

Геологический институт РАН
Комиссии по неогеновой и четвертичной системам
МСК России

**НЕОГЕН И КВАРТЕР РОССИИ:
СТРАТИГРАФИЯ, СОБЫТИЯ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ**

Москва
ГЕОС
2018

УДК 56.64
ББК 26.323

Неоген и четверть России: стратиграфия, события и палеогеография. –
М.: ГЕОС, 2018. – 130 с.
ISBN 978-5-89118-772-6

Затрагиваются научные и практические проблемы изучения неогена и четверти. Освещаются общие вопросы и варианты построения стратиграфической шкалы верхнего кайнозоя. Представлены новейшие данные по стратиграфии, геологическим событиям, палеогеографии и палеоклиматологии неогена и четверти различных регионов России и смежных областей.

Для геологов, стратиграфов, палеонтологов, географов.

Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук А.Ю. Гладенков

Рецензент
доктор геол.-мин. наук В.С. Вишневецкая

Neogene and Quaternary of Russia: stratigraphy, events and paleogeography. –
Moscow: GEOS, 2018. – 130 p.

Scientific and practical problems on study of the Neogene and Quaternary are broached. General issues and versions of development of the Upper Cenozoic stratigraphic scale are discussed. The included papers contain the latest data on stratigraphy, geological events, paleogeography, and paleoclimatology of the Neogene and Quaternary of different regions of Russia and adjacent areas.

For geologists, stratigraphers, paleontologists, geographers.

Executive Editor
Dr. A.Yu. Gladenkov

Reviewer
Dr. V.S. Vishnevskaya

ВВЕДЕНИЕ

29–30 марта 2018 г. в Геологическом институте РАН (Москва) состоялось Всероссийское научное совещание «Неоген и четверть России: стратиграфия, события и палеогеография». Организаторами совещания выступили Геологический институт РАН, комиссии по неогеновой и четвертичной системам МСК России. В Оргкомитет вошли: председатель – А.Ю. Гладенков (ГИН РАН, председатель комиссии по неогеновой системе МСК), С.И. Бордунов (ГИН РАН, МГУ, секретарь комиссии по неогеновой системе МСК), Б.А. Борисов (ВСЕГЕИ, председатель комиссии по четвертичной системе МСК), Ю.Б. Гладенков (ГИН РАН, заместитель Председателя МСК), А.С. Тесаков (заведующий лабораторией стратиграфии четвертичного периода ГИН РАН).

Предыдущее совещание, посвященное подобным проблемам, проводилось в 2014 г., поэтому основной целью настоящего мероприятия было представление и анализ материалов и данных по неогеновой и четвертичной системам, полученных за последние четыре года.

В совещании участвовали около 70 человек. Всего было заслушано 26 докладов. К основным темам, которые обсуждались на совещании относились следующие:

1. Структура Международной стратиграфической шкалы неогена и четверти с учетом последних материалов и решений Международной комиссии по стратиграфии; рассмотрение вариантов ее совершенствования. Принципы построения и детализации Международной и Общей стратиграфических шкал четверти.

2. Региональные проблемы, связанные с современным состоянием стратиграфических схем неогена и четверти Европейской России, Дальнего Востока, Сибири и Урала и вопросами их дальнейшей детализации и межрегиональных корреляций (в свете новых данных по изучению опорных разрезов, мультидисциплинарных исследований и т.д.).

3. Новые материалы по палеогеографии, палеоклиматологии, геологическим событиям неогена и четверти.

Приведенные данные представляют значительный интерес и важность для решения не только научных, но и практических задач – в первую очередь, связанных с составлением геологических карт различного масштаба, а также корреляционных схем морских и континентальных толщ.

В данном сборнике опубликованы материалы, подготовленные в виде кратких статей по основной части докладов, которые были сделаны на совещании. Статьи публикуются с максимальным сохранением авторской редакции. Приведены также программа совещания и его решение.

Издание осуществлено при финансовой поддержке ГИН РАН.

*Ответственный редактор сборника
доктор геол.-мин. наук*

А.Ю. Гладенков

ПРОГРАММА
Всероссийского научного совещания
«Неоген и четверть России: стратиграфия, события
и палеогеография»

Организаторы:
Геологический институт РАН
Комиссии по неогеновой и четвертичной системам МСК России

Повестка дня

29 марта 2018 г.

- 10.30–10.40 Вступительное слово заместителя директора ГИН РАН Н.Б. Кузнецова.
- 10.40–10.50 Введение – председатель оргкомитета А.Ю. Гладенков.
- 10.50–11.10 Ю.Б. Гладенков. Некоторые проблемы совершенствования Международной стратиграфической шкалы кайнозоя.
- 11.10–11.30 А.Ю. Гладенков. Состояние стратиграфических схем неогена в различных регионах России и их актуализация.
- 11.30–11.50 Ю.А. Лаврушин. Актуальные направления исследований четверти в России.
- 11.50–12.10 А.С. Тесаков. Современное состояние Международной стратиграфической шкалы четверти.
- 12.10–12.30 А.С. Застрожных, В.К. Шкатова, В.И. Астахов, Л.Е. Пестова. Изучение четвертичных образований при проведении геологосъемочных работ: состояние, проблемы, перспективы.
- 12.30–12.50 А.С. Застрожных, Г.А. Данукалова. Региональная стратиграфическая схема четверти Нижневолжского региона (Нижняя Волга и Северный Прикаспий): состояние, новые данные и перспективы обновления.
- 12.50–13.10 *Перерыв на кофе*
- 13.10–13.30 Ю.Б. Гладенков. Опыт комплексного изучения олигоцена-миоцена Западной Камчатки.

- 13.30–13.50 А.Ю. Гладенков. Ярусы олигоцена и граница между палеогеном и неогеном на Западной Камчатке – новые данные по диатомеям.
- 13.50–14.05 С.И. Бордунов, Т.В. Дмитриева, Н.А. Фрегатова. Фораминиферы в расчленении олигоцена-миоцена Западной Камчатки и региональные биостратиграфические подразделения.
- 14.05–14.20 В.М. Трубихин, В.Ю. Водовозов. Расчленение кайнозоя Западной Камчатки по палеомагнитным данным.
- 14.20–15.15 *Перерыв на обед*
- 15.15–15.35 Л.А. Головина, С.В. Попов, И.А. Гончарова, Э.П. Радионова, Н.Ю. Филиппова, Ю.В. Ростовцева, В.М. Трубихин, О.В. Пилипенко. Вклад мультидисциплинарных исследований опорных разрезов Тамани и Предкавказья в стратиграфию неогена юга России.
- 15.35–15.55 А.И. Рыбкина, Ю.В. Ростовцева. Методы циклостратиграфии в изучении отложений среднего и верхнего миоцена Восточного Паратетиса.
- 15.55–16.15 Н.Ю. Филиппова, Е.В. Белуженко, Л.А. Головина. Граница палеогена и неогена на Северном Кавказе и в Предкавказье: современное положение и проблемы.
- 16.15–16.35 С.В. Попов, Л.А. Головина, Э.П. Радионова, И.А. Гончарова, Ю.В. Ростовцева, Н.Ю. Филиппова. Стратотипы и опорные разрезы неогеновых региоюрсов юга России и проблемы их границ.
- 16.35–16.45 Э.П. Радионова, В.М. Трубихин. Неясные вопросы стратиграфии сарматских отложений Таманского парастратотипа: палеомагнитные данные и диатомовая зональность.
- 16.45–17.15 *Дискуссия и обсуждение докладов.*

30 марта 2018 г.

- 10.00–10.20 Г.А. Данукалова, П. Перлуиджи, М. Фибиг, А.С. Застрожных, А.В. Бородин, В.В. Колька, О.П. Корсакова, П.А. Косинцев, Е.А. Маркова, Д.В. Пономарев, Т.В. Струкова, В.В. Титов, Н.Е. Зарецкая. База данных по наземным опорным разрезам квартала Европы (проект ИНКВА-DATESTRA) и материалы по европейской части России.
- 10.20–10.40 Е.А. Сиренко. Возрастные аналоги гелазия в верхнекайнозойском разрезе Украины и палеогеографические условия их формирования.

- 10.40–11.00 А.Л. Чепалыга. Корреляция региона русов плиоцена – нижнего плейстоцена Понто-Каспия со стратотипами Средиземного моря и возможности астростратиграфии.
- 11.00–11.20 Н.С. Болиховская, А.Н. Молодьков. Климато-хроностратиграфическая схема неоплейстоцена Восточно-Европейской равнины: периодизация, корреляция и возраст климатических событий.
- 11.20–11.40 Т.А. Янина. Палеогеография Каспия в позднем плейстоцене – голоцене. Новые материалы.
- 11.40–12.00 Р.Б. Крапивнер. Кризис ледниковой теории, связанные с ним проблемы.
- 12.00–12.40 *Перерыв на обед*
- 12.40–13.00 Л.Р. Семенова, В.К. Шкатова. Сравнительный анализ принципов построения и детализации МСК и ОСШ четвертичной системы.
- 13.00–13.20 О.Д. Найдина. Изменения палеосреды на границе неогена и квартера Предкавказья по палинологическим данным.
- 13.20–13.40 В.К. Шкатова, Е.Л. Грундан, Л.Р. Семенова. «Стратиграфическая схема квартера территории России» на Государственной геологической службе РФ.
- 13.40–14.00 С.Е. Коркин, Е.А. Коркина. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена для широтного участка средней Оби.
- 14.00–14.20 В.А. Жарков, Е.В. Зиновьев, Т.В. Якубовская. О первом опыте определения флоры из «подморенных» образований р. Бол. Ара-нец (бассейн Средней Печоры).
- 14.20–15.30 *Общая дискуссия. Итоги дискуссии и принятие решения.*

РЕШЕНИЕ

Всероссийского научного совещания «Неоген и квартал России: стратиграфия, события и палеогеография» с участием комиссий по неогеновой и четвертичной системам МСК России

(Москва, ГИН РАН, 29–30 марта 2018 г.)

Совещание было организовано Геологическим институтом РАН (ГИН РАН) и комиссиями по неогеновой и четвертичной системам Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) России и проходило в ГИН РАН. В совещании приняло участие около 70 российских специалистов из различных организаций Москвы, Санкт-Петербурга, Уфы и других городов, а также стран ближнего зарубежья (Белоруссии и Украины). Совещание было посвящено трем основным темам: (1) Структура Международной стратиграфической шкалы неогена и квартера с учетом последних материалов и решений Международной комиссии по стратиграфии; рассмотрение вариантов ее совершенствования; (2) Современное состояние стратиграфических схем неогена и квартера Европейской России, Дальнего Востока, Сибири и Урала (в свете новых данных); (3) Новые материалы по палеогеографии, палеоклиматологии, геологическим событиям неогена и квартера.

Было заслушано 26 докладов, в которых обсуждалась современная структура Международной и Общей стратиграфической шкалы неогеновой и четвертичных систем, а также вопросы стратиграфии, палеогеографии и палеоклиматологии неогена и квартера различных регионов России: Понто-Каспия, Кавказа, Восточно-Европейской платформы, Урала, Дальнего Востока и Сибири. Совещание отмечает, что с 2015 по 2018 гг. по этой тематике был опубликован целый ряд важных работ – книг, монографий и статей. Среди них книги С.И. Бордунова (2015), Е.В. Белуженко и др. (2018), В.Г. Трифонова (2017) и другие.

На совещании была представлена информация о последних решениях и постановлениях РМСК и МСК по неогену и квартеру, а также участии российских специалистов в международных конференциях, в частности, в работе 2-го Международного конгресса по стратиграфии (STRATI) в Австрии в 2015 г., 35-го Международного геологического конгресса (International Geological Congress) в ЮАР в 2016 г. и 15-го Международного конгресса по стратиграфии средиземноморского неогена (Congress of the RCMNS) в Греции в 2017 г., на которых неоген-четвертичным проблемам было уделено специальное внимание. Были обсуждены проблемы совершенствования Международной стратиграфии-

ческой шкалы кайнозоя в целом, вопросы современного состояния Международной стратиграфической шкалы неогеновой и четвертичной систем (доклады Ю.Б. Гладенкова, А.С. Тесакова). Специальное внимание уделено состоянию стратиграфических схем неогена в различных регионах России (доклад А.Ю. Гладенкова), а также анализу актуальных направлений исследования квартера в России (доклады А.С. Застрожного и др., Ю.А. Лаврушина).

Целый блок докладов на совещании был посвящен новейшим материалам и данным, полученным при мультидисциплинарном изучении одного из опорных разрезов морского кайнозоя Западно-Камчатской структурно-формационной зоны в районе бухты Квачина. В частности, в докладах А.Ю. Гладенкова и С.И. Бордунова и др. были представлены результаты подробному (зональному) биостратиграфическому расчленению и определению возраста вмещающих отложений на основе изучения микрофоссилий (диатомей и фораминифер), а доклад В.М. Трубикина и В.Ю. Водовозова был посвящен вопросам расчленения разреза по палеомагнитным данным. Эти результаты представляют чрезвычайную важность для проведения геолого-съемочных работ, интерпретации материалов бурения и поисков скопления углеводородов.

Как обычно, повышенный интерес на совещании вызвали результаты мультидисциплинарных исследований опорных разрезов морского кайнозоя Юга европейской России, направленных на создание высокоразрешающих региональных стратиграфических схем неогена и проведение палеогеографических реконструкций (доклады С.В. Попова и др., Л.А. Головиной и др., Н.Ю. Филипповой и др., А.И. Рыбкиной и Ю.В. Ростовцевой).

Дискутировались возможные решения проблем корреляции Международной и Общей стратиграфической шкал квартера (доклад Л.Р. Семеновой и В.К. Шкатовой). Особое место было уделено обсуждению вопросов изучения четвертичных образований при проведении геолого-съемочных работ, региональным стратиграфическим схемам квартера и их корреляции (доклады А.С. Застрожного и др., А.С. Застрожного и Г.А. Данукаловой, В.К. Шкатовой и др.), а также проблемам выделения стратиграфических подразделений квартера различного ранга с использованием для обоснования их иерархии данных по событийной стратиграфии (доклады А.Л. Чепалыги, Н.С. Болиховской и А.Н. Молодькова). Представлены новые данные по стратиграфическому расчленению и возрасту четвертичных толщ при региональных исследованиях (доклады С.Е. Коркина и Е.А. Коркиной, В.А. Жаркова и др.). Затрагивались перспективы создания баз данных по четвертичным разрезам европейской части России в рамках международных проектов (доклад Г.А. Данукаловой и др.).

Отдельное внимание было уделено опыту палеогеографических и палеобиогеографических реконструкций, которые во многих случаях были осуществлены впервые (доклады Т.А. Яниной, О.Д. Найдиной, Р.Б. Крапивнера).

За подготовку и проведение совещания участники выражают благодарность членам Оргкомитета (председатель – А.Ю. Гладенков), дирекции ГИН РАН и группе технической поддержки – сотрудникам ГИН РАН В.Н. Литвинову,

О.А. Петровичевой, С.В. Хановой, Н.К. Рубаник, М.М. Андросовой и Т.Н. Голднюк.

Совещание рекомендует:

1. Продолжить работу по разработке, ревизии и детализации стратиграфических схем неогена и квартера различных регионов России, уделяя при этом должное внимание контактам с производственными геолого-съёмочными организациями.

2. Обратить внимание на необходимость проведения изучения разрезов различных регионов на мультидисциплинарной основе, с выявлением корреляционных реперов разной природы (биостратиграфических, палеомагнитных, изотопных, астростратиграфических и др.).

3. Осуществлять своевременную публикацию работ (статей, сводок, монографий) по результатам изучения разрезов и доведение их до сведения геологов-производственников.

4. Продолжить обсуждение проблем унификации Международной и Общей стратиграфической шкал квартера с учетом новых данных по расчленению морских и континентальных толщ с использованием широкого арсенала различных методов (в том числе и новых).

5. В рамках МСК и международных организаций продолжить обсуждение вопросов, связанных со структурой четвертичной системы и границами выделяемых в ней подразделений. Более активно знакомить международную научную общественность (прежде всего на уровне подкомиссий Международной комиссии по стратиграфии) с мнениями и предложениями по этому поводу российских специалистов.

6. Продолжить и активизировать составление региональных палеогеографических и палеобиогеографических карт и схем для различных интервалов неогена и квартера, так как результаты таких работ и реконструкций приобретают все большее не только научное, но и практическое значение (в частности, при поисковых работах и геоэкологических исследованиях).

7. Приложить усилия к опубликованию материалов прошедшего совещания в виде сборника статей.

Зам. председателя МСК

Ю.Б. Гладенков

*Председатель комиссии
по неогеновой системе МСК*

А.Ю. Гладенков

Некоторые проблемы совершенствования Международной стратиграфической шкалы кайнозоя

Ю.Б. Гладенков

Геологический институт РАН, Москва,
e-mail: gladenkov@ginras.ru

Международная стратиграфическая шкала (МСШ) является важным научным и практическим обобщением в геологии. После утверждения ее на Международном геологическом конгрессе (МГК) в 1900 г. она стала широко использоваться во всех странах. Помимо этого именно на ее основе была составлена первая геологическая карта Европы. В структуре МСШ 1900 г. основными подразделениями были эратемы, системы и отделы: ярусы и зоны считались в то время региональными подразделениями. В послевоенное время перед геологами встала новая задача – составление геологической карты Мира с учетом появившихся свежих детальных материалов и использованием новых методов. В результате этих работ в 1970-х годах прошлого века в шкалу впервые были добавлены ярусные категории (в чем была большая заслуга В.В. Меннера, который в те годы возглавлял Международную комиссию по стратиграфии (МКС). Этому способствовали полученные в конце 1960-х – начале 1970-х годов материалы по глубоководному бурению в океанах, которые показали возможность прослеживания ярусных и зональных подразделений на больших пространствах. Тогда же возникла идея провести ревизию границ ярусов, которые были намечены столетием ранее, в ряде случаев без должного палеонтологического обоснования и без точной маркировки границ. С этой целью были созданы международные рабочие группы МКС по отдельным геологическим системам, которые подготовили материалы по установлению новых и ревизии старых ярусных границ. Это привело к появлению концепции «золотых гвоздей», в рамках которой основной целью выдвигалось выявление точек нижних границ каждого яруса. В 2000 г. на МГК в Рио-де-Жанейро была продемонстрирована МСШ с 35 «золотыми гвоздями» из 100 необходимых в фанерозое. В настоящее время уже определены позиции 65 «золотых гвоздей», и таким образом неутвержденными остаются порядка 35. Эта работа продолжается и сейчас.

В палеогеновой части шкалы остались неутвержденными только две границы – бартонского и приабонского ярусов. Совсем недавно была утверждена граница внутри олигоцена: в подошве хаттского яруса. В неогене выделено фактически большинство границ ярусов, кроме двух – в подошве бурдигальского и в подошве лангийского ярусов (в настоящее время рабочие группы МКС выработывают предложения по этим границам). Что касается четвертичной си-

стемы, то, вследствие того, что структура ее подразделений окончательно не утверждена Международной комиссией по стратиграфии, о границах ярусов говорить еще рано, хотя они уже приняты в основании гелазского и калабрийского ярусов и голоцена.

В последнее время в МКС появились предложения внести в кайнозойскую часть МСШ новую категорию подразделений – подотделы (подэпохи) (Рисунок). Эти подразделения должны, по идее, объединять некоторые ярусы (например, аквитанский и бурдигальский ярусы объединяются в нижний подотдел миоцена, сerratavallian и langhian – в средний подотдел миоцена, messinian и tortonian – в верхний подотдел миоцена и проч.). Сторонниками введения подотделов являются известные специалисты М. Хед, М.-П. Оабри, К. Миллер и др., однако ряд не менее авторитетных геологов, например П. Пирсон, Б. Уэйд и др., выступили против этого предложения. После обмена мнениями было решено поставить этот вопрос на голосование в трех подкомиссиях МКС по кайнозою. Итоги голосования членов подкомиссий по стратиграфии палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем были следующими. В голосовании участвовал 51 человек, по 17 членов из каждой подкомиссии. В подкомиссии по палеогену 5 человек проголосовали «за» и 8 «против»; в подкомиссии по неогену – 10 «за» и 7 «против»; в подкомиссии по квартеру – 14 «за» и 1 воздержался. Таким образом, «за» проголосовало 28 человек (57%). В итоге не было получено 60%, т.е. большинства, требуемого для принятия положительного решения (Finney, Bown, 2017).

По мнению С. Финней, генерального секретаря МСГН, ярусы являются основными глобальными хроностратиграфическими подразделениями МСШ, используемыми геологической практикой, и усложнять шкалу, которая ценна своей простотой, введением новых категорий, не следует (Finney, Bown, 2017).

По мнению С. Финней, генерального секретаря МСГН, ярусы являются основными глобальными хроностратиграфическими подразделениями МСШ, используемыми геологической практикой, и усложнять шкалу, которая ценна своей простотой, введением новых категорий, не следует (Finney, Bown, 2017).

