. Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism // Nature. 1994. V. 371. P. 503-506.

Tite M.S., Linington R.E. Effect of climate on the magnetic susceptibility of soils // Nature. 1975. V. 256. P. 565–566.

Verosub K.L., Roberts A.P. Environmental magnetism: past, present, and future // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B2. P. 2175–2192.

Рецензенты Г.З. Гурарий, А.Е. Додонов, Н.М. Чумаков

## новые правила для авторов

В журнале "Стратиграфия. Геологическая корреляция" публикуются результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основной широкого синтеза; статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и океанов, теории и методологии стратиграфических исследований, геохронологии (включая изотопную), проблемам биостратиграфии и эволюции биосферы, бассейновому анализу, палеоклиматологии, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геоисторическом изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, выполненным по результатам мультидисциплинарных исследований. Предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат. Журнал публикуется одновременно на русском и английском языках (что накладывает дополнительные требования к оформлению рукописей).

Предоставляемые в редакцию статьи должны быть проверены, тщательно отредактированы и подписаны автором (авторами). Стиль изложения должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. К рукописи прилагается сопроводительное письмо-направление от организации, в которой данное исследование выполнено, акт экспертизы, адрес для переписки (с индексом), имена (полностью) всех авторов, номера домашнего и служебного телефонов и адреса е-mail (если есть). Статьи предоставляются в бумажном и электронном видах.

Оформление рукописи должно отвечать следующим требованиям.

Рукопись (в двух экземплярах, без рукописных вставок и исправлений) должна быть отпечатана на машинке (компьютере) через два интервала на белой бумаге формата A4 (297 × 210 мм) с левым полем не менее 25 мм. Текст должен занимать 29–30 строк. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля). Иллюстрации (рисунки, таблицы, фотографии) прилагаются отдельно в конце рукописи; их размер не должен превышать формата A4.

Начало статьи оформляется по образцу: Индекс статьи по УДК; Название; Автор(ы) (инициалы и фамилии); Полное (без сокращений) название учреждений, в которых выполнялось исследование; Дата поступления. Далее следуют краткая аннотация (до 1 печ. стр.), ключевые слова (до 8 слов) и основной текст, который рекомендуется строить по общепринятой в международных журналах схеме, используя подзаголовки: "Введение", "Материал", "Методика", "Результаты и их обсуждение", "Заключение (выводы)", "Список литературы". На отдельных страницах прилагаются подписи к рисункам и таблицы.

Следует использовать физические единицы и обозначения, принятые в Международной системе СИ. Все сокращения, за исключением немногих общеупотребительных, должны быть расшифрованы. Формулы, символы минералов и элементов, приводимые в иностранном написании, должны быть впечатаны. Необходимо делать ясное различие: 1) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например, O, S), подчеркивая заглавные буквы двумя чертами снизу, строчные – сверху; 2) между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; 3) между буквами и цифрами сходного начертания, римскими и арабскими цифрами. Необходимо впечатывать или аккуратно вписывать индексы, показатели степеней и греческие буквы (подчеркивать красным карандашом) с соответствующими указаниями на полях рукописи.

При описании ископаемых остатков следует руководствоваться правилами для авторов Палеонтологического журнала. Приводимые в тексте латинские названия видов животных и растений должны сопровождаться фамилией автора таксона. Латынь следует набирать прямым шрифтом.

Иллюстрационный материал необходимо предоставлять в редакцию в двух экземплярах размером не менее 5 × 6 и не более 18 × 24 см. Первый экземпляр должен быть оригиналом, предоставление ксерокопий оригиналов не допускается. На картах обязательно указывать масштаб. Рисунки должны быть выполнены на белой бумаге тушью или напечатаны на лазерном принтере с разрешением не менее 300 точек на дюйм (dpi). Оба экземпляра фотографий, выполненных на нетисненой бумаге, монтируется автором в виде макета (размер 23 × 17 см). Объяснение буквенных и цифровых обозначений на иллюстрациях обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. В рукописи следует указать места помещения рисунков и таблиц, а на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилию автора (авторов). Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Указываются фамилия и инициалы автора (авторов) (курсивом), полное название книги или статьи, название сборника, город, издательство, год, том, номер, страницы (подробнее форматы различных библиографических ссылок см. в любом недавнем выпуске журнала) В тексте статьи ссылка дается в круглых скобках: (Автор/ы, год), а в ссылке, где более двух авторов, указывается фамилия первого автора (например, Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (например, Стратиграфические исследования..., 1990).

К рукописи необходимо приложить (на отдельной странице): 1) английскую транскрищию всех приводимых в тексте иностранных собственных имен и названий; 2) все приведенные в тексте цитаты из иностранных работ на языке оригинала; 3) предпочитаемую автором (авторами) английскую транскрипцию русских специальных терминов (если существуют разные транскрипции); 4) список русских географических или иных названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в статье названия стратонов (например, миньярская свита – г. Миньяр).

Электронная (на дискете) версия статьи должна быть полностью идентична бумажной. Она предоставляется на дискете 3.5, которая может быть отформатирована как в формате IBM PC, так и в формате Apple Macintosh. В электронную версию должны входить: файл, содержащий текст, и файлы, содержащие иллюстрации (каждый такой файл должен содержать один рисунок). В случае больших объемов информации допустимо использование общеизвестных архиваторов (ARJ, ZIP, RAR и т.п.). Следует приложить опись файлов. автор/ы, название статьи, формат диска, операционная система, название текстового редактора, имена файлов. Запись на дискете рекомендуется протестировать и проверить на вирусы.

Для текста статьи рекомендуется пользоваться Microsoft Word for Window, использовать стандартные Windows True Type шрифты (Times New Roman, Courier New, Arial и др.) и размер шрифта 12. Строки текста в пределах абзаца не следует разделять символом "Возврат каретки-Enter".

Для растровых рисунков следует использовать формат TIF с разрешением 600 dpi, 256 оттенков серого. Векторные рисунки должны предоставлять в формате программы, в которой они сделаны: CorelDraw (до версии 9.0), Adobe Illustrator (до версии 8.0), FeeHand (до версии 8.0), или в формате EPS. Для фотографий следует использовать формат TIF с разрешением не менее 300 dpi. Если программа не является распространенной, желательно дополнительно сохранить файлы иллюстраций в форматах WMF или EPS. Из имен графических файлов должен быть понятен порядок их расположения.

	U K HC 141H 00 02 2002 I	Формат о	Формат бумаги 60 × 88 <sup>1</sup> / <sub>8</sub>	
слпечл 140	Услкр-отт 39 тыс	Уч- <b>и</b> здл 151	Бумл70	
Тираж 269 экз Зак 6195				
ции № 0110182 от 04 02 93	г в Министерстве печати	и информации Российско	й Федерации	
Учредители: 1	Российская академия наук,			
1	сл печ л 140 Тираж 269 экз ции № 0110182 от 04 02 93 Учредители: 1	сл печ л 140 Усл кр -отт 39 тыс Тираж 269 экз Зак 619 ции № 0110182 от 04 02 93 г в Министерстве печати Учредители: Российская академия наук,	сл печ л 140 Усл кр-отт 39 тыс Уч-изд л 151 Тираж 269 экз Зак 6195 ции № 0110182 от 04 02 93 г в Министерстве печати и информации Российско Учредители: Российская академия наук,	



# Журналы, издаваемые МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке

**Acoustical Physics** Applied Biochemistry and Microbiology Astronomy Letters Astronomy Reports Automation and Remote Control **Biochemistry (Moscow) Biology Bulletin Biophysics Colloid Journal Computational Mathematics and Mathematical Physics** Cosmic Research Crystallography Reports **Differential Equations Doklady Biochemistry and Biophysics Doklady Biological Sciences Doklady Chemistry Doklady Earth Sciences Doklady Mathematics Doklady Physical Chemistry Doklady Physics Entomological Review Eurasian Soil Science Geochemistry International** Geology of Ore Deposits Geomagnetism and Aeronomy Geotectonics Glass Physics and Chemistry Herald of the Russian Academy of Sciences **High Energy Chemistry High Temperature** Human Physiology **Inorganic Materials** Instruments and Experimental Techniques Izvestiva, Atmospheric and Oceanic Physics Izvestiya, Physics of the Solid Earth Journal of Analytical Chemistry Journal of Communications Technology and Electronics Journal of Computer and Systems Sciences International Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology Journal of Experimental and Theoretical Physics Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters Journal of Ichthyology Kinetics and Catalysis Laser Physics Lithology and Mineral Resources Microbiology