Eonothem / Eon	Erathem / Era	System / Period	Series / Epoch	Subseries / Subepoch	Stage / Age	GSSP	Numerical age (Ma)
Phanerozoic	Cenozoic	Quaternary	Holocene	U/L	Unnamed	present	0.0042
				M	Unnamed		0.0082
				L/E	Unnamed		0.0117
			Pleistocene	U/L	Unnamed		0.126
				M	Unnamed		0.773
				L/E	Calabrian		1.80
					Gelasian		2.58
			Pliocene	U/L	Piacenzian		3.60
				L/E	Zanclean		5.33
		Neogene	Miocene	U/L	Messinian		7.25
					Tortonian		11.63
				M	Serravallian		13.82
					Langhian		15.97
				L/E	Burdigalian		20.44
					Aquitania		23.03
			Oligocene	U/L	Chattian		28.1
				L/E	Rupelian		33.9
		Paleogene	Eocene	U/L	Priabonian		37.8
				M	Bartonian		41.2
					Lutetian		47.8
				L/E	Ypresian		56.0
			Paleocene	U/L	Thanetian		59.2
				M	Selandian		61.6
				L/E	Danian		66.0

Рисунок. Иллюстрация предложенных для кайнозойской части МСШ подотделов и ярусов четвертичной системы с датировками их границ (из Head et al., 2017)

Ведь в принципе, этот вопрос – с введением подразделов – можно отнести не только к кайнозою, но и другим частям МСШ, а это вызовет усложнение шкалы. По мнению С. Финней, в этой ситуации авторы публикаций и редакторы журналов вполне могут пойти на определенные компромиссы в своей работе и использовать удобные для них подразделения при первом упоминании тех или иных понятий в тексте публикаций.

В настоящее время в подкомиссию по стратиграфической классификации МКС (ISSC) поступило также предложение от Ф. Хилгена, Л. Лоуренса и Г. Палике об использовании в стратиграфической практике *астростратиграфии*. Астрономическое датирование древних отложений все больше становится основой для уточнения возраста подразделений глобальных шкал, а астрономически установленные *циклы* все больше применяются в палеоклиматологии. Предложенные Ф. Хилгеном циклы определены им как **хронозоны**, т.е. как единицы неуставленного ранга или меньшего масштаба, чем ярус. Такие хронозоны он рекомендует выделять прежде всего в кайнозое, но планирует охватить и более древние части шкалы. Чрезвычайно важно при этом, что, по его мнению, с началом глубоководного бурения произошел переход от изучения *стратотипов подразделений* к *стратотипам границ* и это привело к тому, что на первое место вышла концепция GSSP и ослабло стремление изучать собственно стратиграфические подразделения, что является неправильным. Фактически этими авторами ставится вопрос о том, чтобы возвратиться к первоначальной идее Х. Хедберга, В.В. Меннера и других о необходимости изучения *ярусов* (как стратиграфических объектов) с их нижними и верхними границами, чтобы уйти от «пустых» ярусов, когда основное внимание уделяется только фиксации их границ.

В свете сказанного, опыт стратиграфических исследований по GSSP показывает, что увлечение поисками и определением GSSP привело во многих случаях к отрицательным результатам, когда ярусы между соседними GSSP перестали изучаться и поэтому историко-геологическая сущность стратиграфических подразделений неоправданно стала забываться. Не случайно, например в кембрии и ордовике мы не можем определить специфику ярусов и даже дать им названия и обходимся либо цифровыми наименованиями, либо новыми названиями, которые не отражают сущность разрезов. Видимо, идея Ф. Хилгена и др. может служить предлогом для новых обсуждений о возврате к идее изучения, прежде всего разрезов ярусных подразделений (разумеется, с их границами). Кажется совершенно неприемлемым положение, когда нижняя граница одного яруса находится в Китае, а граница следующего яруса – в Австралии, а следующая – где-нибудь в Индии и проч. Историко-геологическая сущность подразделения здесь выхолащивается, что является отходом от принципиальных идей, которые были заложены в МСШ в прошлом. (Ганелин, Гладенков, 2018).

Однако недавнее обсуждение этих вопросов и дистанционное голосование в ISSC (в апреле 2018 г.) выявило следующее. Предложение Ф. Хилгена и других об астрохронозонах, было одобрено ISSC (64.29% голосов), а второе предложение – о стратотипах – пока не получило одобрения (57.14%).

Работа выполнена по теме госзадания 0135-2018-0033 ГИН РАН, при поддержке проекта РФФИ 16-05-00199 и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 17.

Литература

Ганелин В.Г., Гладенков Ю.Б. Геоисторическая стратиграфия и стратиграфические руководства // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 2. С. 115–123.

Finney S.C., Bown P.R. The status of subseries/subepochs for the Paleocene to Holocene: Recommendations to authors and editors // Episodes. 2017. V. 40. No. 1. P. 2–4.

Head M.J., Aubry M.-P., Walker M. et al. A case for formalizing subseries (subepochs) of the Cenozoic // Episodes. 2017. V. 40. No. 1. P. 22–27.

Современное состояние Международной стратиграфической шкалы квартера: новости из Подкомиссии по стратиграфии четвертичной системы Международной комиссии по стратиграфии

А.С. Тесаков

Геологический институт РАН, Москва,
e-mail: tesak-ov@yandex.ru

После утверждения Международной комиссией по стратиграфии решения о снижении нижней границы четвертичной системы до основания бывшего яруса верхнего плиоцена – гелазия (2.58 млн лет) в 2009 г. в составе квартера появились два официально признанных и ратифицированных Международным Союзом Геологических наук (МСГН) яруса нижнего плейстоцена – гелазий и калабрий. Верхняя часть квартера пока не имеет общепринятой формальной структуры (Рисунок). В настоящее время Подкомиссия по стратиграфии квартера (ПСК) Международной комиссии по стратиграфии (МКС) МСГН изучает вопросы, связанные с поиском и утверждением точек глобальных стратотипов границы (ТГСГ/GSSP) среднего и верхнего плейстоцена. По этим двум уровням более 10 лет работают две рабочие группы. По информации от председателя ПСК МКС профессора Мартина Хеда (Martin Head), 10 ноября 2017 г. состоялось итоговое голосование Рабочей группы по ТГСГ основания среднего плейстоцена. Рассматривались три разреза-кандидата: Монталбано Ионико (Montalbano Jonico), Валле ди Манче (Valle di Manche) – оба Италия и Чиба (Chiba) – Япония. Результаты тайного голосования (Таблица) неожиданно дали преимущество разрезу Чиба. Вполне вероятно, что вместо уже привычного «Иония» («Ionian») придется привыкать к ярусу под названием «Чибий» («Chibian»).

На следующем этапе предстоит голосование по этому разрезу на уровне ПСК МКС. Здесь можно отметить, что выбор стратотипа за пределами традиционно для неогена и квартера средиземноморского страторегиона может иметь негативные последствия для связности и преемственности Международной стратиграфической шкалы.

Рабочая группа по ТГСГ основания позднего плейстоцена за годы своей деятельности провела огромную работу. Первоначально в качестве стратотипа основания верхнего плейстоцена рассматривался разрез скважины Амстердамского Терминала с великолепной палинологической характеристикой перехода от заальского оледенения конца среднего плейстоцена к земскому межледниковью позднего плейстоцена (Litt, Gibbard, 2008), но это предложение не нашло поддержки ПСК МСК из-за значительного влияния континентальных условий при формировании этого разреза. В последние годы рабочая группа представила

Зонотема / зон	Эратема / эра	Система / период	Отдел / эпоха	Ярус / век	ТГСГ	Возраст (млн лет) present
Фанерозойская	Кайнозойская	Четвертичная	Голоцен		↗	0.0117
			Плейстоцен	Верхний		0.126
				Средний		0.781
				Калабрийский	↗	1.80
				Гелазский	↗	2.58
		Неогеновая	Плиоцен	Пьяченцкий	↗	3.600
				Занклский	↗	5.333
			Миоцен	Мессинский	↗	7.246
				Тортонский	↗	11.63
				Серравальский	↗	13.82
				Лангйский		15.97
				Бурдигальский		20.44
				Аквитанский	↘	23.03

Рисунок. Неоген-четвертичный интервал Международной стратиграфической шкалы (www.stratigraphy.org, 2017)

Таблица

Итоги голосования Рабочей группы по ТГСГ основания среднего плейстоцена в 2017 г.

Разрез	Голоса «ЗА»
Montalbano Jonico (Basilicata, Italy)	2
Valle di Manche (Calabria, Italy)	2
Chiba (Japan)	11

данные для обоснования в качестве ТГСГ сводного разреза Фронте близ Таранто в Италии (Negri et al., 2015). Название верхнеплейстоценового яруса «Тарантий» («Tarentian») уже фигурировало в качестве неофициального на некоторых стратиграфических схемах. Однако и этот разрез-кандидат имеет оппозицию в лице председателя ПСК МСК М. Хеда на основании отсутствия в нем собственно Терминации II. Взамен М. Хед предлагает в качестве ТГСГ пока абстрактную ледовую скважину в Антарктике, где основание Терминации II будет маркировано резким повышением уровня метана в атмосфере (Head, 2016).

Важным событием в деятельности МКС двух последних лет стало голосование о придании формального статуса подотделам/подэпохам. Это голосование было спровоцировано предложением рабочей группы по изучению голоцена

о формализации подразделений голоцена и предание им статуса подотделов/подэпох (Walker et al., 2012; Тесаков, 2015). Несмотря на спорный характер установления стратотипов подразделений голоцена в ледовых ядрах Гренландии и спелеотеке Индии и полное игнорирование традиционных подразделений континентального голоцена Европы, основанных на шкале Блитта-Сернандера, предложение было поддержано ПСК МСК в 2016 г. Однако оно было отклонено МСК на основании отсутствия формального статуса подотделов/подэпох в Международной стратиграфической шкале. Голосование о придании им формального статуса (2016 г.) прошло в трех подкомиссиях по кайнозойской системе. Предложение было принято неогеновой и четвертичной подкомиссиями, но отвергнуто палеогеновой подкомиссией, а общий процент голосов «ЗА» составил 57%, что меньше необходимых для принятия 60%. Решение, таким образом, было отвергнуто МКС (Finney, Bown, 2017). Однако сторонники формализации не оставляют надежд на положительное решение вопроса и пытаются добиться его через Подкомиссию по стратиграфической классификации. В августе 2017 г. в этой подкомиссии прошло голосование. Вариант «ЗА» формализацию набрал 66.7% голосов. В октябре 2017 г. голосующие члены МКС высказались за принятие формализации подотделов/подэпох для подкомиссий, «которым это нужно». В текущем году предстоит ратификация этого решения Исполкомом МСГН и передача в МКС предложения по разделению голоцена на подотделы/подэпохи, которое уже одобрено Подкомиссией по стратиграфии четвертичной системы.

Продолжается активная работа рабочей группы по Антропоцену – предполагаемому новому отделу кватерна, который охватит два последних века технологического развития человеческой цивилизации. С 2013 г. издательство Elsevier выпускает международный журнал *Anthropocene* с четырьмя выпусками («томами») в год. Другой журнал *The Anthropocene Review* выходит с 2014 года в издательстве Sage. Отголоском деятельности антропоценового движения стало курьезное, но вполне легитимное предложение группы американских палеозоологов о выделении из века млекопитающих Ранчолабреа (~210–0 тыс. лет) двух новых веков млекопитающих в континентальной биохронологической шкале Северной Америки – сантарозия (*Santarosean*) по появлению в Новом Свете *Homo sapiens* ~14 тыс. лет назад и сентагустиния (*Saintagustinian*) по первому появлению домашней лошади *Equus caballus* 400 лет назад (Barnosky et al., 2014).

Пока отношение стратиграфической общественности к введению антропоцена в Международную стратиграфическую шкалу скорее отрицательное (Тесаков, 2013; Klein, 2015; Rull, 2017; de Wever, Finney, 2018). Ответная критика поборников антропоцена также вполне серьезна (Hamilton, 2016). Представляется, что необыкновенная активность антропоценового движения и его широкая база, включающая ученых и общественных деятелей разнообразных экологических, природоохранных, эколоармистских, географических, инженерно-геологических и подобных организаций, очевидно, в конечном итоге приведет к постановке вопроса о формализации этого отдела.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания АААА-А17-117030610119-6 «Палеонтологическое обоснование стратиграфической шкалы верхнего кайнозоя Северной Евразии».

Литература

Тесаков А.С. Четвертичная система – проблема нижней границы и выделения ярусных подразделений // Стратиграфия в начале XXI века – тенденции и новые идеи. М.: Геокарт-ГЕОС. 2013. С. 21–25.

Тесаков А.С. О предлагаемой новой схеме подразделения голоцена в международной стратиграфической шкале // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2015. № 74. С. 5–6.

Barnosky A.D., Holmes M., Kirchholtes R. et al. Prelude to the Anthropocene: Two new North American Land Mammal Ages (NALMAs) // The Anthropocene review. 2014. V. 1. No. 3. P. 225–242.

De Wever P., Finney S. The Anthropocene: a Geological or Societal Subject? // Biodiversity and Evolution / Eds. P. Grandcolas, M.-C. Maurel. Amsterdam: Elsevier. 2018. P. 251–264.

Finney S., Bown P.R. The status of subseries/subepochs for the Paleocene to Holocene: Recommendations to authors and editors // Episodes. 2017. V. 40. No. 1. P. 2–4.

Hamilton C. The Anthropocene as rupture // The Anthropocene review. 2016. V. 3. No. 2. P. 93–106.

Head M.J. Defining the Upper Pleistocene Subseries: assessing Antarctic ice cores for a potential global boundary stratotype section and point (GSSP) // 35th International Geological Congress, Cape Town, South Africa, August 27–September 4, 2016. Paper Number: 2856.

Klein G.D. THE «ANTHROPOCENE»: What is its geological utility? (Answer: It has none!) // Episodes. 2015. V. 38. No. 3. P. 218.

Litt T., Gibbard Ph. L. Definition of a global stratotype section and point (GSSP) for the base of the Late (Upper) Pleistocene Subseries (Quaternary System/Period) // Episodes. 2008. V. 31. No. 2. P. 260–263.

Negri A., Amorosi A., Antonioli F. et al. A potential global boundary stratotype section and point (GSSP) for the Tarentian Stage, Upper Pleistocene, from the Taranto area (Italy): results and future perspectives // Quaternary International. 2015. V. 383. P. 145–157.

Rull V. The «Anthropocene» uncovered // Collectanea Botanica. 2017. V. 36. E008. P. 1–18.

Walker M.J.C., Berkelhammer M., Bjorck S. et al. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper By a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) // Journal of Quaternary Science. 2012. V. 27. P. 649–659.

Опыт комплексного изучения олигоцена–миоцена Западной Камчатки

Ю.Б. Гладенков

Геологический институт РАН, Москва,
e-mail: gladenkov@ginras.ru

«Стратиграфия есть по существу зеркальное отражение геологической истории конкретного района или бассейна». Приведенные слова принадлежат В.В. Меннеру (1962, с. 302), который всегда обращал особое внимание на появление новых стратиграфических материалов, когда речь шла о расшифровке геологических событий того или иного региона. Эти слова напрямую относятся к стратиграфическим исследованиям, которые проводятся сейчас по кайнозою в пределах Дальнего Востока и, в частности, в Камчатско-Сахалинской области.

В пределах этой области кайнозойские отложения распространены чрезвычайно широко. Их изучение часто наталкивается на определенные трудности. Здесь в кайнозое проявилось шесть фаз тектогенеза, что привело к сложным дислокациям осадочных и вулканогенных образований, возникновению отдельных блоков с отдельными разрезами, появлению угловых несогласий в осадочных формациях и пр. Проявление активных тектонических процессов часто приводило к существенным перестройкам палеогеографических обстановок, с изменением границ и гипоцентров древних морских бассейнов, появлением или закрытием морских проливов и пр. Развитые здесь преимущественно шельфовые отложения вкрест и по простиранию береговой линии морских бассейнов часто характеризуются заметными фациальными изменениями. В этом регионе часто проявляются также процессы гипераккумуляции или лавинной седиментации при формировании древних толщ, что обеспечивает их громадную мощность и одновременно затрудняет расчленение древних толщ. Кроме того, здесь сказывались не только региональные, но и глобальные геологические процессы, поскольку данная территория протягивается с севера на юг почти на 4 тыс. км и приходится иметь дело с разными климатическими зонами (от тропической до бореально-арктической). При глобальных климатических колебаниях (например, похолодании в олигоцене или относительно потеплении в среднем миоцене) эти зоны (вместе с характеризующими их биокомплексами) часто сдвигались (при потеплениях к северу, при похолодании – к югу). Все это вместе взятое существенно отражалось на распространении в пространстве и ходе развития шельфовых комплексов биоты бореальных районов, на что постоянно приходится обращать особое внимание.

Последние детальные исследования морских разрезов кайнозоя Западной Камчатки заставили внести много нового как в стратиграфию, так и геологию

ческую летопись этого седиментационного бассейна. При изучении ряда опорных разрезов Тигильского района (в частности, бухты Квачина, восточного побережья Охотского моря) удалось установить определенную фазовость в смене шельфовых биосообществ в разрезе. Эти данные стали основой обособления горизонтов-региоюрсов, которые нашли отражение в стратиграфических региональных схемах. Выделение горизонтов в данном регионе основывается на историко-геологическом фундаменте и в принципе такие горизонты-региоюрсы отражают определенные этапы геологического развития региона.

В разрезе упомянутой ранее бухты Квачина (Рис. 1), который охватывает возрастной интервал от эоцена до среднего миоцена, ранее были выделены две *свиты*-толщи: тигильская и белесоватая (Плешаков, 1939) общей мощностью около 470 м. В 1984 г. и 2014 г. нами в этом разрезе были описаны 37 литологических пачек. Из каждой пачки были собраны образцы для анализа на разные палеонтологические группы – бентосные (моллюски – определял Ю.Б. Гладенков, фораминиферы – С.И. Бордунов, Т.В. Дмитриева, Н.А. Фрегатова) и планктонные (диатомовые изучал А.Ю. Гладенков, и диноцисты – Г.Н. Александрова). Кроме того, отбирались образцы на палеомагнетизм (изучали В.Ю. Водовозов и В.М. Трубихин), изотопный состав карбонатных конкреций (определял Б.Г. Покровский). В результате появилась реальная возможность оценить преимущество использования интеграционных данных для стратиграфических и палеогеографических построений.

В качестве конкретного примера можно рассмотреть, в частности, расчленение *белесоватой* толщи олигоцена – миоцена, которая раньше практически не подразделялась на более мелкие страто-единицы и только провизорно сопоставлялась со стратотипами региоюрсов кайнозоя Западной Камчатки. В результате анализа полученных материалов по выделению биостратонов по разным палеонтологическим группам, с одной стороны, выявилась, возможность определить их значение в детализации данного разреза, а с другой стороны – их несколько различная роль в общем стратиграфическом «оркестре» макро- и микропалеонтологических компонентов. Послойное расчленение осадочных отложений белесоватой толщи с перекрывающими ее пачками позволило обособить око-

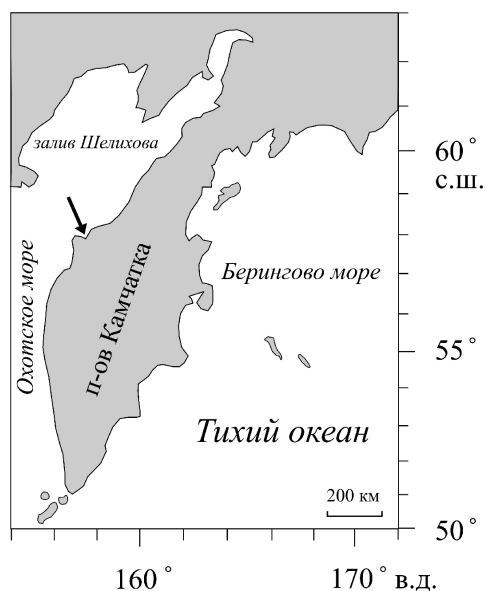


Рис. 1. Географическое положение бухты Квачина (стрелка), где представлен один из опорных разрезов морского кайнозоя Западной Камчатки

ло 10 «слоев с фауной» (с моллюсками и бентосными фораминиферами), которые были объединены в три горизонта с фауной или региозоны. Они хорошо сопоставляются с региоюрсами (горизонтами), выделенными в стратотипах кайнозоя Тигильского региона: утхолокско-вивентекским (олигоцен), кулувенским (нижний миоцен) и ильинским (средний миоцен) (Рис. 2). Вместе с тем, в разрезе были установлены «зоны» или «лоны» (в трактовке последнего Стратиграфического кодекса России (2006). По диноцистам намечены

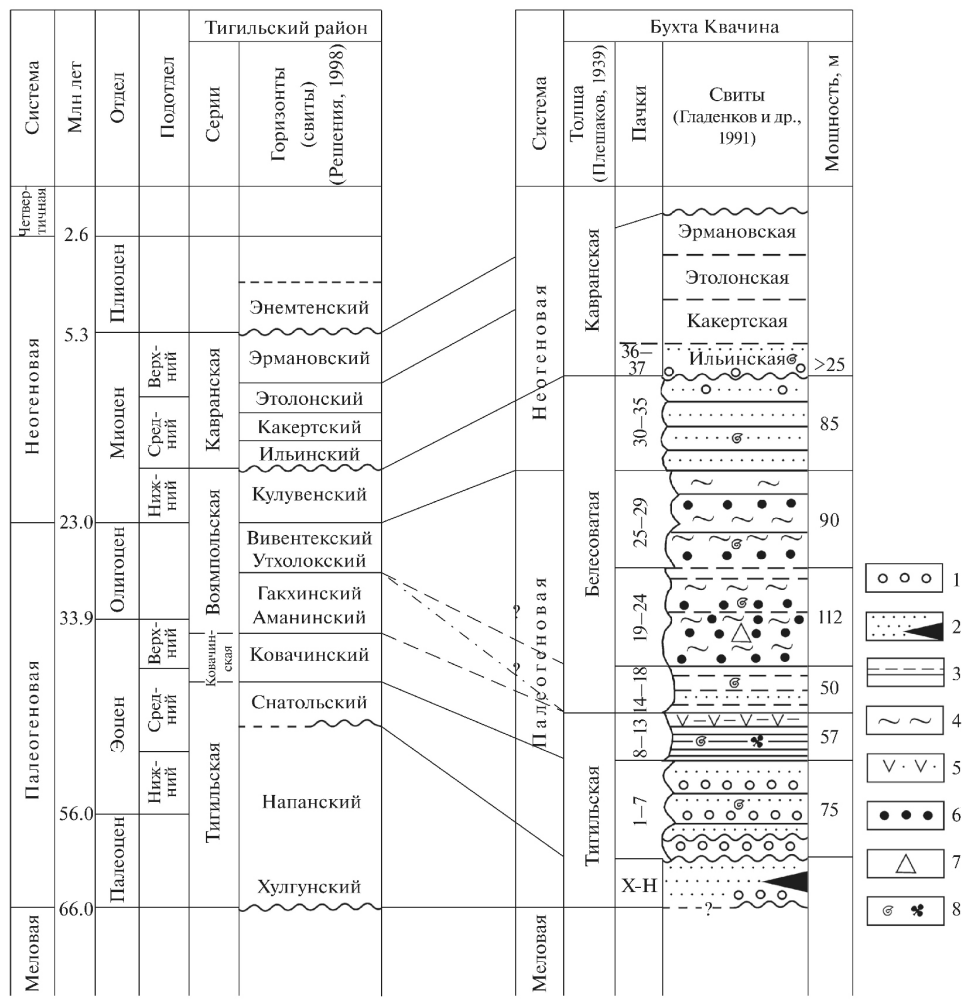


Рис. 2. Корреляция разреза кайнозоя бухты Квачина и стратотипов горизонтов палеогена и неогена региональной стратиграфической схемы Тигильского района Западной Камчатки (по: Гладенков, 2016).

1 – конгломераты, гравелиты; 2 – песчаники, линзы угля; 3 – аргиллиты и алевролиты; 4 – кремнистые алевролиты; 5 – туфогенные породы; 6 – крупные карбонатные конкреции; 7 – экзотические валуны и глыбы; 8 – остатки фауны и флоры. Х-Н – хулгунско-напанские толщи Тигильского района

3 зоны (региозоны), а по диатомовым – 7 лон. Если бентосные биотические сообщества позволяют осуществлять местную и региональную стратиграфическую корреляцию изученных толщ (фактически от Японии и Сахалина до Камчатки и Корякского нагорья), то планктонные комплексы создают возможность осуществлять корреляцию этих отложений с подразделениями стратиграфической шкалы кайнозоя Северотихоокеанской области и МСШ. Поэтому получение последних данных по планктонным группам позволило более уверенно, чем раньше, определить положение ярусных границ как олигоцена, так и миоцена (причем в олигоцене впервые на Камчатке были реально намечены два яруса – рюпель и хатт).

Синтез литологических и палеонтологических характеристик разреза позволяет подойти к расшифровке многих особенностей истории геологического развития Западно-Камчатского морского бассейна. После проявления среднеэоценовой фазы тектогенеза в данном районе наступила морская трансгрессия, захватившая многие районы Камчатки. В результате среднеэоценовые осадочные толщи с угловым несогласием по размытой поверхности перекрыли в одних случаях меловые, а в других – раннепалеогеновые дислоцированные слои, включая раннеэоценовые. После этого дно бассейна постепенно прогибалось, и нижняя конгломерато-песчаниковая мелководная часть разреза сменилась алевролитом-аргиллитовыми относительно глубоководными образованиями, которые относятся в основном к олигоцену. В раннем миоцене имело место постепенное обмеление бассейна, и в среднем миоцене наступила новая трансгрессия. Сочетание биостратиграфических данных по смене комплексов палеобиоты в разрезе, а также палеомагнитных и изотопных материалов позволяет повышать долю уверенности при определении возраста изученных отложений и построении палеогеографических реконструкций.

Последние геологические материалы по кайнозою Западной Камчатки отражены в подготовленной к изданию монографии «Опорный разрез кайнозоя Западно-Камчатской структурно-формационной зоны» (Гладенков и др., в печати), в которой изученные материалы представлены в полном объеме.

Комплексация геологических данных, полученных разными методами, без сомнения, позволяет получать более достоверные результаты, чем материалы однопрофильной дисциплины. Это относится как к стратиграфическим построениям, так и к реконструкциям палеогеографических сценариев. Однако мультидисциплинарный подход к изучению стратиграфических проблем всегда требует взвешенности в оценке данных, которые часто бывают разной степени обоснованности. К сожалению, резкое сокращение тематических работ на Камчатке в настоящее время может существенно затормозить дальнейшие исследования по строению третичных толщ данного региона.

Работа выполнена по теме госзадания 0135-2018-0033 ГИН РАН, при поддержке проекта РФФИ 16-05-00199 и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 17.

Литература

Гладенков Ю.Б. Расчленение опорного разреза кайнозоя бухты Квачина Западной Камчатки и проблемы его корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 101–113.

Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., Бордунов С.И и др. Опорный разрез кайнозоя Западно-Камчатской структурно-формационной зоны. М.: Геокарт-ГЕОС (в печати).

Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 184 с.

Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 365 с.

Плешаков И.Б. Третичные отложения Утхолокского района Западной Камчатки. Л., 1939. Тр. НГРИ. Сер. А. Вып. 123. 38 с.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, Межведомственный стратиграфический комитет, 2006. 95 с.

Ярусы олигоцена и граница между палеогеном и неогеном на Западной Камчатке – новые данные по диатомеям

А.Ю. Гладенков

Геологический институт РАН, Москва,

e-mail: agladenkov@ilran.ru

В пределах Камчатского региона широким развитием пользуются кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные толщи. Их мощность и фациальный состав в разных районах Камчатки и ее шельфовых зон часто значительно отличаются. Поэтому задачи, связанные с датированием и корреляцией здесь третичных отложений, являются при изучении геологического строения региона весьма важными. Для кайнозоя различных структурно-формационных зон, выделяемых на Камчатке, в 1990-е годы разработаны стратиграфические схемы (Гладенков и др., 1998). Они включают региональные (горизонты или региоярусы) и местные (свиты, толщи) подразделения, корреляция которых часто затруднена. Выделение горизонтов и характеристика их границ в значительной мере основано на биостратиграфической основе – прежде всего, анализе ископаемых бентосных ассоциаций (моллюсков и бентосных фораминифер). Вследствие этого, в связи с провинциализмом бентосных групп, возникают существенные трудности при сопоставлении региональных стратиграфических подразделений с ярусами Международной стратиграфической шкалы (МСШ). Кроме того, в ряде случаев бентосные фауны не обеспечивают расчленение с необходимой степенью детальности. Поэтому при изучении кайнозоя Камчатского региона в последние годы большое значение стали иметь данные по микропланктонным организмам, которые позволяют выделять дробные (зональные) стратиграфические подразделения и проводить корреляцию вмещающих отложений удаленных разрезов. К одной из основных палеонтологических групп относятся морские диатомовые водоросли. К настоящему времени для олигоценых-четвертичных отложений Северной Пацифики разработана океаническая зональная шкала по диатомеям, которая сопоставлена с МСШ и включает более 20 зон (Barron, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barron, 1995; Гладенков, 1998, 2007; и др.). В качестве основы она успешно используется при оценке возраста диатомовых ассоциаций в стратонах, изучаемых в окраинно-морских и наземных разрезах кайнозоя Камчатки.

Это, в частности, относится к проблеме датирования и корреляции региональных стратиграфических подразделений олигоцена-нижнего миоцена, выделяемых в Западно-Камчатской структурно-формационной зоне. Если в отношении более молодых горизонтов среднего миоцена-плиоцена к решению подобной проблемы ранее уже удалось подойти на основе анализа данных, по-

лученных по диатомовым комплексам, которые изучены в Точилинском и Кавранском опорных разрезах (Атлас..., 1984; Пушкарь и др., 1976; Синельникова и др., 1985; и др.), то стратиграфическая последовательность и возраст более древних ассоциаций выявлены не были. В этой связи большой интерес представляют новые материалы, которые удалось получить при изучении ископаемых диатомей в одном из опорных разрезов кайнозоя Западной Камчатки – в районе бухты Квачина охотоморского побережья (см. Рис. 1 к статье Ю.Б. Гладенкова в данном сборнике). Его переизучение, с отбором геологических образцов на разные виды анализов, проводилось группой сотрудников ГИН РАН и ВНИГРИ при участии автора в 2014 г. В этом разрезе была выявлена практически непрерывная последовательность терригенных отложений (относимых к тигильской и белесоватой толщам, а также кавранской серии) в возрастном интервале от среднего эоцена до среднего миоцена, с общей мощностью около 500 м. Разрез расчленен на 37 литологических пачек: нижние пачки 1–13 составляют тигильскую толщу, пачки 14–35 – белесоватую толщу, а пачки 36–37 относятся к нижней части кавранской серии (Гладенков, 2016). В данном сообщении использована эта нумерация пачек.

До настоящего времени находки ископаемых диатомовых водорослей отмечались только в самой верхней части разреза (Орешкина, 2009). Они были обнаружены в стратиграфическом интервале пачек 30–34. В результате их изучения были выделены два разновозрастных комплекса диатомей. Древний комплекс (из нижней части пачки 30 – нижней части пачки 33) коррелировался с ассоциацией северотихоокеанской зоны по диатомеям *Rocella gelida* верхнего олигоцена, а более молодой (из верхней части пачки 33 – пачки 34) – с таковой зоны *Thalassiosira praeфрага* конца верхнего олигоцена – нижнего миоцена.

В результате обработки собранного автором материала остатки диатомовых обнаружены в стратиграфическом интервале, охватывающем верхнюю часть (пачки 20–36, мощность около 300 м), которая относится к верхней части белесоватой толщи и самой нижней части кавранской серии. В 30 образцах, отобранных в этом интервале, найдены остатки диатомей, которые отличаются по таксономическому разнообразию, степени сохранности и обилия. При изучении ископаемой флоры в ее составе обнаружены таксоны, представляющих важность при определении возраста вмещающих отложений. Стратиграфическое распространение различных видов в разрезе позволило выделить в нем биостратиграфические подразделения, которые характеризуются различным таксономическим составом палеонтологических комплексов. Эти подразделения, границы которых проведены по уровням появления в разрезе индекс-видов, отнесены к локальным зонам (лонам) по диатомеям. Выделены семь лон (стратиграфически

Рис. 1. Стратиграфическое распространение характерных и стратиграфически важных видов диатомей в разрезе кайнозоя бухты Квачина и выделенные локальные зоны.

См. объяснения условных обозначений к Рис. 2 в статье Ю.Б. Гладенкова данного сборника



Свита		Литология		Мощность (м)	№ образца	Таксон	Локальные зоны по диатомеям
Иланская	Толша	Пачка					
Белесоватая					36-п		
					35/1-к		
Кулуевская					34-к		Thalassiosira cf. praeфрага
					33-м		
					33/1-к		
					33/2-м		
					31/1-к		
					30-к		
					30/1-к		
					29-к		Rocella gelida
					28-к		
					27/3-к		
					27/4-к		
					27/2-к		
					27/1-к		Lisitinia ornata
					27-к		
					26/2-к		
					26/1-к		
					26-к		
					25-к		Cestodiscus kugleri
					24/1-к		Thalassiosira nansenii
					23/1-к		
					22/6-к		
					22/4-к		Rhizosolenia oligocaenica
					22/1-к		
					22-к		
					21/2-к		Odontella sawamurae
					21-к		
					20-г-к		
					20-к		

снизу вверх): 1) лона *Odontella sawamurae*, 2) лона *Rhizosolenia oligocaenica*, 3) лона *Thalassiosira nansenii*, 4) лона *Cestodiscus kugleri*, 5) лона *Lisitzinia ornata*, 6) лона *Rocella gelida* и 7) лона *Thalassiosira cf. praeфрага* (Рис. 1).

Прямое сопоставление установленных лон с зонами северо-тихоокеанской шкалы сталкивается с определенными трудностями. Это объясняется тем, что палеонтологические комплексы, характеризующие лоны, в определенной степени отличаются от таковых зональных подразделений. В частности, это может быть связано с различными условиями формирования разновозрастных диатомовых ассоциаций и спецификой осадконакопления в открытом океане и восточной части пра-Охотского моря. Тем не менее, в составе выделенных в разрезе диатомовых ассоциаций отмечено достаточно много стратиграфически важных видов, которые позволяют подойти к корреляции с зональной шкалой и определению возраста вмещающих отложений. К таким таксонам относятся, например, *Odontella sawamurae*, *Ikebea tenuis*, *Kisseleviella carina*, *K. ezoensis*, *Cavitatus jouseanus*, *C. miocenicus*, *Rhizosolenia oligocaenica*, *Rh. miocenica*, *Eurossia irregularis*, *Asteromphalus symmetricus*, *Cestodiscus kugleri*, *C. trochus*, *Thalassiosira nansenii*, *Th. cf. praeфрага*, *Pseudodimerogramma elegans*, *Ps. filiformis*, *Sceptroneis tenue*, *Sc. humuncia*, *Sc. humuncia* var. *rondipoda*, *Rhaphoneis angulata*, *Lisitzinia ornata*, *Rocella gelida*, *R. gelida* var. *schraderi* и др. Анализ данных по их стратиграфическому распространению в различных регионах дал возможность наметить сопоставление характеризующих лоны ассоциаций с комплексами северотихоокеанских зон нижнего олигоцена-нижнего миоцена (зон *Rhizosolenia oligocaenica*, *Rocella vigilans*, *Cavitatus rectus*, *Rocella gelida* и *Thalassiosira praeфрага*). Это позволило подойти к сопоставлению лон с МСШ (Ogg et al., 2016) и оценке возраста отложений разреза бухты Квачина на новой основе. В результате сделан вывод, что породы, в которых выделены локальные зоны *Odontella sawamurae*, *Rhizosolenia oligocaenica*, *Thalassiosira nansenii*, *Cestodiscus kugleri* и *Lisitzinia ornata* могут датироваться в пределах раннего олигоцена (верхней части рюпельского яруса); лона *Rocella gelida* – в пределах позднего олигоцена (хаттский ярус, без его терминальной части); а лона *Thalassiosira cf. praeфрага* – в пределах конца позднего олигоцена – раннего миоцена (Рис. 2). Граница между нижним и верхним олигоценом (рюпельским и хаттским ярусами, 28.1 млн лет) может проходить вблизи кровли лоны *Lisitzinia ornata*, а между верхним олигоценом и нижним миоценом (хаттским и аквитанским ярусами, 23.01 млн лет) – в нижней части лоны *Thalassiosira cf. praeфрага*.

Необходимо отметить, что целый ряд таксонов, в том числе стратиграфически важных, обнаружен в разрезах Западной Камчатки впервые. Это относится к находкам *Lisitzinia ornata*, *Thalassiosira nansenii*, *Th. irregularata*, *Asteromphalus symmetricus*, *Pseudodimerogramma elegans*, *Sceptroneis humuncia*, *Sc. ligulatus*, *Eurossia irregularis*, *Rhizosolenia oligocaenica*, *Rh. miocenica*, *Rocella praenitida*, *R. gelida* var. *schraderi* и др.

Таким образом, в разрезе бухты Квачина удалось выявить уникальную для Западной Камчатки последовательность диатомовых ассоциаций олигоцена-

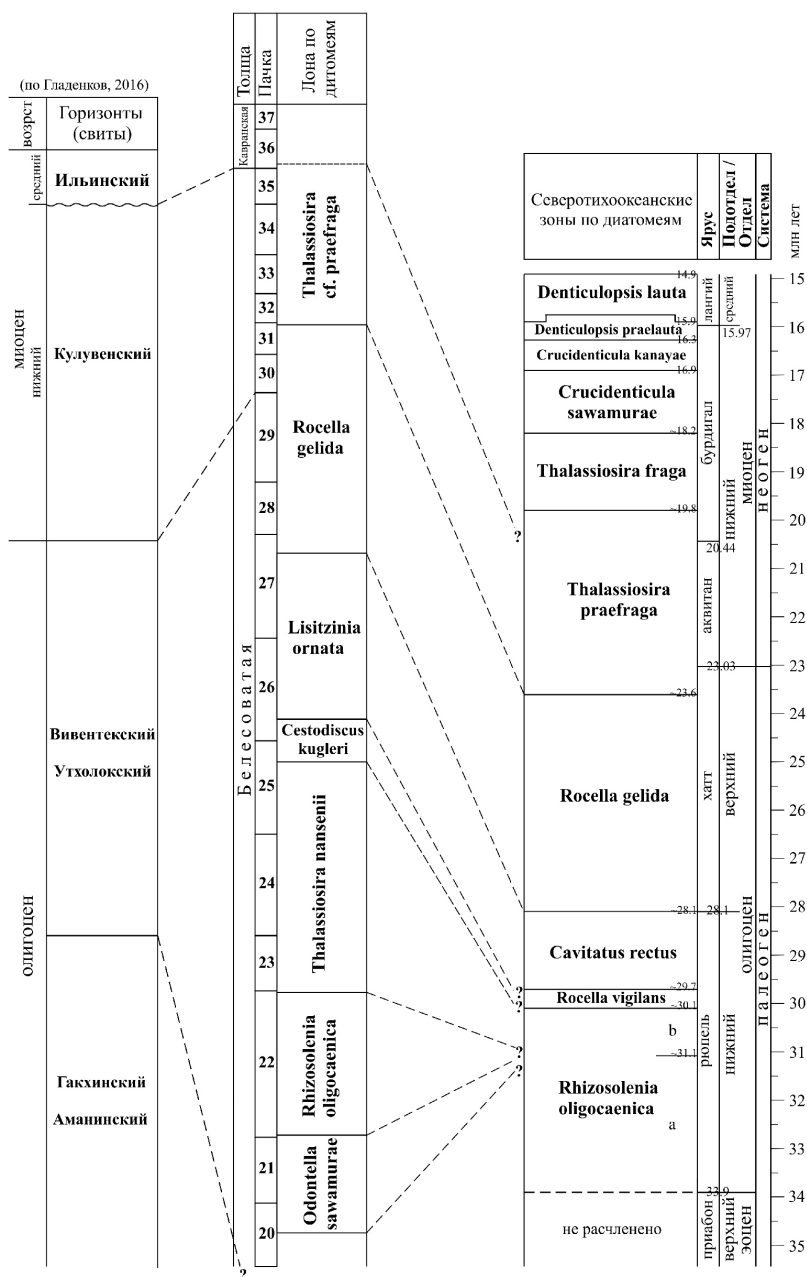


Рис. 2. Сопоставление выделенных в разрезе бухты Квачина лон с региональными стратиграфическими подразделениями Западной Камчатки и зональной шкалой по диатомеям Северной Пацифики (по Barron, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barron, 1995, Гладенков, 1998, 2007), скоррелированной с геохронологической и магнитостратиграфическими шкалами Ogg et al. (2016)

a, b – подзоны; подотделы даны по Gradstein et al. (2004)

начала нижнего миоцена. По полноте и палеонтологической характеристике эти ассоциации являются наиболее представительными из всех известных на сегодняшний день комплексов этого возраста в разрезах Камчатки. Полученные результаты важны не только для биостратиграфического расчленения разрезов кайнозоя Западной Камчатки по кремнистым микроорганизмам, но и уточнения корреляций региональных стратиграфических подразделений с ярусами МСШ. Намеченные в изученном разрезе по диатомеям границы между рюпельским и хаттским ярусами (между нижним и верхним олигоценом), а также между хаттским и аквитанским ярусами (палеогеном и неогеном) определенно указывают на олигоценовый возраст утхолокско-вивентекского горизонта Западно-Камчатской структурно-формационной зоны, что ранее не было достаточно точно доказано. Возможно, более подробный отбор образцов на диатомовый анализ в ходе будущих исследований приведет к увеличению степени точности проводимых корреляций.

Работа выполнена по теме госзадания 0135-2015-0034 ГИН РАН, при поддержке проекта РФФИ 16-05-00199 и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 17.

Литература

Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки / Отв. ред. В.В. Меннер М.: Наука, 1984. 335 с.

Гладенков А.Ю. Зональная стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Северотихоокеанского региона по диатомеям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 50–64.

Гладенков А.Ю. Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям). М.: ГЕОС, 2007. 296 с.

Гладенков Ю.Б. Расчленение опорного разреза кайнозоя бухты Квачина Западной Камчатки и проблемы его корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 101–113.

Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Боровцев А.К. и др. Решения Рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.

Орешкина Т.В. Новые данные по диатомеям из морских палеогеновых отложений Западной Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 104–119.

Пушкарёв В.С., Куклина Т.А., Синельникова В.Н. Диатомеи кавранской серии Западной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 6. С. 101–110.

Синельникова В.Н., Братцева Г.М., Дуброво И.А., Сычевская Е.Г. Расчленение и палеонтологическая характеристика неогенового разреза Каврано-Утхолокской бухты (Западная Камчатка) // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. Ч. I. М.: ГИН АН СССР, 1985. С. 84–156.

Barron J.A., Gladenkov A.Y. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 3–19.

Gladenkov A.Y., Barron J.A. Oligocene and Early Miocene diatom biostratigraphy of Hole 884B // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 21–41.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 589 p.

Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. Concise Geologic Time Scale 2016. Elsevier, 2016. 229 p.

Фораминиферы в расчленении олигоцена–миоцена Западной Камчатки и региональные стратиграфические подразделения

С.И. Бордунов^{1,2}, Т.В. Дмитриева³, Н.А. Фрегатова³

¹Геологический институт РАН, Москва, e-mail: sib-msu@mail.ru

²Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

³Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт
(ВНИГРИ), Санкт-Петербург,
e-mail: tvdmitrieva@vnigri.ru

Палеосообщества фораминифер олигоцена–миоцена Западной Камчатки на примере микрофаунистических комплексов разреза кайнозоя бухты Квачина, который является одним из опорных для данного региона. Разрез находится в Западно-Камчатской структурно-формационной зоне и входящей в ее состав Тигильской структурно-фациальной зоне, где расположены стратотипы всех горизонтов (или регионарусов) палеогена и неогена региона (Гладенков и др., 1998). Впервые он был описан в 1930–1940-х годах Б.Ф. Дьяковым, И.Б. Плешаковым, Л.В. Криштофович (Плешаков, 1939; Криштофович, 1947). В 1984 г. здесь побывали сотрудники ГИН РАН Ю.Б. Гладенков, В.Н. Синельникова, А.Е. Шанцер и другие (Гладенков и др., 1991). Ю.Б. Гладенков выделил в разрезе 37 литологических пачек. В 2014 г. сотрудниками ГИН РАН и ВНИГРИ с целью уточнения возраста выделенных ранее пачек был проведен дополнительный сбор образцов для комплексных исследований (Гладенков, 2016). Это было обусловлено тем, что возраст пачек (особенно нижних) определялся различными исследователями по-разному.

В береговых обрывах бухты Квачина стратиграфически снизу-вверх на средне-верхнеоценовых отложениях тигильской толщи (пачки 1–12) к востоку залегают терригенные олигоцен-нижнемиоценовые отложения белесоватой (13–35) толщи, а также среднемиоценовые отложения низов кавранской серии (36–37), слагающие западное крыло и центральную часть синклинальной структуры горы Увуч. Для всего разреза характерно присутствие большого количества карбонатных и песчано-карбонатных конкреций разной формы и размера. Общая мощность около 450 м.

В разрезе белесоватой (14–35) толщи выделяются две части: нижняя (пачки 14–29 – низы белесоватой толщи) и верхняя (пачки 29–35 – верхи белесоватой толщи). Отложения данной толщи представлены, в основном, кремнистыми туфоалевролитовыми, туфодиатомитовыми и туфогенными породами, в нижней половине отмечаются отдельные глыбы магматических пород. Значительная

часть белесоватой толщи, мощностью около 300 м, относится к осадкам, сформировавшимся в условиях лавинной седиментации.

Породы кавранской серии (пачки 36–37), представлены конгломератами и алевролитами.

В настоящей работе приводятся результаты изучения фораминифер из образцов, отобранных в 1984 и 2014 годах, что позволило получить более детальную, чем раньше, характеристику палеосообществ фораминифер.

Впервые изучением фораминифер разреза бухты Квачина стала заниматься Н.А. Волошинова (Криштофович, 1947; Плешаков, 1939).

Позднее фораминиферы из Увучинского разреза (другое название разреза бухты Квачина также используемое в литературе) изучались М.Я. Серовой (2001). Ею на основе изменения систематического состава фораминифер в разрезе было выделено пять комплексов. Для привязки микрофаунистических комплексов она использовала схему стратиграфии этого разреза, предложенную И.Б. Плешаковым в 1939 г. В белесоватой толще (8, 9 и 11 пачках) фораминиферы ею не обнаружены. В 10 пачке встречены единичные *Budashevella laevigata* (Voloshinova) и *Haplophragmoides laminatus* Voloshinova, что по мнению М.Я. Серовой указывает на наличие в Увучинском разрезе аналогов утхолокско-вивентекского горизонта Точилинского разреза Западной Камчатки.

Автором сделан вывод об отсутствии в данном разрезе аналогов амининско-гакхинского горизонта (Серова, 2001).

Анализ распределения фораминифер в разрезе синклинали бухты Квачина в пограничных отложениях палеогена и неогена позволил авторам данной работы установить последовательную смену комплексов в разрезе и выделить 10 слоев с фораминиферами, которые можно объединить в 3 комплексные зоны (Рисунок).

Нижняя их граница устанавливается по появлению видов-индексов и характерных видов комплекса. По масштабу распространения выделенные зоны являются региональными и прослеживаются в смежных районах российского Дальнего Востока (Серова, 1969; Беньямовский, Фрегатова, 2013; Дмитриева, Фрегатова, 2004). Для привязки к региональным горизонтам и обоснования возраста слоев и зон проведено сравнение установленных биостратонов со стратонами Точилинского опорного разреза Западной Камчатки (Серова, Спирина, 1984; Гладенков и др., 1998). Из изученного материала можно сделать следующие выводы.

Изученные комплексы фораминифер соответствуют комплексам горизонтов региональной стратиграфической схемы Западной Камчатки (зона *Melonis shimokinensis* – *Globocassidulina subglobosa* сопоставляются с амининско-гакхинским, зона *Ammodiscus concinnus* – *Haplophragmoides laminatus* – с утхолокско-вивентекским, зона *Pseudoelphidiella subcarinata* – с кулувенским, слои со смешанным комплексом фораминифер – с ильинским) (Гладенков и др., 1998) и прослеживаются в различных разрезах Охотоморского региона.

Оглед	Подотдел	Толщина	Литология	Мощность	Зоны	Слои с фораминиферами	Этапы	Горизонты региональной шкалы (Решения..., 1998)
Мiocен	Средний	37		>10			4	ильинский
		36		20		слои со смешанным содержанием		
Олигоцен	Нижний	35		12		слои с единичными фораминиферами	3	кулувенский
		34		15				
		33		7				
		32		10				
		31		8				
		30		10				
		29		12				
		28		12				
		27		15				
		26		17				
		25		20				
		24		20				
		23		22				
		22		20				
		21		20				
		20		18				
Белосая		19		17				
		18		20				
		17		10				
		16		20				
		15		20				
		14		12				
		13		12				
		12		10				
		11		10				
		10		10				
		9		10				
		8		10				
		7		10				
		6		10				
		5		10				
		4		10				
		3		10				
		2		10				
		1		10				
		0		10				

Рисунок. Расчленение олигоцен-миоценовых отложений разреза бухты Квачина (Западная Камчатка) по фораминиферам

Не нашло подтверждения предположение М.Я. Серовой (2001) об отсутствии в Увучинском разрезе отложений, соответствующих амининско-гакхинскому горизонту.

Пачка 13, соответствующая зоне *Melonis shimokinensis* – *Globocassidulina subglobosa* (аманинско-гакхинский горизонт), формировалась в нормальных морских условиях глубокого шельфа в водной среде, обогащенной кислородом. Данный этап является промежуточным между существованием позднеэоценовых и раннеолигоценовых ассоциаций, где отмечается еще преемственность с предыдущим комплексом, но и появляются новые виды, в том числе из семейства Polymorphinidae, свидетельствующие об изменении климатических условий – похолодании, наступившем в олигоцене. Палеосообщество фораминифер представлено многочисленными секретионными формами очень хорошей сохранности с доминированием кассидулин, исландиелл, полиморфинид. Здесь также отмечается присутствие планктонных фораминифер *Tenuitella praegemma* (Li). Появление видов-индексов *Melonis shimokinensis* Asano et Murata, *Globocassidulina subglobosa* (Brady), а также *Quinqueloculina imperialis* Hanna et Hanna и других, появляющихся в аманинско-гакхинском горизонте Точилинского разреза и характерных для синхронных отложений всего Охотоморского региона, позволяет отделить соответствующие слои от нижележащих и выделить их в качестве самостоятельной зоны. Отмечается хорошая сохранность раковин фораминифер в туфогенной пачке, а также присутствие в комплексе и молодых и старых особей одного вида. Возможно, это обусловлено очень быстрым захоронением раковин под слоем пепла и растворения раковин не произошло.

Начиная с пачки 14 в зоне *Ammodiscus concinnus* – *Haplophragmoides laminatus* (пачки 14–30, утхолокско-вивентекский горизонт) происходит резкое изменение и обеднение сообществ фораминифер, исчезают все известковые формы. Комплекс становится песчаным, относительно мелководным шельфовым в интервале пачек 14–22 (преобладают гиппокрепинеллы), и более мелководным шельфовым в интервале пачек 23–30, что свидетельствует о недостатке кислорода в воде и кислой среде из-за возможного увеличения вулканической активности в регионе, и относительно холодными климатическими условиями. В целом, комплексы слоев с фораминиферами данной зоны имеют общий характер развития в относительно мелководном бассейне с высокой скоростью седиментации. Состав сообществ характерен для олигоценовой Охотоморской фауны фораминифер. В начале данного этапа происходит исчезновение многих видов, родов и семейств, что связано с резким изменением физико-географического режима морского бассейна (наступившей регрессией) и похолоданием климата.

В литологических пачках 30–35, соответствующих зоне *Pseudoelphidiella subcarinata* (кулувенский горизонт), также наблюдается резкое изменение состава сообществ фораминифер. Появляются эльфидиеллы, исландиеллы, комплекс становится более мелководным, чем ранее, характерным для шельфа с нормальными морскими условиями. Присутствуют переотложенные палеогеновые формы. Появление в комплексе *Porosorotalia tumiensis* Voloshinova (под *Porosorotalia* – элемент южного происхождения, пришедший из Индо-Тихоокеанской области) свидетельствует о потеплении климата, начавшимся в раннем миоцене и установлении шельфовых относительно мелководных условий.

На рубеже раннего и среднего миоцена происходит значительная перестройка в развитии фораминиферовых сообществ во всем Охотоморском регионе, что нашло отражение и в нашем материале в комплексе пачки 36 (ильинский горизонт), в котором представлена ассоциация смешанного состава. Преобладают секреторные формы со значительным количеством переотложенных раковин эоценового и олигоценового возрастов. Такой состав свидетельствует о значительной эрозии на границе раннего и среднего миоцена. Наибольшее количество имеют относительно мелководные виды эльфидиид, букцел, поросороталий и полиморфинид. Данные виды встречается в отложениях нижней части среднего миоцена Охотоморского региона, накопившихся во время климатического оптимума (Серова, 1978; Дмитриева, 2007).

Установленная по фауне фораминифер зональность соответствует этапности развития фораминиферовых сообществ Охотоморского региона на рубеже палеогена и неогена.

Первому этапу соответствует время формирования зоны *Melonis shimokinensis* – *Globocassidulina subglobosa*. Появление новых видов, в том числе из семейства Polymorphinidae, свидетельствует об изменении климатических условий – похолодании, наступившем в олигоцене.

Второй этап развития фораминиферовых сообществ характеризуется резкой сменой состава комплексов. Он охватывает интервал времени зоны *Ammodiscus concinnus* – *Haplophragmoides laminatus*. В начале данного этапа происходит исчезновение многих видов, родов и семейств, что связано с резким изменением режима морского бассейна (наступившей регрессией) и похолоданием климата. В составе комплекса исчезают известковые фораминиферы. Появляются новые виды родов *Hippocrepinella*, *Haplophragmoides*, *Budashevaella*, *Cyclammina*, *Asanospira*. Характерно чередование глубины осадконакопления, что нашло отражение в периодическом появлении и исчезновении относительно мелководных представителей рода *Hippocrepinella*, хотя, в целом, доминируют более глубоководные виды.

Третий этап развития фораминиферовых сообществ (зона *Pseudoelphidiella subcarinata*) характеризуется появлением представителей родов *Pseudoelphidiella*, *Elphidiella*, *Porosorotalia* и др., свидетельствующем о потеплении климата, начавшегося в раннем миоцене и установлении шельфовых относительно мелководных условий.

Четвертый этап отвечает границе раннего и среднего миоцена, когда происходит значительная перестройка в развитии фораминиферовых сообществ во всем Охотоморском регионе, что нашло отражение и в нашем материале, в котором представлена ассоциация фораминифер смешанного состава с преобладанием относительно теплолюбивых секреторных форм, характерных для климатического оптимума среднего миоцена.

На рубеже палеогена и неогена состав палеосообществ фораминифер Западной Камчатки определялся событиями зонально проявившихся тектонических процессов, колебаниями эвстатической природы, а также выявленными изменениями палеоклиматических условий.

Литература

Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А. Провинциальные зоны палеогена Северо-Западной Пацифики // Стратиграфия морского палеоцена и нижнего эоцена Западной Камчатки (палеонтологическая характеристика, палеогеографические обстановки). М.: Геокарт-ГЕОС, 2013. С. 85–88.

Гладенков Ю.Б. Расчленение опорного разреза кайнозоя бухты Квачина Западной Камчатки и проблемы его корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 101–113.

Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Боровцев А.К. и др. Решения Рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.

Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 184 с.

Дмитриева Т.В. Зональная шкала по бентосным фораминиферам продуктивных отложений палеогена и неогена Охотской нефтегазоносной провинции // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. СПб.: ВНИГРИ. 2007. С. 376–395.

Дмитриева Т.В., Фрегатова Н.А. Разработка зонального стандарта верхнего олигоцена-миоцена Западной Камчатки по бентосным фораминиферам // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов. СПб.: Недра, 2004. С. 177–198.

Криштофович Л.В. Стратиграфия и фауна тигильской толщи западного побережья Камчатки. Л.: Ленгостоптехиздат, 1947. Тр. НИГРИ. Новая сер. Вып. 23. 151 с.

Плешаков И.Б. Третичные отложения Утхолокского района Западной Камчатки. Л., 1939. Тр. НГРИ. Сер. А. Вып. 123. 38 с.

Серова М.Я. Зональное расчленение и корреляция палеогеновых отложений северо-западной части Тихоокеанской провинции // Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука. 1969. С. 101–114.

Серова М.Я. Стратиграфия и фораминиферы неогена Камчатки. М.: Наука, 1978. 176 с.

Серова М.Я. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего палеогена Северной Пацифики. М.: Наука, 2001. 215 с.

Серова М.Я., Спирина Л.В. Бентосные фораминиферы // Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки. М.: Наука, 1984. С. 61–67.

Магнитостратиграфия опорного разреза кайнозоя бухты Квачина (Западная Камчатка): первые результаты

А.Ю. Казанский^{1, 2}, В.М. Трубихин², В.Ю. Водовозов^{1, 2}

¹Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
e-mail: kazansky_alex@mail.ru

²Геологический институт РАН, Москва

В работе представлены первые результаты палеомагнитных исследований разреза тигильской и белесоватой толщ кайнозоя бухты Квачина на Западной Камчатке. Целью исследований являлось построение региональной магнитостратиграфической схемы. Отбор образцов для палеомагнитного анализа производился из расчисток, вскрывших невыветрелую породу, из которой вырезались штуфы размером $\sim 5 \times 5 \times 5$ см, которые ориентировались с помощью магнитного компаса, с последующим введением поправки за местное магнитное склонение. Шаг отбора штуфов варьировал от 2 до 35 м (в зависимости от степени сохранности пород) и в среднем составил 8 м. Образцы отобраны с 74 стратиграфических уровней, характеризующих 614 м разреза (пачки №№ 4–35) (Гладенков, 2016). В лаборатории из каждого штуфа изготавливались 1–2 стандартных образца – кубика с ребром 2 см. Всего было исследовано 114 образцов.

Величина магнитной восприимчивости и ее анизотропия измерялись с помощью каппа-моста МФК-1 в палеомагнитной лаборатории ГИН РАН, величина и направление естественной остаточной намагниченности измерены на спин-магнитометре JR-6 в Палеомагнитной лаборатории ГИН РАН и на криогенном магнитометре 2G Enterprises в ИФЗ РАН. Методика исследований не отличалась от стандартной (Таухе, 2010). Для анализа палеомагнитных направлений использовался пакет прикладных программ (Enkin, 1994), использующих стандартные алгоритмы (Zijderveld, 1967).

Объемная магнитная восприимчивость пород (k) варьирует в широких пределах от 2.8 до 193.5×10^{-5} СИ, что вероятнее всего связано с неравномерным распределением пирокластического материала в породе. Наибольшие значения k ($> 140 \times 10^{-5}$ СИ) характерны для пачек №№ 4–13 (верхний эоцен) и №№ 14–17 (низы верхнего олигоцена). Самые низкие значения k (в среднем 6.3×10^{-5} СИ) отвечают пачкам №№ 18–22; в вышележащих отложениях олигоцена (пачки №№ 23–29) среднее значения k составляет 15.4×10^{-5} СИ, а в миоценовых отложениях (пачки №№ 30–35), среднее значение k – 22.2×10^{-5} СИ.

Величина NRM варьирует от 0.16 до 48.0 мА/м и демонстрирует те же закономерное поведение по разрезу, что и k . Такое синхронное изменение величин NRM и k , в свою очередь, обуславливает поведение фактора Кенигсбергера (Q_n) – отношения величины NRM к величине индуктивной намагниченности. Значения Q_n для слабомагнитных образцов Q_n составляет 0.1–0.3, а для более магнитных образцов – 0.4–0.9. Тот факт, что во всем разрезе значения Q_n не превышают единицы, свидетельствует об отсутствии химической намагниченности, то есть в пользу первичной ориентационной природы NRM (Нагата, 1965).

Степень анизотропии магнитной восприимчивости (P_j) пород различных стратиграфических подразделений существенно различается: для эоценовых (пачки №№ 4–13) и миоценовых (пачки №№ 30–35) отложений она не превышает 5%, тогда как для олигоценовых $1.01 < P_j < 1.18$, что в среднем составляет 9%. Такие различия в анизотропии магнитной восприимчивости разновозрастных осадков свидетельствуют о различиях в обстановках их формирования.

Распределение главных осей магнитной восприимчивости (Рис. 1а) типично для осадочных пород (Tarling, Hrouda, 1993): направления минимальных осей

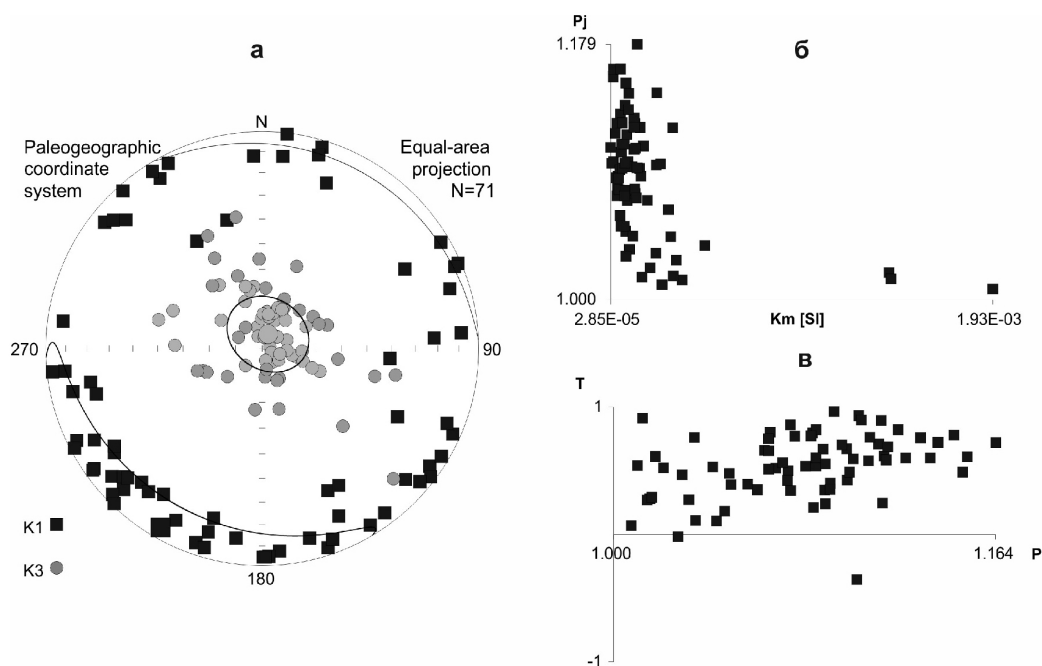


Рис. 1. Анизотропия магнитной восприимчивости пород разреза Бухта Квачина.

(а) – Стереограмма распределений главных осей анизотропии, их средние значения и доверительные интервалы (средняя ось на рисунке не показана); (б) – зависимость степени анизотропии от величины магнитной восприимчивости; (в) – форма эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости

группируются в центре стереопроекции, направления максимальных осей распределяются вдоль ее края.

Среднее значение для минимальной оси анизотропии в пределах доверительного интервала (13°) совпадает с вертикалью, среднее значение максимальной оси направлено субгоризонтально на ЮЮЗ, хотя доверительный интервал здесь достаточно велик (68°). Ориентировка средней максимальной оси может указывать на преимущественное направление транспортировки осадочного материала, которое, согласно (Tarling, Hrouda, 1993) будет направлено на ССВ ($29.8 \pm 68^\circ$), при этом скорость течения предполагается около 1 см/сек.

Соотношение степени анизотропии P_j и величины магнитной восприимчивости (Рис. 1б) показывает, что в целом слабой анизотропией характеризуются образцы с высокими ($>25 \times 10^{-5}$ СИ) значениями k , образцы с меньшими значениями k могут обладать как повышенными, так и пониженными значениями P_j , что может быть связано с влиянием парамагнитной части магнитной восприимчивости.

Практически у всех образцов (за исключением образца 15-01) форма эллипсоида анизотропии представляет собой в сплюснутый диск или, в отдельных случаях шар. Такая форма эллипсоидов характерна для слабоизмененных осадочных пород, без существенного влияния процессов вторичной минерализации.

Таким образом, по характеру поведения скалярных магнитных параметров k , NRM, Q_n и магнитной анизотропии можно предполагать, что намагниченность осадочных пород разреза бухты Квачина имеет преимущественно первичную ориентационную природу без существенного влияния вторичных химических изменений.

Для выделения стабильного компонента естественной остаточной намагниченности использовалась ступенчатое терморазмагничивание до 700°C с шагом 50°C в Палеомагнитной лаборатории ГИН РАН в экранированной печи TD48 (ASC Scientific, США) с измерением величины и направления NRM после каждого нагрева и размагничивание переменным магнитным полем с помощью установки LDA в Петромагнитной лаборатории МГУ и установки, встроенной в магнитометр 2G Enterprises в ИФЗ РАН.

Результаты ступенчатого размагничивания показали плохую сохранность палеомагнитного сигнала. Стабильный компонент намагниченности, выделяется в интервале переменных полей от 18 до 40 мТл (Рис. 2а), в более высоких полях начинаются нерегулярные изменения направления намагниченности. При терморазмагничивании стабильный компонент разрушается в интервале температур $250\text{--}350^\circ\text{C}$, реже сохраняется до 400°C (Рис. 2б). При дальнейших нагревах направление и величина намагниченности начинают изменяться нерегулярно, часть образцов растрескивается до полного разрушения. Тем не менее, направление стабильного компонента в большинстве образцов коллекции можно определить, по крайней мере, с точностью до знака полярности, хотя доверительные интервалы средних направлений достаточно высоки (Таблица).

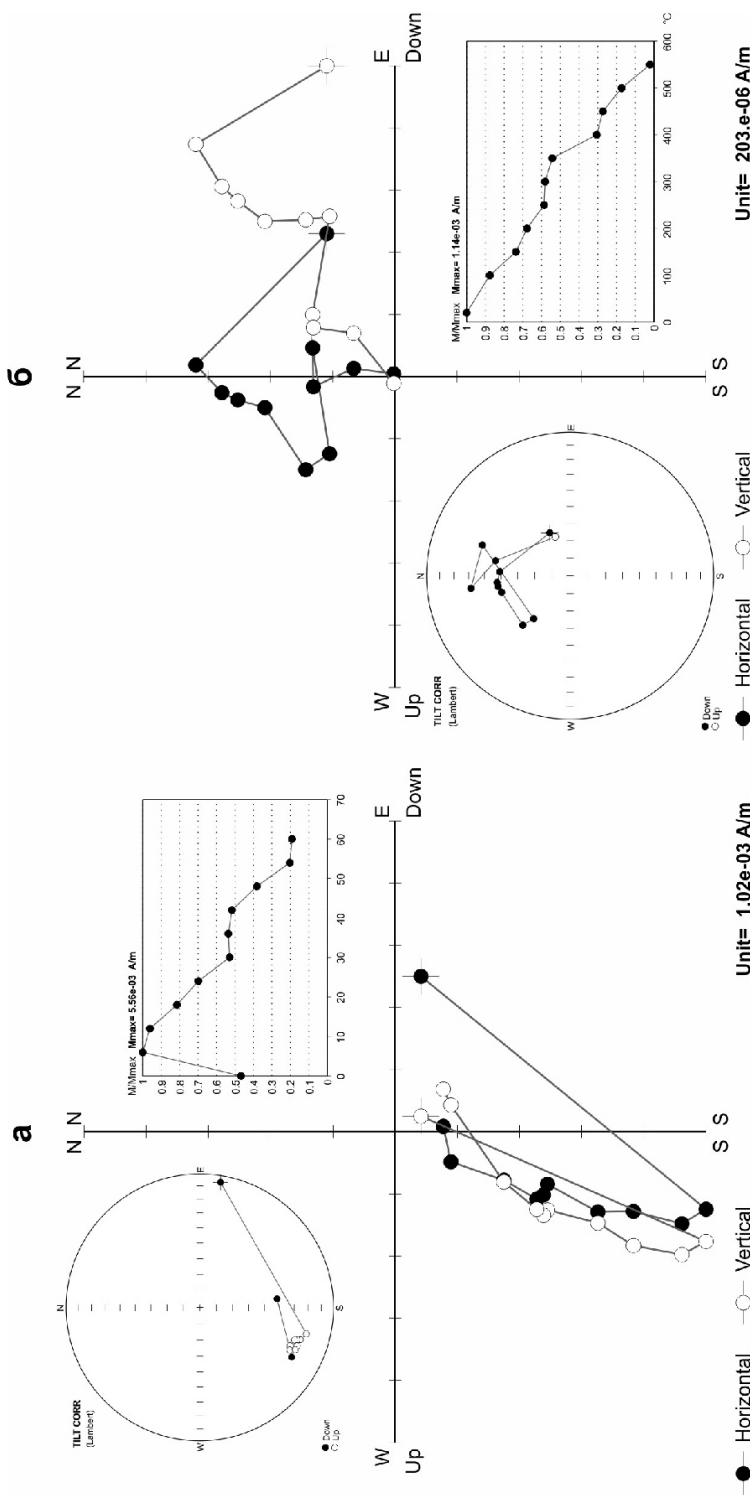


Рис. 2. Поведение образцов в процессе магнитной чистки
(а – переменным полем, образец № 17-01; б – температурой, образец № 13-01)

Распределения направлений стабильного компонента прямой и обратной полярности показаны на Рис. 3. Тест обращения (McFadden, McElhinny, 1990) не срабатывает в силу больших разбросов векторов, тест складки (McFadden, 1990) дает неопределенный результат из-за малых различий в элементах залегания. Косвенным свидетельством первичной природы стабильного компонента естественной остаточной намагниченности является близость средних направлений прямой и обратной полярности, определенных по результатам различных видов магнитной чистки – их доверительные интервалы частично перекрываются (Таблица), совпадение полярности, определенной по результатам разных способов размагничивания в соседних образцах-дублях и закономерное расположение интервалов прямой и обратной полярности в разрезе. Среднее направление намагниченности по всем образцам, приведенным к прямой полярности ($N = 57$, $D = 2.9^\circ$; $I = 64.3^\circ$ а95 = 12.1°), дает положение

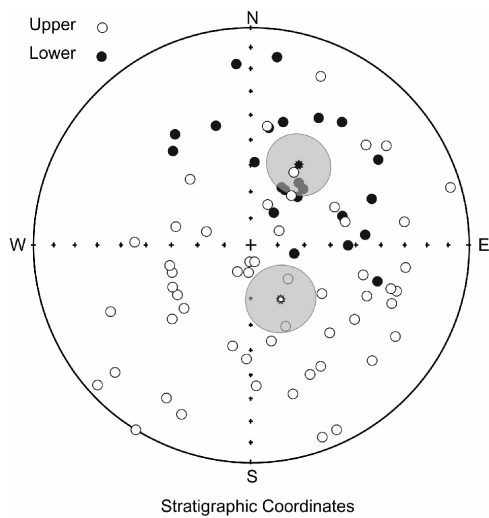


Рис. 3. Распределение компонент ЕОН на стереограмме (звездочками выделены средние направления N и R полярностей с овалами доверия)

Таблица

Сравнение средних направлений прямой и обратной полярности, полученных разными способами размагничивания

Полярность	n	Dg (°)	Ig (°)	Ds (°)	Is (°)	K	a95 (°)
<i>Размагничивание переменным магнитным полем</i>							
N	8	16.0	65.2	30.6	59.7	7.3	22.0
R	25	153.3	-70.5	182.3	-70.4	3.3	18.9
<i>Терморазмагничивание</i>							
N	15	19.3	58.1	30.8	51.9	7.0	15.6
R	31	126.1	-53.9	137.8	-55.3	3.1	17.8

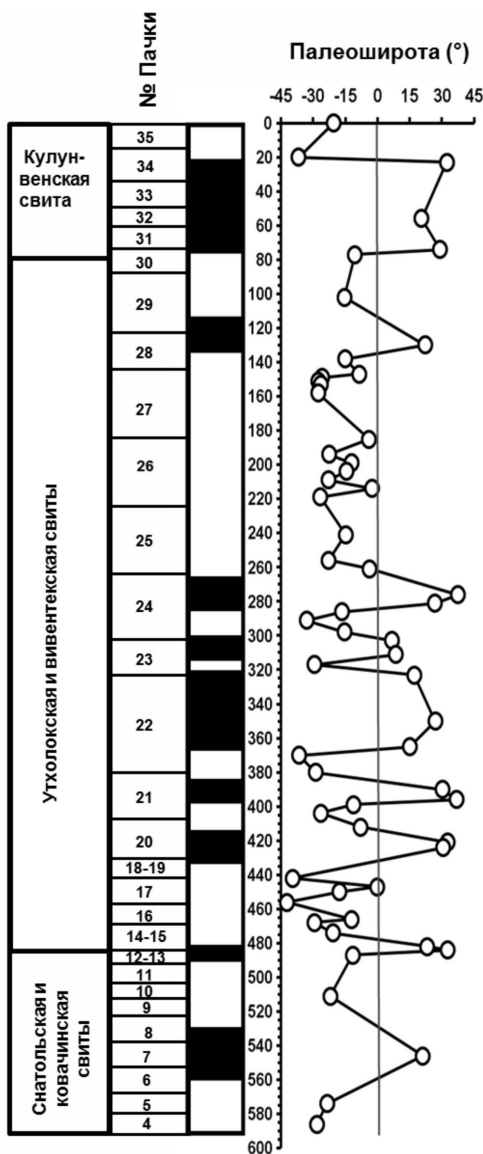
Рис. 4. Палеомагнитная характеристика кайнозойских отложений разреза Бухты Квачина (черное – прямая, белое – обратная полярность)

палеомагнитного полюса ($\Phi = 78.2$; $\Lambda = 78.2$; $dp = 15.5^\circ$; $dm = 19.3^\circ$, палеоширота 46.1°). Это положение существенно отличается от полюсов Восточной Камчатки и юга Корякии (см. сводку в (Коваленко, 2000)). Это позволяет предполагать, что Западная Камчатка в отличие от Восточной (или ее части) не претерпевала существенных перемещений относительно Сибирского континента в раннем кайнозое, ее пространственное положение в палеогене–неогене в пределах точности палеомагнитного метода не отличалось от современного.

По направлениям стабильного компонента намагниченности в разрезе выделено 19 интервалов прямой и обратной полярности различного ранга (Рис. 4). Большинство интервалов подтверждается данными по двум и более стратиграфическим уровням лишь три интервала характеризуются одним стратиграфическим уровнем, но их полярность подтверждается двумя образцами – дублями.

Дополнительным аргументом надежности полученных результатов свидетельствует тот факт, что границы палеомагнитных зон практически во всех случаях не совпадают с литологическими границами.

Количество зон в палеомагнитном разрезе бухты Квачина существенно меньше, чем в соответствующем интервале общей магнитохронологической шкалы (Ogg et al., 2016). В этом случае возможны два варианта сопоставления полученного палеомагнитного разреза с общей шкалы. Первый вариант (Рис. 5) предполагает отсутствие в разрезе большей части отложений хаттского яруса. Граница между эоценом и олигоценом (33.9 млн лет) в такой интерпретации



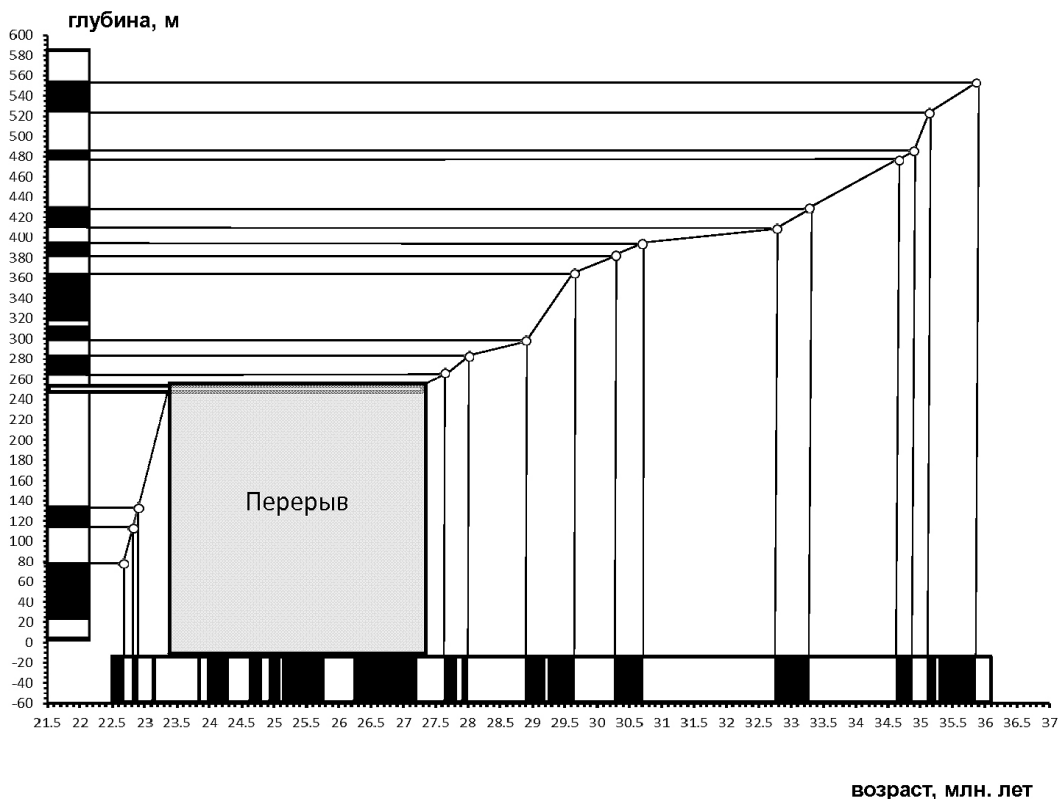


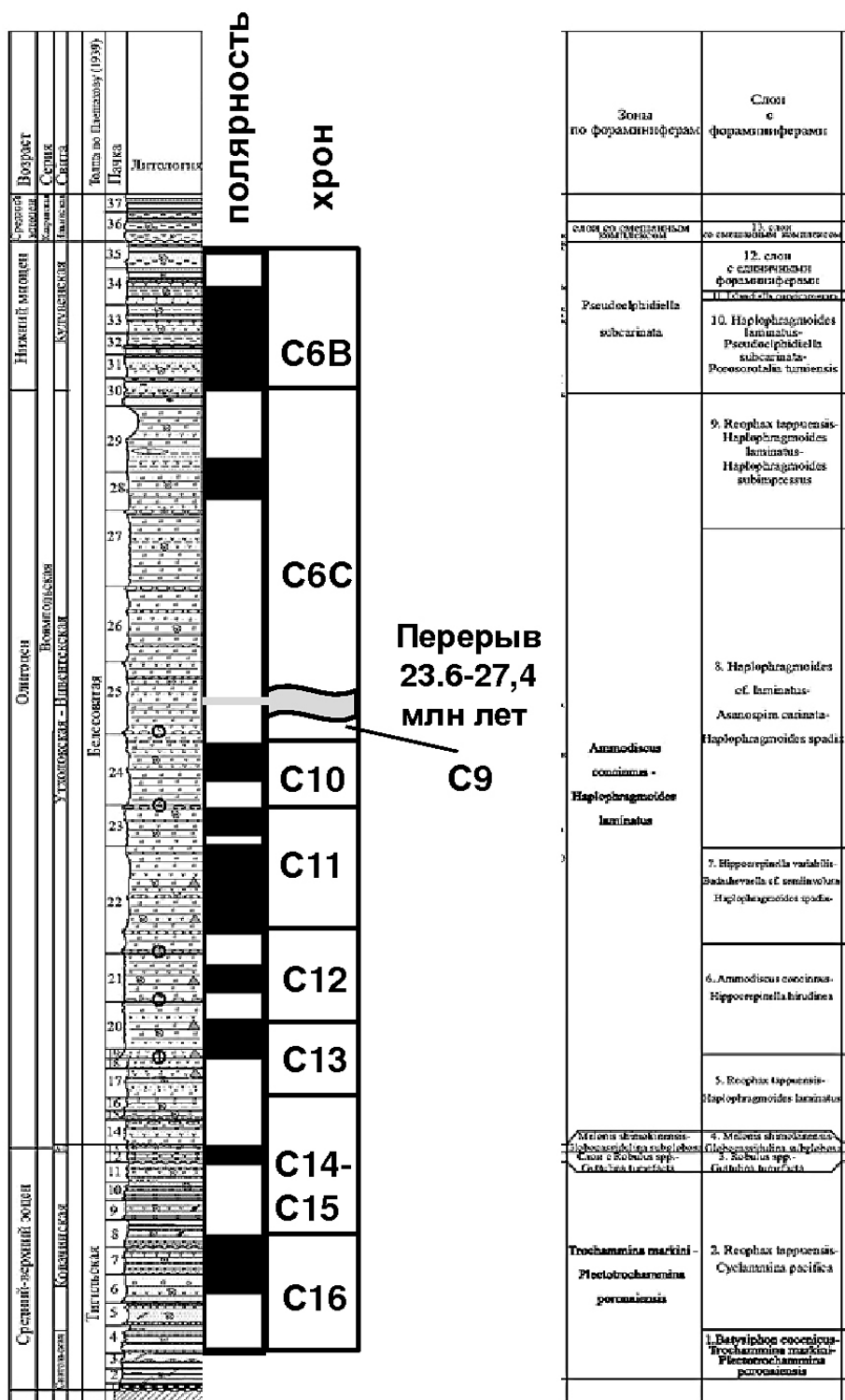
Рис. 5. Вариант 1 корреляции магнитной зональности разреза бухты Квачина с магнитохронологической шкалой (Ogg et al, 2016)

будет соответствовать границе пачек 17 и 18 (Рис. 6) и осадконакопление предполагается непрерывным до 27.4 млн лет. Граница рюпельского и хаттского ярусов (28.1 млн лет) будет находиться внутри пачки 24. С 27.4 до 23.6 млн лет предполагается перерыв в осадконакоплении внутри пачки 25 – из разреза выпадают хроны С7, С8 и, частично С9 (Рис. 6). Граница между хаттским и аквитанским ярусами (23.03 млн лет) будет соответствовать средней части пачки 30 (рис. 6). В хаттском ярусе идентифицируются большая часть хрона С6С, в аквитанском – хрон С6В. Средние скорости осадконакопления в рамках данной интерпретации оцениваются в 6.5 см/тыс. лет для эоценовых отложений, 2.8 см/тыс. лет для олигоценовых и 27.4 см/тыс. лет для миоценовых.

Второй вариант (Рис. 7) предполагает отсутствие в разрезе большей части отложений рюпельского яруса. Здесь предполагается непрерывное осадкона-

Рис. 6. Привязка магнитной зональности разреза бухты Квачина к литостратиграфической колонке и хронам магнитохронологической шкалы (вариант 1)





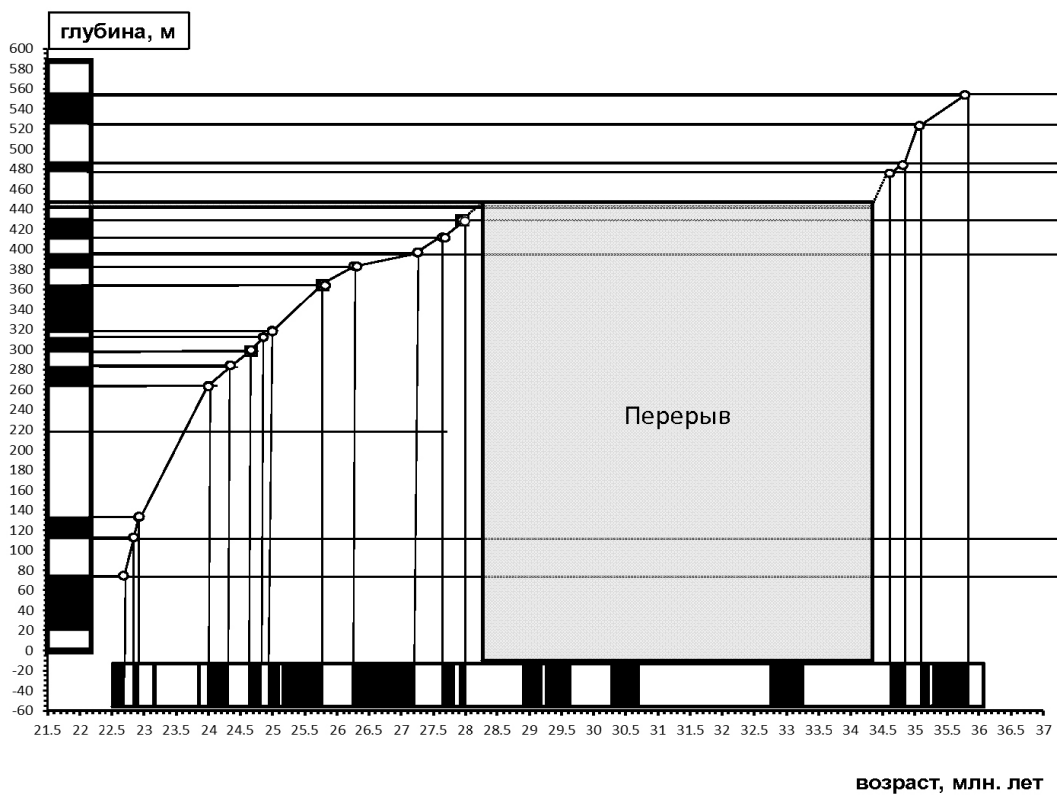
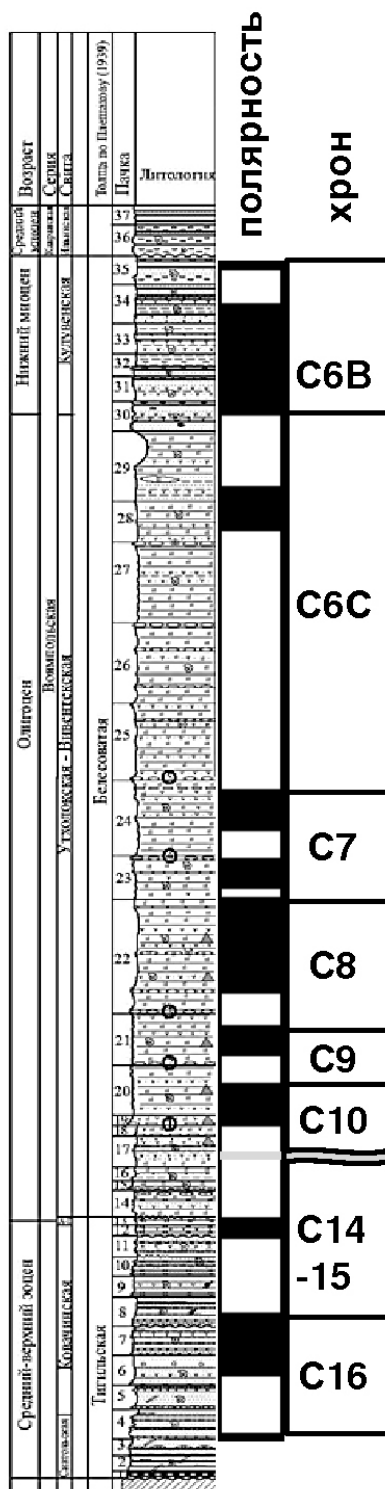


Рис. 7. Вариант 2 корреляции магнитной зональности разреза бухты Квачина с магнитохронологической шкалой (Ogg et al, 2016)

копление в эоцене до 34.3 млн лет, после чего наступает перерыв в осадконакоплении до 28.2 млн лет. В этот перерыв попадает и граница эоцена–олигоцена. Из разреза выпадают хроны C13, C12, 11, и, частично, 10 (Рис. 8). В разрезе этот перерыв попадает в нижнюю часть пачки 17. Граница рюпельского и хаттского ярусов проводится в этом случае по подошве пачки 19. В рюпельском ярусе идентифицируется нижняя часть хрона C10, в хаттском – хроны C9, C8, C7 и большая часть хрона C6C. Для аквитанского яруса интерпретация не меняется, в нем идентифицируется хрон C6B, а граница палеогена/неогена (23.03 млн лет) будет соответствовать средней части пачки 30 (Рис. 8). В рамках этой интерпретации средние скорости осадконакопления для эоцена и миоцена такие же, как и в предыдущем случае, а для олигоценовых – несколько выше – 3.9 см/тыс. лет.

Рис. 8. Привязка магнитной зональности разреза бухты Квачина к литостратиграфической колонке и хронам магнитохронологической шкалы (вариант 2)





полярность
хрон

C6B

C6C

C7

C8

C9

C10

C14

-15

C16

Перерыв
28.2-34.3
млн лет

Зона по фораминиферам	Слон с фораминиферами
	13. слон с эмбрионами фораминиферами
Pseudoeponidella subcarinata	12. слон с эмбрионами фораминиферами 10. Haplophragmoides laminatus Pseudoeponidella subcarinata Pococerosotala hainensis
	9. Reophax tappensis Haplophragmoides laminatus Haplophragmoides subimpressus
	8. Haplophragmoides cf. laminatus Asmospira cauzata Haplophragmoides spades
Ammodiscus concinnus - Haplophragmoides laminatus	7. Hippocrepinella variabilis Baskervella cf. tenuicollata Haplophragmoides spades
	6. Ammodiscus concinnus Hippocrepinella hirudinea
	5. Reophax tappensis Haplophragmoides laminatus
Miocena shmolkenensis Hippocrepinella subglobosa Cibicides lobatulus app. Globobulimina turricula	4. Miocena shmolkenensis Hippocrepinella subglobosa 3. Globobulimina turricula 2. Reophax tappensis Cyclammina pacifica
Trochammina markini Plectrochammina porosanicensis	1. Batysiphon coarctatus Trochammina markini Plectrochammina porosanicensis

Безусловно, представленные данные носят предварительный характер и представляют собой самые простые модели сопоставления поученной палеомагнитной зональности с общей магнитостратиграфической шкалой. Для получения наиболее достоверной картины понадобится совместный анализ палеомагнитных биостратиграфических и седиментологических данных.

Литература

Гладенков Ю.Б. Расчленение опроного разреза кайнозоя бухты Квачина западной Камчатки и проблемы его корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 101–113.

Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и юга Коряки // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Институт литосферы РАН, 2000. 48 с.

Haгата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 347 с.

Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994. 16 p.

McFadden P.L. A new fold test for paleomagnetic studies // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 163–169.

McFadden P.L., McElhinny M. Classification of reversal test in paleomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725–729.

Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. Concise Geologic Time Scale 2016. Elsevier, 2016. 229 p.

Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. London: Chapman & Hall, 1993. 217 p.

Tauxe L. Essentials of paleomagnetism. Berkeley: University of California Press, 2010. 512 p.

Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in paleomagnetism / Eds. D.W. Collinson, K.M. Creer, S. Runkorn. Amsterdam: Elsevier, 1967. P. 254–286.

Стратотипы и опорные разрезы неогеновых региоярусов юга России и проблемы их границ

*С.В. Попов¹, Л.А. Головина², Э.П. Радионова², И.А. Гончарова¹,
Ю.В. Ростовцева³, Н.Ю. Филиппова², Д. Палку⁴*

¹Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва,
e-mail: serg.pop@mail.ru

²Геологический институт РАН, Москва

³Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

⁴Утрехтский университет, Утрехт, Нидерланды

Региоярусная шкала Восточного Паратетиса остается в основном стабильной с начала XX века, когда была создана (Андрусов, 1884, 1917; Стратиграфия..., 1940; Неогеновая..., 1986; Унифицированная..., 2004 и др.). Она очень точно позволяет расчленить и скоррелировать разрезы внутри бассейна, но сопоставление ее подразделений с Центральным Паратетисом и стратотипами Средиземноморья всегда вызывала большие трудности из-за эндемизма биоты и отсутствия в ней основных ортостратиграфических групп. Сейчас, благодаря фитопланктонным, палеомагнитным и изотопным исследованиям, ситуация стала быстро меняться. Многие интервалы по этим данным удается коррелировать с международной зональной и палеомагнитной шкалами (Рис. 1).

В этой схеме те стратиграфические границы, которые удалось скоррелировать с МСШ, проведены сплошной линией и вписаны их датировки по биостратиграфическим и палеомагнитным данным. Наиболее сложной остается ситуация с региоярусами нижнего миоцена – сакараула и коцахура (Давиташвили, 1933, 1934), которые в стратотипической местности – Картлийской депрессии Грузии – охарактеризованы только моллюсками, характерными для мелководных песчаных фаций. По общим для Паратетиса видам и родам моллюсков сакараул сопоставляется с эггенбургом, а коцахур – с верхним отннангом (Попов и др., 1993), хотя объемы их могут и не совпадать. В большинстве других районов Восточного Паратетиса аналогами сакараульских и коцахурских отложений являются глинистые аноксические фации верхнего майкопа без фауны, либо с очень бедными комплексами, не сопоставимыми со стратотипическими. Эти региоярусы пока только условно сопоставляют с ольгинской и рицевской свитами Предкавказья.

Не лучше положение и с самым нижним региоярусом – кавказием (Носовский и др., 1980) – стратотипом которого является разрез по р. Кубань, обнаженный лишь эпизодически, поэтому остающийся не изученным. Границы этих региоярусов показаны на схеме лишь условно – пунктиром. В настоящее время

время (млн.л)	хроны	полярность	эпохи	Ярусы Средиземноморья	Ярусы Центрального Паратетиса	Ярусы Восточного Паратетиса											
						Дакийский	Эвксинский	Каспийский									
GTS, 2012; RCMNS, 2013																	
0	C1n		Q	ИОНИЙ		п л е й с т о ц е н											
	C1r			КАЛАБРИЙ		ГУРИЙ	АПШЕРОН	1.9									
	C2			2.7 ГЕЛАЗИЙ		КУЯЛЬНИК	АКЧАГЫЛ	3.6									
	C2An			ПЬЯЧЕНЦИЙ		3.6	3.6										
	C2Ar			ЗАНКЛИЙ	РУМЫНИЙ	КИММЕРИЙ	БАЛАХАН	5.2									
5	C3n		ВЕРХН. МИОЦЕН	5.33		ПОНТ	ПОНТ	БОСФОР	5.41	БАБАДЖАН	6.1						
	C3r			МЕССИН	7.25	МЭОТИС	ВЕРХНИЙ	НИЖНИЙ	6.8	7.6							
	C3An			ТОРТОН	ПАННОН	CARPAT s.l.	ВЕРХНИЙ (ХЕРСОН)	на древнее		8.9							
	C3Br						СРЕДНИЙ (БЕССАРАБ)										
	C4n						НИЖНИЙ (ВОЛЫН)	12.65									
	C4r	КАРАГАН	13.8-13.9														
10	C4An		СР. МИОЦЕН	11.60	СЕРРАВАЛИЙ	13.82	ЛАНГИЙ	15.97	БУРДИГАЛ	20.39	АКВИТАН	23.03	ХАТТ	28.1	РЮПЕЛЬ	33.9	ПРИБАБОН
	C5n			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C5r			КАРАГАН	13.8-13.9	ЧОКРАК	14.8	ТАРХАН	14.9	КОЦАХУР	САКАРАУЛ	КАВКАЗИЙ	ИКИБУРУЛЬСКИЙ	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ
	C5An			КАРАГАН	13.8-13.9	ЧОКРАК	14.8	ТАРХАН	14.9	КОЦАХУР	САКАРАУЛ	КАВКАЗИЙ	ИКИБУРУЛЬСКИЙ	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ
	C5Ar			КАРАГАН	13.8-13.9	ЧОКРАК	14.8	ТАРХАН	14.9	КОЦАХУР	САКАРАУЛ	КАВКАЗИЙ	ИКИБУРУЛЬСКИЙ	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ
15	C5Br		НИЖНИЙ МИОЦЕН	15.97	КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ
	C6n			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C6r			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C6An			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C6Ar			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
20	C6Br		ОЛИГОЦЕН	20.39	КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ
	C7			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C8			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C9			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C10			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
25	C11		ОЛИГОЦЕН	28.1	КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ
	C12			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C13			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C14			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C15			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
30	C16		ЭОЦ	33.9	КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ
	C17			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C18			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C19			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C20			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
35	C21		ЭОЦ	33.9	КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ
	C22			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C23			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C24			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C25			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
40	C26		ЭОЦ	33.9	КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ
	C27			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C28			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C29			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C30			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
45	C31		ЭОЦ	33.9	КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ
	C32			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C33			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C34			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C35			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
50	C36		ЭОЦ	33.9	КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ
	C37			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C38			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C39			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C40			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
55	C41		ЭОЦ	33.9	КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ
	C42			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C43			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C44			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C45			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
60	C46		ЭОЦ	33.9	КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ
	C47			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C48			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C49			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C50			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
65	C51		ЭОЦ	33.9	КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ
	C52			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C53			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C54			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C55			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
70	C56		ЭОЦ	33.9	КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ
	C57			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C58			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C59			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ	ПОЛБИНСКИЙ	ПШЕХСКИЙ	БЕЛОГЛИНСКИЙ	
	C60			КАРПАТИЙ	ОТТНАНГИЙ	ЭГТЕНБУРГИЙ	ЭГЕРИЙ	КИШЦЕЛЬСКИЙ s.l.	Кишцельские глины	Слой с C. lipoldi	МЕРИЙ	КАЛМЫЦКИЙ РЕГИОЯРУС	СОЛЕНОВСКИЙ				

Рис. 1. Стратиграфическая схема Восточного Паратетиса и ее корреляция с Центральным Паратетисом и Средиземноморьем

в Предкавказье прослежена в серии разрезов лишь нижняя граница миоцена, которая датирована наннопланктоном и диноцистами на р. Белой (Akhmetiev et al., 1995), на р. Кубань и в Северной Осетии (Филиппова и др., 2010, 2015; Белуженко и др., 2018, и др.).

Средний миоцен обычно начинают с тарханского и чокракского региоярусов, однако, принадлежность низов тархана к зоне NN5 (Andreyeva-Grigorovich,

Savytskaya, 2000; Головина в Крашенинников и др., 2003) и интерпретация на этой основе палеомагнитных данных (Palcu et al., 2017) приводят к датировке этой границы 14.85–14.9 млн лет, тогда как основание среднего миоцена в международной шкале датируется 15.97 млн лет (Рис. 1). При отсутствии перерыва на этой границе (что наблюдается во многих разрезах) получается, что значительная часть верхнего майкопа должна принадлежать низам среднего миоцена и сопоставляться с низами лангия.

Стратотипом тархана является мыс Тархан, а чокрака – озеро Чокрак у азовского побережья Керченского п-ова (по этимологии), однако, ближайшим к ним полным разрезом (гипостратотипом тархана и чокрака) является обнажение Булганакской антиклинали (Стратотипы..., 1975), на западном ее крыле (Малый Камышлак – Носовский и др., 1978; Гончарова, 1989). Это обнажение, как и обнажение Скеля (Мерклин, 1950; Вернигорова 2012) хорошо демонстрируют сложности проведения границы тархана / чокрака, которые в большинстве разрезов не прослеживаются из-за трансгрессивного залегания чокрака.

Моллюски многочисленны лишь в «тарханском мергеле», а в вышележащей толще «спиралисовых» глин они встречаются редко (Гончарова, 1989). Эта часть разреза охарактеризована бентосными фораминиферами, по составу которых лишь нижняя часть «спиралисовых глин» (мощностью до 10–11 м), где еще сохраняется часть полигалинных тарханских видов, отнесена большинством специалистов по микрофауне к верхнему тархану. Выше появляются чокракские миллиолы: *Sigmoilina tschokrakensis* (Gerke), *Quinqueloculia akneriana longa* Gerke, *Articulina tchokrakensis* Bogd. (Богданович Гончарова, 1976, Вернигорова и др., 2012). Со средней части толщи этих глин начинается опесчанивание разреза, появляются регрессивные фации (Ростовцева, 2012). Видимо, именно эта регионально прослеживаемая регрессия, наблюдаемая на сейсмопрофилях даже в глубоководных фациях прогибов, принимается обычно за несогласие в кровле майкопа. В опорных разрезах Предкавказья, на р. Белой ей соответствует размыв и несогласие в основании чокрака, а на р. Пшеха – дислоцированные склоново-оползневые фации (Рис. 2; Palcu et al., 2017). На основании этой структурной перестройки бассейна И.А. Гончаровой (1989) и Ю.В. Ростовцевой (2012) граница между тарханом и чокраком в гипостратотипе проводится в кровле «спиралисовых» глин, что было принято и в утвержденной схеме неогена (Унифицированная..., 2004).

Стратотипом следующего регионаруса – караганского – является разрез урочища Ащиктайпак на п-ове Мангышлак, Казахстан. Караганские отложения с *Zhgentiana* (= *Spaniodontella*) *gentilis* (Eichw.) залегают здесь трансгрессивно на олигоцене и представлены нижним караганом. Выше с несогласием залегают картвельские (фоладовые) слои с *Barnea*, которые перекрыты сарматом с перемытой конкской фауной. Напомним, что фоладовые слои Н.И. Андрусов (1917) относил к следующему – конкскому регионарусу, и этого мнения придерживались многие исследователи (Мерклин, 1953; Вернигорова и др., 2012 и др.). Другие включали их в состав карагана, что было принято в Неогеновой систе-

ме (1986) и в утвержденной схеме неогена (Унифицированная..., 2004). В основании картвельских слоев часто залегают отложения с морской относительно стеногалинной фауной моллюсков (туркменские слои М.М. Судо). Наличие в этих слоях конкских эндемиков (*Acanthocardia andrussovi* – в разрезе Западного Устюрта у спуска Агиныш, *Cerastoderma praeplicatum* – в разрезе р. Белой) и конкской микрофауны в глубоководных аналогах картвела (данные Вернигоровой в Paleontology..., 2016) убеждают нас вернуться к первоначальным представлениям Н.И. Андрусова и рассматривать картвельские слои в качестве нижнего подразделения конкского региояруса. По палеомагнитным данным основание карагана в опорном разрезе Тамани (гора Зеленского), р. Белой и р. Пшехи датируется 13.8–13.9 млн лет, а основание картвельских слоев – 13.4 млн лет, их кровля – 12.9 млн лет (Рис. 2).

Стратотипом конкского региояруса является разрез на р. Конка у г. Запорожье (Украина). Конка представлена здесь только веселянскими слоями с немногими (перемытыми?) видами сартагана, залегают трансгрессивно на олигоцене и перекрыта с несогласием нижним сарматом. В качестве наиболее полного опорного разреза мы рассматриваем разрез горы Зеленского на Тамани (Рис. 2).

Стратотип сарматского региояруса расположен у г. Кривой Рог. Нижний подъярус обнажен на левом берегу р. Ингулец у с. Широкое, а средний и верхний подъярусы – во вскрыше карьера ИнГОК. Все эти подразделения представлены крайне мелководными песчано-раковинно-детритовыми фациями с многочисленными размывами. Наиболее полным опорным разрезом является обнажение у мыса Панагия в Тамани (Paleontology..., 2016), однако палеомагнитные данные по этому разрезу пока не опубликованы (Palcu et al., in press). Основание сармата датируется 12.65 млн лет, кровля – 7.6 млн лет (Рис. 1), основание верхнего сармата s.l. – не древнее 8.9 млн лет по диатомеям (Radionova et al., 2012).

Стратотип мэотического региояруса расположен у мыса Акбурун на берегу Керченского пролива к югу от Керчи, где представлен двумя подъярусами в мелководных известково-детритовых фациях. Нижний контакт не вскрывается, верхний – с понтом – плохо обнажен. Мэотис хорошо обнажен и полно представлен во всех четырех опорных разрезах Тамани, где верхи сармата – основание мэотиса датируется 7.8–7.9 млн лет по диатомеям (Radionova et al., 2012), что несколько древнее, чем палеомагнитная датировка. По палеомагнитным и палеонтологическим данным граница нижнего/верхнего мэотиса близка к границе хронов С3Аг/С3Ап и датируется 6.7–6.8 млн лет (Филиппова, Трубихин, 2009; Paleontology..., 2016), а кровля – 6.1 млн лет.

Стратотипический разрез понтического региояруса в Одессе был закрыт Потемкинской лестницей еще в начале XIX в. Лектостратотип – у пляжа Ланжерон – представлен только нижним (новороссийским) подъярусом в мелководных, известково-детритовых фациях, перекрытых с размывом куяльницкими (?) и/или четвертичными отложениями. В качестве неостратотипа был пред-

ложен Камышбурунский разрез, являющийся продолжением типового разреза мзотиса, выше с несогласием переходящий в стратотипический разрез киммерия (Стратотипы..., 1976).

Наиболее полным опорным разрезом Тамани является Железный Рог, где он полно охарактеризован палеомагнитными и циклостратиграфическими данными (Филиппова, Трубихин, 2009; Ростовцева, Рыбкина, 2014). По этим данным основание понта датируется 6.1 млн лет, основание босфора – 5.4 млн лет, перерыв в основании босфора – 160 тыс. лет, верхняя граница понта – 5.2 млн лет.

Стратотип киммерийского региояруса содержит только камышбурунские слои верхнего подъяруса. Типовой разрез нижних – азовских – слоев киммерия расположен на северном азовском побережье. По скважинам на этом побережье получена детальная палеомагнитная характеристика понта, киммерия и куяльника (Неогеновая..., 1986).

Лектостратотип акчагыльского региояруса – разрез Ушак на Красноводском полуострове, Туркменистан (Стратотипы..., 1975) представлен переслаиванием алевроитов, глин, песков, мергелей, ракушечников и конгломератов. Общепринятое подразделение отсутствует. Нижняя граница акчагыла по палеомагнитным данным проходит на уровне 3.6 млн лет (Трубихин, 1977; Унифицированная..., 2004), а верхняя граница по данным Чумакова (Чумаков и др., 1988), имеет возраст 1.87 ± 0.15 млн лет.

Литература

Андрусов Н.И. Геологические исследования на Керченском полуострове, произведенные в 1882 и 1883 гг. // Записки Новороссийского общества естествоиспытателей. 1884. Т. 9. Вып. 2. С. 1–198.

Андрусов Н.И. Конкский горизонт (фоладовые пласты) // Труды геологического и минералогического музея Академии наук. 1917. Т. 2. Вып. 6. С. 167–261.

Белуженко Е.В., Филиппова Н.Ю., Головина Л.А. Алкунская свита и граница палеогена–неогена на Северном Кавказе и в Предкавказье (литология, стратиграфия, корреляция) // Труды науч.-иссл. ин-та геологии Воронежского гос. ун-та. Вып. 102. Воронеж: ВГУ, 2018. 102 с.

Богданович А.К., Гончарова И.А. Условия существования и изменение состава фораминифер и двустворчатых моллюсков в позднетарханское время на Керченском полуострове // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51. Вып. 2. С. 155–156.

Вернигорова Ю.В., Фиколина Л.А., Обшарская Н.Н. Структурно-фациальное районирование неогеновых отложений Керченского полуострова // Геол. журнал. 2012. № 3. С. 74–94.

Гончарова И.А. Двустворчатые моллюски тарханского и чокракского бассейнов. М.: Наука. 1989. 197 с.

Давиташвили Л.Ш. Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско-Кавказской нефтеносной провинции // Л.-М.: ОНТИ, 1933. 168 с.

Давиташвили Л.Ш. О фауне коцахурского горизонта // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1934. Т. 12. Вып. 3. С. 392–408.

Крашенинников В.А., Басов И.А., Головина Л.А. Восточный Паратетис: тарханский и конкский регионалы. М.: Научный мир, 2003. 194 с.

Мерклин Р.Л. Этапы развития конкского бассейна в миоцене юга СССР // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1953. Т. 28. Вып. 3. С. 89–91.

Неогеновая система [Стратиграфия СССР]. М.: Недра, 1986. Т. 1. 419 с. Т. 2. 443 с.

Носовский М.Ф., Богданович А.К. Кавказский регионал нижнего миоцена Восточного Паратетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетр. ун-та, 1980. С. 3–8.

Носовский М.Ф., Барз И.М., Коненкова И.Д. Стратиграфия миоценовых оложений Керченского полуострова // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетровского ун-та, 1978. С. 10–21.

Попов С.В., Воронина А.А., Гончарова И.А. Стратиграфия и двустворчатые моллюски олигоцена – нижнего миоцена Восточного Паратетиса. М.: Наука, 1993. 207 с.

Ростовцева Ю.В., Рыбкина А.И. Циклостратиграфия понтических отложений Восточного Паратетиса (разрез мыса Железный Рог, Тамань) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2014. № 4. С. 236–241.

Стратиграфия СССР. Т. 2. Неоген СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 687 с.

Стратотипы ярусов неогена Средиземноморья. Т. 2. Братислава: VEDA, 1975. 364 с.

Трубихин В.М. Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. М.: Наука, 1977. 73 с.

Унифицированная Региональная Стратиграфическая схема неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России и объяснительная записка к ней. М.: ПИН РАН, 2004. 83 с.

Филиппова Н.Ю., Белуженко Е.В., Головина Л.А. Биостратиграфия алкунской свиты Северной Осетии по микропалеонтологическим данным (диноцисты, наннопланктон, споры и пыльца) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 83–106.

Филиппова Н.Ю., Белуженко Е.В., Головина Л.А. О границе палеогена и неогена и возрасте алкунской свиты на Северном Кавказе и в Предкавказье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 70–95.

Филиппова Н.Ю., Трубихин В.М. К вопросу о корреляции верхнемиоценовых отложений Черноморского и Средиземноморского бассейнов // Материалы Всероссийского научного совещания «Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-ем Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.)». М.: ГЕОС, 2009. С. 142–152.

Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. К геохронологии мзотиса и понта Восточного Паратетиса // Доклады АН СССР. 1988. Т. 303. № 1. С. 178–181.

Akhmetiev M.A., Popov S.V., Krhovsky J. et al. Excursion guidebook. Paleontology and stratigraphy of the Eocene – Miocene sections of the Western Pre-Caucasia. M., Krasnodar, Majkop, 1995. 18 p.

Andreyeva-Grigorovich A.S., Savytskaya N.A. Nanoplankton of the Tarkhanian deposits of the Kerch Peninsula (Crimea) // *Geol. Carpathica*. 2000. V. 51. No. 6. P. 399–406.

Palcu D., Golovina L.A., Vernyhorova Y.V et al. Middle Miocene paleoenvironmental crises in Central Europe caused by changes in Paratethys gateway configuration // *Global and Planetary Change* 2017. V. 158. P. 57–71.

Paleontology and stratigraphy of the Middle – Upper Miocene of the Taman Peninsula. Pt. 1. Description of key-sections and benthic fossil groups // *Paleontol. Journ.* 2016. V. 50. № 10. P. 1039–1206.

Radionova E.P., Golovina L.A., Filippova N.Yu. et al. Middle-Upper Miocene stratigraphy of the Taman Peninsula, Eastern Paratethys // *Central Europ. J. Geosci.* 2012. V. 4. № 1. P. 188–204.

Граница палеогена и неогена на Северном Кавказе и в Предкавказье: современное положение и проблемы

Н.Ю. Филиппова¹, Л.А. Головина¹, Е.В. Белуженко²

¹Геологический институт РАН, Москва,

e-mail: n_flip@list.ru

²ГРК «Западная», Республика Саха (Якутия),

e-mail: beluzhenkoev@yandex.ru

В действующей Унифицированной стратиграфической схеме неогеновых отложений южных регионов России, утвержденной МСК в 2002 г. (Объяснительная записка..., 2004), граница палеогена и неогена с некоторой долей условности проводится в подошве первого неогенового региояруса – кавказия. Кавказский региоярус занимает среднюю часть майкопской серии и включает в стратотипическом кубанском районе (снизу вверх) алкунскую свиту, зеленчукскую свиту с септариевыми слоями в основании и нижнюю половину караджалгинской свиты (Рисунок). Основой для выделения кавказия и слагающих его свит послужила эндемичная фауна бентосных фораминифер.

Вопрос о границе палеогена и неогена тесно связан с возрастом нижнего подразделения кавказского региояруса – алкунской свиты, которая подстилается олигоценовой баталпашинской свитой и ее аналогами. Алкунская свита, максимальная мощность которой достигает 50 м, является хорошим региональным маркером, т.к. в отличие от типичных некарбонатных майкопских отложений содержит карбонатные прослои.

Голостратотип алкунской свиты установлен К.А. Прокоповым (1937) по р. Асса у пос. Алкун в Ингушетии. Впоследствии Р.Г. Дмитриевой и др. (1959) в этом же районе был описан еще один разрез по ручью Алкунка – притоку р. Асса. К.А. Прокопов первоначально определял алкунскую свиту, как «горизонт плитняковых мергелей» или «мергельно-доломитовый комплекс». Голостратотип алкунской свиты представлен глинами с несколькими уровнями мергельных и доломитовых прослоев и включений. Объем алкунской свиты определяется от самого нижнего мергельно-доломитового Авторы кавказского региояруса (Носовский, Богданович, 1980) для определения его возраста и границы палеогена и неогена передали пробы из нижней карбонатной части (алкунской свиты) на анализ наннопланктона Э. Мартини и А.С. Андреевой-Григорович. Ни один из этих исследователей в составе наннопланктона руководящих видов не обнаружил. Э. Мартини счел, что данные отложения принадлежат к нерасчлененным зонам NP24–NN1 его шкалы (Martini, 1971), т.е. к верхам палеогена и низам неогена, а А.С. Андреева-Григорович отнесла их к зоне

NP24, то есть к палеогену, проводя границу палеогена и неогена в кровле кавказия (в середине караджалгинской свиты).

Позже, при подготовке путеводителя к международной экскурсии по р. Белая (Akhmetiev et al., 1995), в пробе из карбонатного алкунского интервала польским исследователем Я. Крховским был впервые на Кавказе обнаружен индекс-вид зоны NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus* Martini. Однако эта находка проблемы границы не решила, так как в последние десятилетия она проводится не по подошве первой неогеновой зоны NN1, а в ее нижней части, соответственно, нижняя треть зоны NN1 относится к самым верхам палеогена, а верхние две трети – к низам неогена.

Данные по диноцистам, полученные Н.И. Запорожец из этого же интервала разреза по р. Белой (Akhmetiev et al., 1995; Запорожец, 1999), без достаточных оснований проинтерпретированы как палеогеновые. Базируясь на этих данных, М.А. Ахметьев, С.В. Попов и др. («Особое мнение» в Объяснительная записка..., 2004) до недавнего времени проводили границу палеогена и неогена в середине кавказия или по подошве караджалгинской свиты кубанского разреза. Они предложили упразднить кавказский региоярус, включив его нижнюю часть (алкунскую и зеленчукскую свиту с септариевыми слоями) в палеоген, а караджалгинской свите придать статус нового «караджалгинского региояруса», в основании которого и проводить границу палеогена и неогена.

Таким образом, существуют три основные точки зрения на положение границы палеогена и неогена (Рисунок):

I. В подошве кавказского региояруса и, соответственно, в основании алкунской свиты кубанского разреза. Это наиболее распространенная точка зрения – она отражена в Унифицированной схеме (Объяснительная записка..., 2004 и др.), ее разделяли авторы кавказского региояруса М.Ф. Носовский и А.К. Богданович (1980) и кавказские геологи.

II. В средней части кавказского региояруса и, соответственно, в подошве караджалгинской свиты кубанского разреза. Этот вариант предложили С.В. Попов, М.А. Ахметьев, Н.И. Запорожец, С.А. Столяров («Особое мнение» в Объяснительная записка..., 2004).

III. В кровле кавказского региояруса и, соответственно, в средней части караджалгинской свиты. Этой позиции придерживается А.С. Андреева-Григорович (1980; Андреева-Григорович, Грузман, 1989).

Проблема неоднозначного понимания границы разными авторами связана с низкой степенью изученности нижнемиоценовых отложений, и, в первую очередь, стратотипов кавказского региояруса и алкунской свиты, со слабо разработанными критериями проведения границы и, не исключено, с техническими ошибками.

С целью выработки критериев проведения границы палеогена и неогена и определения ее положения авторами настоящей публикации были исследованы алкунские и пограничные с ними отложения в ближайших к стратотипам алкунской свиты разрезах по р. Фиэгдон и р. Майрамадаг в Северной Осетии

Стратиграфическая шкала олигоцен-нижнего миоцена (по Gradstein et al., 2012)										Регionyрысы Восточного Паралетиса		Местные стратиграфические схемы				Варианты положения границы палеогена и неогена								
Млн. лет	Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Полнрность	Хрон	Зоны по платформенным формациям		Зоны по наклонным зонам		Серия	Западно-Кавказская зона	Центрально-Предкавказская зона	Восточно-Кавказская зона	I II III									
16	Неогеновая	Миоцен	Нижний	Бурятия	Ср. Лан.	C5B	M5	N8	NN4	Свиты						Свиты	Свиты	Свиты	Владикавказская					
17						C5C	M4	N7	NN4			Рипевская		Зурамакентская										
18						C5D	M3	N6	NN3			Ольгинская												
19						C5E	M2	N5	NN2			Каралжалгинская		Сулакская										
20						C6						Восковогорская												
21						C6A					Майкопская													
22						C6AA	M1	N4	NN2				Зеленчукская / Центральные слои			Ассинская								
23						C6B			NN1			Алкунская	Алкунская	Алкунская										
24	Палеогеновая	Оligocen	Верхний	Хатт			C7	P22	NP25			Абдзехская	Баталашинская											
25																								Аргунская (Чишкинская)
26																								
27							C9	P21	b	NP24		Хадумская	Хадумская	Хадумская										
28																								

Рисунок. Алкунская свита в местных стратиграфических схемах Северного Предкавказья и северного склона Большого Кавказа и варианты положения границы палеогена и неогена

(Филиппова и др., 2010) и в стратотипическом районе кавказского региояруса по р. Кубань у с. Карамурзинский (Филиппова и др., 2015). Сами стратотипы алкунской свиты (р. Асса и руч. Алкунка в Ингушетии) и алкунская свита в составе стратотипа кавказского региояруса (г. Черкесск) на момент изучения были недоступны.

Исследования базировались на трех микропланктонных группах – наннопланктоне, органикостенном фитопланктоне (диноцисты, зеленые водоросли и др.), спорах и пыльце.

Алкунские комплексы наннопланктона в североосетинских и кубанском разрезах схожи (преобладает *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry), за тем исключением, что в кубанском разрезе у с. Карамурзинский Л.А. Головиной был обнаружен индекс-вид зоны NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus* (Филиппова и др., 2015), то есть повторена находка Я. Крховского из алкунских отложений по р. Белая. Присутствие индекс-вида и малочисленность вида *Cyclicargolithus abisectus* (Müller) Wise, который обилен в палеогеновой части зоны NN1, позволили сделать вывод о принадлежности средней, наиболее карбонатной части алкунской свиты, к неогену.

Комплексы диноцист из алкунских отложений североосетинских и кубанского разрезов также однотипны. В их составе отсутствуют, кроме *Deflandrea phosphoritica* var. *spinulosa* (Alberti) Strauss и единичных *Deflandrea phosphoritica* Eisenack, типично олигоценовые каватные таксоны (*Wetziliella*, *Rhombodinium*), не встречены представители рода *Chiropteridium*. Так же как и для начала неогена Турции и Египта, характерны крупные *Cribrouteridium tenuitabulatum* (Gerlach) Helenes. В верхней половине алкунских отложений появляются представители типично неогенового рода *Tuberculodinium* (*T. vancampoe* (Rosignol) Wall), крупные *Pentadinium* ex gr. *laticinctum/lophophorum* и др. В нижней части вышележащих ассинских отложений (аналог зеленчукских) разреза Майрамадаг установлена раннемиоценовая эпиболь *Deflandrea phosphoritica* var. *spinulosa*. Материалы по диноцистам из алкунских отложений Северной Осетии и Прикубанья хорошо коррелируются с результатами Н.И. Запорожец (1999) из того же интервала по р. Белой – разница лишь в их интерпретации.

По данным спорово-пыльцевого анализа – резкому увеличению в спектрах количества пыльцы темнохвойных горных пород (ель, пихта) установлено 4 фазы похолодания: одна в конце аргунского века, две в алкунском веке и одна в начале ассинского века.

В результате сопоставления материалов по диноцистам из глобального стратотипа границы палеогена и неогена Лемме-Каррозио (GSSP – 23.03 млн лет), расположенного в Италии (Steininger et al., 1997), и кавказских разрезов установлена общая последовательность событий:

1. Последние многочисленные находки *Chiropteridium* в 4 м ниже глобальной границы, которые отмечают Н.И. Запорожец (1999) в верхах олигоцена разреза по р. Белой.

2. Условно последние находки *Chiropteridium* в 1 м выше глобальной границы, которые нами не встречены, но упоминаются Н.И. Запорожец (1999) в алкунском интервале разреза по р. Белой.

3. Раннемиоценовая эпиболь *Deflandrea*, зафиксированная в 10 м выше глобальной границы, а в североосетинских разрезах выше алкуна – в ассинских отложениях.

Динокомплексы из алкунских и пограничных с ними отложений были сопоставлены с материалами А.С. Андреевой-Григорович по Украинским Карпатам (Центральный Паратетис), Северному Причерноморью, а также по Северному Кавказу (Андреева-Григорович, Грузман, 1989). Важно, что возраст динокомплексов Украинских Карпат и Северного Причерноморья датирован по планктонным фораминиферам и наннопланктону. Граница между палеогеном и неогеном в Украинских Карпатах проведена по подошве верхнемелитовой подсвиты, а в Северном Причерноморье – по подошве чернобаевской свиты. В составе диноцист на этом уровне исчезают все типично олигоценовые каватные таксоны, за исключением представителей рода *Deflandrea*, появляются индекс-виды зон *Tuberculodinium vancampoe* по диноцистам и NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus* по наннопланктону. На Северном Кавказе по данным А.С. Андреевой-Григорович из скважины Новопокровская-4 этот уровень приурочен к середине караджалгинской свиты и соответствует верхней границе кавказского региояруса. Однако наши материалы по стратотипическим районам алкунской свиты и кавказского региояруса, а также результаты Н.И. Запорожец по той же скважине Новопокровская-4 (Ахметьев, Запорожец, 1996) и по р. Белая (Запорожец, 1999), опровергают эти данные. Исчезновение типично палеогеновых каватных таксонов отмечается ниже подошвы алкунской свиты, а в самой алкунской свите появляются *Triquetrorhabdulus carinatus* и *Tuberculodinium vancampoe*. А.С. Андреева-Григорович объясняет эти расхождения существенной диахронностью границ алкунской свиты в разных районах Северного Кавказа, что на наш взгляд не соответствует действительности, т.к. алкунские комплексы диноцист однотипны во всех трех рассмотренных нами структурно-фациальных районах – кубанском, североосетинском и белореченском.

В результате анализа материалов по пограничному палеоген-неогеновому интервалу мы пришли к выводу, что на сегодняшний день в Кавказском регионе для определения принадлежности отложений к начальной фазе неогена и, соответственно, установления положения границы палеогена и неогена могут использоваться следующие критерии:

- по наннопланктону – присутствие индекс-вида NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus*, малочисленность вида *Cyclicargolithus abisectus*, отсутствие *Sphenolithus ciperoensis* Bramlette et Wilcox – индекс-вида последней олигоценовой зоны NP25;
- по диноцистам – отсутствие типично олигоценовых каватных таксонов, за исключением *Deflandrea phosporitica* и ее вариеетов, редкие единичные экземпляры *Chiropteridium*, появление *Tuberculodinium vancampoe*, раннемио-

ценовая эпибо́ль *Deflandrea phosporitica* var. *spinulosa*, в подстилающих верхнеолигоценовых отложениях высокая численность *Chiropteridium* и присутствие *Rhombodinium*;

- по спорам и пыльце – глобальное ледниковое событие Mi–1 (Zachos et al., 2001) на границе палеогена и неогена, которое проявляется в кавказских разрезах существенным увеличением содержания пыльцы умеренных горных темнохвойных пород (ель, пихта).

На основе этих критериев сделан вывод, что граница палеогена и неогена в различных структурно-фациальных районах Предкавказья и Северного Кавказа располагается в узком интервале от самых верхов баталпашинской свиты и ее аналогов до низов алкунской свиты. Этот небольшой люфт, в первую очередь, связан с неоднозначным определением объема алкунской свиты – включением в ее состав или изъятием нижних некарбонатных глин, ограниченных снизу мергельно-доломитовым прослоем, который не всегда удается обнаружить.

На основе корреляции позднеаргунских, алкунских и раннеассинских динокомплексов со шкалами по диноцистам северо-западной Европы и Италии, установлено, что весь исследованный интервал охватывает нижнюю часть зоны *Tuberculodinium vancampoe* шкалы A. Powell (1992) и всю подзону *Deflandrea* spp. зоны *Ectosphaeropsis burdigalensis* шкалы D. Zevenboom (1995). Алкунские отложения занимают нижнюю часть этого интервала и отвечают низам аквитана, что подтверждается и данными по наннопланктону.

Таким образом, исследования наннопланктона и диноцист из алкунских и пограничных с ними отложений подтвердили зафиксированное в Унифицированной стратиграфической схеме неогеновых отложений южных регионов России положение границы палеогена и неогена практически в основании кавказского региояруса.

Литература

Андреева-Григорович А.С. Распределение цист динофлагеллят в майкопской толще Северного Ставрополя // Палеонтол. сб. Львов: Вища школа, 1980. № 17. С. 74–79.

Андреева-Григорович А.С., Грузман А.Д. Биостратиграфическое обоснование границы палеогена и неогена в Центральном и Восточном Паратетисе // Геол. журн. 1989. Т. 49. № 6. С. 91–95.

Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы, Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. Вопросы микропалеонтологии. Вып. 31. М.: ГЕОС, 1996. С. 55–65.

Белуженко Е.В., Филиппова Н.Ю., Головина Л.А. Алкунская свита и граница палеогена–неогена на Северном Кавказе и в Предкавказье (литология, стратиграфия,

корреляция) // Труды науч.-иссл. ин-та геологии Воронежского гос. ун-та. Вып. 102. Воронеж: ВГУ, 2018. 102 с.

Дмитриева Р.Г., Сомов В.Д., Богданович А.К. Алкунский горизонт и его стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 8. С. 87–99.

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

Носовский М.Ф., Богданович А.К. Кавказский региоарус нижнего миоцена Восточного Паратетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск, 1980. С. 3–8.

Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России / Сост. Невеская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др. М.: Палеонтологический институт РАН, 2004. 83 с.

Прокопов К.А. Алкун-Ассинский район (Ингушетия, Северный Кавказ) // Геологические исследования в Черных горах Терской нефтеносной области. Тр. «Грознефти». 1937. Вып. 5. С. 27–73.

Филиппова Н.Ю., Белуженко Е.В., Головина Л.А. Биостратиграфия алкунской свиты (?олигоцен–нижний миоцен) Северной Осетии по микропалеонтологическим данным (диноцисты, наннопланктон, споры ипыльца) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 83–106.

Филиппова Н.Ю., Белуженко Е.В., Головина Л.А. О границе палеогена и неогена и возрасте алкунской свиты на Северном Кавказе и в Предкавказье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 70–95.

Akhmetiev M.A., Popov S.V., Krhovsky J. et al. Excursion guidebook. Paleontology and stratigraphy of the Eocene–Miocene sections of the Western Pre-Caucasia. Field symposium. August 1–9, 1995. Moscow–Krasnodar–Majkop. 1995. 18 p.

Martini E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // Proc. 2nd Planktonic Conf. Roma, 1970. Roma: Tecnoscienza, 1971. P. 739–785.

Powell A.J. Dinoflagellate cysts of the Tertiary System // A stratigraphic index of dinoflagellate cysts. Ed. Powell A.J. London–New York–Tokyo–Melbourne–Madras: Cambridge Univ. Press, 1992. P. 155–251.

Steininger F.F., Aubry M.P., Berggren W.A. et al. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Base of the Neogene // Episodes. 1997. V. 20. № 1. P. 23–28.

Zachos J., Pagani M., Sloan L. et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // *Science*. 2001. V. 292. P. 686–693.

Zevenboom D. Dinoflagellate cysts from the Mediterranean Late Oligocene and Miocene. Utrecht: Universiteit Utrecht, Faculteit Biologie. 1995. 195 p.

Вклад современных мультидисциплинарных исследований опорных разрезов Тамани и Предкавказья в стратиграфию неогена юга России

*Л.А. Головина¹, С.В. Попов², И.А. Гончарова²,
Э.П. Радионова¹, Н.Ю. Филиппова¹, Ю.В., Ростовцева³,
В.М. Трубихин¹, О.В. Пилипенко⁴*

¹Геологический институт РАН, Москва,
e-mail: golovinal@mail.ru

²Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва

³Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

⁴Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Особенный интерес к комплексному изучению разрезов Таманского полуострова возник в связи вопросами совершенствования региональной шкалы юга России и с проблемой корреляции региональных неогеновых подразделений с подразделениями Центрального Паратетиса и ярусами Средиземноморья. Разрезы, которые предлагаются в качестве стратотипических, должны отвечать целому ряду требований (быть непрерывными вблизи границ стратонов, состоять из отложений морского происхождения, содержать характерные группы планктона, иметь палеомагнитную характеристику) т. е. соответствовать современным требованиям, которые применяются при исследованиях глобальных стандартных стратотипов (Global Standard-stratotype Section and Points – GSSP) и установлении разреза и точки глобального стратотипа границы. Именно таковыми в настоящий момент могут выступать разрезы Таманского п-ова и Предкавказья.

Методически работа на этих разрезах строилась на объединении изучения традиционных бентосных групп ископаемой фауны – моллюсков, фораминифер, остракод, мшанок – и микрофитопланктона (известкового наннопланктона, диатомовых и органикостенного фитопланктона динофлагеллат), спор и пыльцы, литологии, седиментологии, палеомагнитных данных – по принципу единого образца для всех групп и методов изучения. Последующие палеомагнитные и циклостратиграфические исследования проводились с учетом полученных ранее биостратиграфических данных. Особенное внимание было сосредоточено на изучении интервалов и уровней с полигалинными комплексами макро и микрофауны и микрофлоры для выяснения стратиграфического потенциала этих горизонтов для корреляции и привязки к Международной стратиграфической шкале. В ходе наших работ выяснилось, что бентосные и планктонные группы существенно по-разному реагировали на палеогеографические, климатические и гидрологические события во внутриконтинентальных бассейнах.

Моллюски – постоянные обитатели бассейна, четко отражают трангрессивно-регрессивные этапы развития, так же как комплексы диатомей и органикостенного фитопланктона, в то время как наннопланктон (или океанические виды диатомей) являются лишь вселенцами в бассейн в моменты морских трансгрессий. С одной стороны это вызывает трудности в интерпретации результатов, но с другой – дает существенно новую информацию. Так, по всем фитопланктонным группам – наннопланктону, диатомеям, диноцистам – бассейны позднего миоцена (сармата, мзотиса и начала понта) были значительно более открытыми, чем это представлялось по бентосу, в основном по моллюскам и фораминиферам. Оказалось, что у литологов и специалистов по бентосным и планктонным группам нет единого понимания солености, глубины, оценки степени значимости тех или иных регистрируемых по биоте событий. Во многом эти разногласия обусловлены самими геологическими объектами – разрезами Тамани. Более глубоководные, чем керченские разрезы, они бедны моллюсками – руководящей группой, но их непрерывность дает нам основание считать, что большинство региоярусов представлены здесь в полном объеме. Процесс выработки единого методического подхода к выделению границ и объемов региоярусов был временами очень острым и дискуссионным и находится еще в незавершенном состоянии. Биостратиграфическая и событийная шкалы по фитопланктонным группам также находятся в стадии разработки и только сейчас мы подошли к действительному сопоставлению данных по всем этим группам с результатами изучения классических групп, на которых строится неогеновая стратиграфия – моллюсков, остракод и фораминифер.

В 2016 г. вышла первая часть монографии по опорным разрезам Таманского п-ова, в которой представлены результаты комплексных литолого-биостратиграфических исследований опорных разрезов Таманского п-ова – получен обширный материал по всем основным группам биофоссилий, литологии и палеомагнетизму, анализ которого позволил детально охарактеризовать отложения пяти неогеновых региоярусов черноморской шкалы: караганского, конкского, сарматского, мзотического, понтического, и обосновать границы между ними (Paleontology., 2016). Степень и детальность изученности всех основных опорных разрезов среднего–верхнего миоцена Таманского п-ова значительно выше существующих голо-, лекто- и гипостратотипов перечисленных региоярусов и вполне соответствует уровню изученности эталонных разрезов региональных подразделений зарубежных шкал. Вторая часть монографии должна представить разделы по микрофитопланктонным группам (наннопланктон, диатомеи и органикостенному фитопланктону), климатостратиграфии по палинологическим данным, экологии, данные по палеомагнитным исследованиям и результатам циклостратиграфических работ.

Продолжающиеся комплексные исследования на опорных разрезах Тамани и Предкавказья позволяют существенно дополнить полученные материалы и дать новые направления в дискуссии о границах и объемах региоярусов и их корреляции с сопредельными регионами.

Наименее изученным остается в настоящее время нижнемиоценовый интервал. Новые данные были получены по результатам литолого-биостратиграфических исследований в разрезах алкунской свиты в Предкавказье (Белуженко и др. 2018). Подтверждено присутствие *Triquetrorhabdulus carinatus* Martini в алкунских отложениях в разрезе по р. Белая и установлено полное соответствие комплекса наннофлоры комплексам из ранее изученных разрезов Северной Осетии – Фиэгдон, Майрамадаг и Карамурзинский (по р. Кубань). Комплексы органикостенного фитопланктона и наннопланктона свидетельствуют о принадлежности алкунских отложений к нижнемиоценовому интервалу зоны NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus* и позволяют проводить их корреляцию с нижней частью аквитана и установить общие биомаркеры с глобальным стратотипом границы (GSSP) палеогена и неогена – разрезом Лемме Каррозио (Италия) (Филиппова и др., 2015; Белуженко и др., 2018).

Новые данные получены по биостратиграфическим и палеомагнитным исследованиям тарханских отложений в разрезах по р. Белая и р. Пшеха. Согласно данным Д. Палку подошва тархана определяется 14.9 млн лет, а его кровля – 14.8 млн лет и коррелируется с хроном C5Bn.1n (или C5Bn.2n) (Palcu et al., 2017). Таким образом, тархан коррелируется с верхней частью нижнего бадения, что хорошо согласуется с данными по наннопланктону, согласно которым тарханские отложения содержат комплекс наннопланктона зоны NN5 *Sphenolithus heteromorphus* (Andreeva-Grigorovich, Savytskaya, 2000; Крашенинников и др., 2004). Присутствие в ассоциации *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre вместе с *Helicosphaera waltrans* Theodoridis является важным аргументом для такого сопоставления, так как биогоризонт с *H. waltrans* описан в Италии в пределах зоны NN5 (лангий), нижнем бадении Карпатского прогиба и используется в качестве биостратиграфического маркера зоны NN5 *Sphenolithus heteromorphus* в Центральном Паратетисе.

Однако подобное сопоставление приводит к необходимости пересмотра традиционного сопоставления ольгинской и рицевской свиты с сакараулом и коцахуром, так как переход от коцахура к тархану в разрезах Грузии с резким несогласием и конгломератом в основании, тогда как переход от майкопа к тархану в разрезах Предкавказья не содержит никаких свидетельств перерыва. Таким образом, самые верхи майкопа Предкавказья, вероятно, моложе коцахура и отвечают перерыву в осадконакоплении в разрезах Картлийской депрессии, стратотипических для нижнего миоцена Восточного Паратетиса.

Новые данные получены по биостратиграфическим данным и палеомагнитному изучению караганских-конкских и нижнесарматских отложений. В разрезе антиклинали Зеленского выделен биогоризонт – слои с *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, охватывающий три подразделения (a, b, c), которые отвечают определенным этапам развития бассейна и могут коррелироваться с картвельскими, сартаганскими и веселянскими слоями. Однако, наименования «картвельские», «сартаганские» и «веселянские» слои в данном случае не могут использоваться, поскольку микропалеонтологическая характеристика этих

слоев в стратотипах в настоящий момент отсутствует. Слои с *Reticulofenestra pseudoumbilicus* прослеживаются в конкских отложениях разрезов Предкавказья (р. Белая, р. Пшеха, р. Фарс), характеризуются нерасчлененным комплексом зон NN6 *Discoaster exilis* – NN 7 *Discoaster kugleri* и коррелируются с отложениями верхнего бадения (косовия) Центрального Паратетиса (Головина, 2012; Вернигорова и др., 2017; Palcu et al., 2017). Граница чокрака/карагана датируется 13.8 млн лет, караган/конкская граница – 13.4 млн лет, а граница конка / нижний сармат (волынй) – 12.65 млн лет (Palcu et al., 2017).

Диатомеи не обнаружены в караган-конкском интервале, но показали высокий потенциал для стратиграфии среднего – верхнего сармата и мэотиса. Выделены вспомогательные биостратиграфические подразделения – слои с *Thalassiosira coronifera* var. *astrae* – в интервале от среднего к верхнему сармату, и слои с *Thalassiosira grunowii* (в 20 м пачке серых глин верхнего сармата, залегающих под мшанковыми биогермами), в которых наблюдается чередование прослоев, содержащих типичную верхнесарматскую солоноватоводную «актиноцикловую» флору с прослоями, в которых присутствует и морской планктон. Установлено присутствие в комплексах среднего – верхнего сармата и мэотиса океанических видов-маркеров, имеющих узкий интервал стратиграфического распространения, что дает возможность прямой корреляции региональных зон с подразделениями средиземноморской шкалы и океанической зональной шкалой по диатомеям (Radionova et al., 2012; Paleontology..., 2016).

Палеомагнитные исследования средне- и верхнесарматских отложений проведены в опорном разрезе Попов Камень на Таманском п-ове. Установлено, что в верхней части разреза породы имеют знакопеременную намагниченность, а самая нижняя часть изученного интервала представляет собой зону нормальной полярности, которую можно интерпретировать как хрон C5n. Полученные результаты не противоречат данным из других регионов. Так в восточной Грузии (разрез Эльдари) и в западном Туркменистане (разрез Кызыл-Арват), граница среднего и верхнего сарматов также близка к верхней части хрона C5n (Pilipenko, Trubikhin, 2017).

Разработана биостратиграфическая схема среднемиоценовых–нижнеплиоценовых отложений Таманского п-ова на основе органикостенного фитопланктона, которая включает 14 подразделений в ранге «слоев с органикостенным фитопланктоном»: три установлено в верхней части чокрака, карагане и нижней части конки; четыре – в верхней конке, сармате; пять – в мэотисе; два – в понте, киммерии. Слои подразделяются на субслои. Резкие изменения в составе органикостенного фитопланктона происходят в переходном интервале конки и сармата. Достаточно четко фиксируется переходный рубеж между ранним и средним сарматом по появлению зернистых *Achomosphaera sagena type*, а чуть позже – многочисленных *Dapsilidinium pseudocolligerum* и других крупноразмерных, в том числе, открыто-морских, динотаксонов. Хорошо определяется граница верхнего сармата и нижнего мэотиса по смене чрезвычайно малочис-

ленных, преимущественно пресноводных позднесарматских ассоциаций зеленых водорослей на раннемэотические ассоциации морских космополитов и неритических таксонов диноцист. Граница нижнего и верхнего мэотиса проводится в низах слоев с *Lingulodinium machaerophorum* – *Spiniferites* spp. Подошва слоев стратиграфически располагается чуть ниже палеомагнитной инверсии ($C3Ar/C3An = 6.73$ млн лет) и датируется примерно 6.8–6.9 млн лет. Граница мэотиса и понта проводится по появлению характерных солоноватоводных таксонов *Caspidinium rugosum* («*Impagidinium globosum/spongianum*» group) и *Galeacysta etrusca*. Она соответствует появлению моллюсков *Paradacna abichi*, стратиграфически располагается чуть ниже палеомагнитной инверсии $C3An/C3r$ (6,0 Ma) и датируется ~6.1 млн лет (Филиппова, Трубихин, 2009; Paleontology..., 2016). Понтический комплекс хорошо сопоставляется со средиземноморской диноассоциацией из отложений Лаго-Маре (p-ev₂) (Bertini, Corradini, 1998) и комплексом зоны *Galeacysta etrusca*, установленным верхней части верхнего паннона Венгрии (Paleontology..., 2016).

Применение методов циклостратиграфии при изучении отложений верхнего мэотиса – понта (разрез Железный Рог, Таманский п-ов) позволило провести корреляцию этих отложений с основными этапами мессинского кризиса солёности (MSC) в Средиземноморье. Большинство новороссийских осадков соответствуют первому этапу MSC; портафер соответствует второму этапу MSC; основание босфора соответствует третьему этапу – Lago Mare. Граница нижнего и верхнего подъярусов понта эрозионная, перерыв в осадконакоплении по данным астрономически обусловленной цикличности оценивается в 160 тыс. лет (Rostovtseva, Rybkina, 2017).

Работа выполнена в рамках государственной темы № АААА-А17-117030610119-6 ГИН РАН; микропалеонтологические и полевые исследования поддержаны грантами РФФИ №№ 16-05-01032 и 17-05-00047, циклостратиграфические работы поддержаны грантом РФФИ № 17-05-01085.

Литература

Белуженко Е.В., Филиппова Н.Ю., Головина Л.А. Алкунская свита и граница палеогена–неогена на Северном Кавказе и в Предкавказье (литология, стратиграфия, корреляция) // Труды науч.-иссл. ин-та геологии Воронежского гос. ун-та. Вып. 102. Воронеж: ВГУ, 2018. 102 с.

Вернигорова Ю.В., Головина Л.А., Попов С.В. и др. К вопросу об объеме и границах конского регионаруса (на примере опорного разреза гора Зеленского, Таманский полуостров) // Матер. 38 сессии Палеонтол. об-ва НАН Украины. Киев: ИГН, 2017. С. 136, 137.

Головина Л.А. К вопросу о стратиграфии средне-верхнемиоценовых отложений юга России по известковому наннопланктону // Современная микропалеонтология.

Труды XV Всероссийского микропалеонтологического совещания (12–16 сентября 2012 г., Геленджик). М., 2012. С. 305–308.

Крашенинников В.А., Басов И.А., Головина Л.А. Восточный Паратетис: тарханский и конкский региоярусы. М.: Научный мир, 2003. 194 с.

Филиппова Н.Ю., Белуженко Е.В., Головина Л.А. О границе палеогена и неогена и возрасте алкунской свиты на Северном Кавказе и в Предкавказье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 70–95.

Филиппова Н.Ю., Трубихин В.М. К вопросу о корреляции верхнемиоценовых отложений Черноморского и Средиземноморского бассейнов // Материалы Всероссийского научного совещания «Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-ем Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.)». М.: ГЕОС, 2009. С. 142–152.

Andreyeva-Grigorovich A.S., Savytskaya N.A. Nannoplankton of the Tarkhanian deposits of the Kerch Peninsula (Crimea) // Geol. Carpathica. 2000. V. 51. No. 6. P. 399–406.

Bertini A., Corradini D. Biostratigraphic and paleoecological significance of *Galeacysta etrusca* in the “lago-mare” facies from the Mediterranean area (Neogene) // NTNU Vitenskapsmuseet Rapport Botanisk Serie 1998-1. P. 15–16.

Palcu D., Golovina L.A., Vernyhorova Y.V. et al. Middle Miocene paleoenvironmental crises in Central Europe caused by changes in Paratethys gateway configuration // Global and Planetary Change. 2017. V. 158. P. 57–71.

Paleontology and stratigraphy of the Middle – Upper Miocene of the Taman Peninsula. Pt. 1. Description of key-sections and benthic fossil groups // Paleontol. Journ. 2016. V. 50. № 10. P. 1039–1206.

Pilipenko O.V., Trubikhin V.M. Paleomagnetic studies of low part of Upper Sarmatian deposits of the Popov Kamen section (Taman Peninsula, Russia) // International conference on paleomagnetism and rock magnetism. Book of abstracts 2–7 October 2017. Kazan University Publishing House, 2017. P. 98.

Radionova E.P., Golovina L.A., Filippova N.Yu et al. Middle-Upper Miocene stratigraphy of the Taman Peninsula, Eastern Paratethys // Central Europ. J. Geosci. 2012. V. 4. № 1. P. 188–204.

Rostovtseva Yu.V., Rybkina A.I. The Messinian event in the Paratethys: Astronomical tuning of the Black Sea Pontian // Marine and Petroleum Geology. 2017. V. 80. P. 321–332.

Возрастные аналоги гелазия в верхнекайнозойском разрезе Украины и палеогеографические условия их формирования

Е.А. Сиренко

Институт геологических наук НАН Украины, Киев,
e-mail: o_sirenko@ukr.net

В связи с понижением границы квартера в Международной стратиграфической шкале (МСШ) до уровня 2.58 млн лет и включением гелазского яруса в состав плейстоцена, важнейшая задача современного этапа исследований четвертичных отложений состоит в комплексном изучении пород, сформировавшихся на протяжении 2.58–1.8 млн лет.

Необходимой составляющей биостратиграфических исследований разнофациальных верхнекайнозойских отложений Украины является палинологический метод, позволяющий не только уточнять стратиграфическое расчленение и корреляцию разнофациальных пород, но и выполнять палеогеографические реконструкции, в том числе воссоздавать динамику растительности во времени и пространстве, а также показатели палеоклимата.

В настоящем исследовании представлена обобщенная характеристика верхнекайнозойских отложений Украины, сформировавшихся в интервале 2.58–1.8 млн лет и сопоставленных с гелазским ярусом МСШ. На основании анализа палинологических данных реконструированы изменения палеогеографических условий на протяжении времени формирования рассматриваемых отложений, в том числе характера растительности и климата.

Отложения, скоррелированные с гелазским ярусом, в Украине распространены в пределах практически всех крупных тектонических структур: Украинского щита (УЩ), Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), Донецкого складчатого сооружения, Волыно-Подольской плиты, Причерноморской впадины. В пределах большей части перечисленных регионов в рассматриваемый период существовал континентальный режим и формировались субаэральные отложения сиверского и береговского горизонтов и их субаквальные аналоги. И лишь в южной части региона фрагментарно (Южный склон УЩ (Северное и Восточное Приазовье), южная часть Причерноморской впадины), в области развития ку-яльницкого морского бассейна формировались лагунно-морские отложения ку-яльницкого регионаруса. Отложения исследуемого интервала встречаются как в обнажениях, так и в скважинах.

Результаты палеомагнитных исследований сиверских и береговских отложений ДДВ, а также средней и верхней частей куяльницких отложений Приазовья

свидетельствуют о том, что по магнитной характеристике они уже относятся к эпохе Матуйма (Сиренко и др., 1993, Семененко, 1987).

Материалом представленного сообщения послужил анализ результатов детальных исследований лагунно-морских куяльницких отложений Восточного Приазовья и Причерноморья, а также глин и ископаемых почв сиверского и береговского горизонтов Донецкого складчатого сооружения, южной и центральной частей УЩ и ДДВ (Сиренко, 2016, 2017). Палинологические исследования проводились в комплексе с палеопедологическими, а для отложений ДДВ и палеомагнитными, для куяльницких пород – фаунистическими.

Сиверский горизонт представлен глинами палево-бурыми, палево-светло-коричневыми, коричневато-палевыми, карбонатными, гидрослюдистого состава (луганские глины, нижняя часть разреза); почвами буроцветными, буровато-коричневыми, слабо карбонатными, гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, без четко выраженной структуры (ворошиловградские почвы, средняя часть разреза); глинами и тяжелыми суглинками коричнево-бурыми, карбонатными (деркульские глины, верхняя часть разреза). Необходимо отметить, что такое строение горизонта характерно лишь для наиболее полных разрезов, иногда прослеживаются лишь сиверские глины.

Береговский педогоризонт представлен педокомплексом, состоящим из трех почв (раннего оптимума, позднего оптимума и заключительной стадии педогенеза) призмовидно-ореховатой структуры, темно-коричневых, коричневых и буровато-коричневых, на пониженных элементах рельефа – с четким сероватым оттенком, на повышенных – с красноватым оттенком.

Куяльницкие отложения представлены пачкой переслаивающихся глин, песков