Molecular Biology Oceanology Optics and Spectroscopy Paleontological Journal Pattern Recognition and Image Analysis Petroleum Chemistry Petrology Physics of Atomic Nuclei Physics of Particles and Nuclei Physics of the Solid State Plasma Physics Reports Polymer Science, Series A Polymer Science, Series B Polymer Science, Series C Problems of Information Transmission Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics Programming and Computer Software Protection of Metals Radiochemistry Russian Journal of Applied Chemistry Russian Journal of Bioorganic Chemistry Russian Journal of Coordination Chemistry Russian Journal of Developmental Biology Russian Journal of Ecology Russian Journal of Electrochemistry Russian Journal of General Chemistry **Russian Journal of Genetics** Russian Journal of Inorganic Chemistry Russian Journal of Marine Biology Russian Journal of Mathematical Physics Russian Journal of Nondestructive Testing Russian Journal of Organic Chemistry Russian Journal of Physical Chemistry **Russian Journal of Plant Physiology** Russian Metallurgy (Metally) Russian Microelectronics Semiconductors Solar System Research Stratigraphy and Geological Correlation Studies on Russian Economic Development **Technical Physics Technical Physics Letters** The Physics of Metals and Metallography Theoretical Foundations of Chemical Engineering Thermal Engineering Water Resources

### Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

Агрохимия

Автоматика и телемеханика\* Акустический журнал\* Астрономический вестник\* Астрономический журнал\* Биологические мембраны Биология внутренних вод Биология моря\* Биоорганическая химия\* Биофизика\* Биохимия\* Вестник РАН\* Вестник древней истории Водные ресурсы\* Вопросы ихтиологии\* Вопросы философии Вопросы языкознания Восток Вулканология и сейсмология Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)\* Генетика\* Геология рудных месторождений\* Геомагнетизм и аэрономия\* Геоморфология Геотектоника\* Геохимия\* Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология Государство и право Дефектоскопия\* Дифференциальные уравнения\* Доклады Академии наук\* Журнал аналитической химии\* Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова Журнал вычислительной математики и математической физики\* Журнал научной и прикладной фотографии Журнал неорганической химии\* Журнал общей биологии Журнал общей химии\* Журнал органической химии\* Журнал прикладной химии\* Журнал технической физики\* Журнал физической химии\* Журнал эволюционной биохимии и физиологии\* Журнал экспериментальной и теоретической физики\* Защита металлов\* Земля и Вселенная Зоологический журнал Известия АН. Механика жидкости и газа Известия АН. Механика твердого тела Известия АН. Серия биологическая\* Известия АН. Серия географическая Известия АН. Серия литературы и языка Известия АН. Серия физическая Известия АН. Теория и системы управления\* Известия АН. Физика атмосферы и океана\* Известия АН. Энергетика Исследование Земли из космоса Кинетика и катализ\* Коллоидный журнал\* Координационная химия\* Космические исследования\* Кристаллография\*

Лесоведение Литология и полезные ископаемые\* Микробиология\* Микроэлектроника\* Мировая экономика и международные отношения Молекулярная биология\* Нейрохимия Неорганические материалы\* Нефтехимия\* Новая и новейшая история Общественные науки и современность Океанология\* Онтогенез\* Оптика и спектроскопия\* Отечественная история Палеонтологический журнал\* Петрология\* Письма в Астрономический журнал\* Письма в Журнал технической физики\* Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики\* Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования Почвоведение\* Приборы и техника эксперимента\* Прикладная биохимия и микробиология\* Прикладная математика и механика Проблемы машиностроения и надежности машин Проблемы передачи информации\* Программирование\* Психологический журнал Радиационная биология и радиоэкология Радиотехника и электроника\* Радиохимия\* Расплавы Российская археология Русская речь Сенсорные системы Славяноведение Социологические исследования Стратиграфия. Геологическая корреляция\* Теоретические основы химической технологии\* Теплофизика высоких температур\* Труды Математического института им. В.А. Стеклова\* Успехи современной биологии Успехи физиологических наук Физика Земли\* Физика и техника полупроводников\* Физика и химия стекла\* Физика металлов и металловедение\* Физика плазмы\* Физика твердого тела\* Физиология растений\* Физиология человека\* Химическая физика Химия высоких энергий\* Химия твердого топлива Человек Экология\* Экономика и математические методы Электрохимия\* Энергия, экономика, техника, экология Этнографическое обозрение Энтомологическое обозрение\* Ядерная физика\*

Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке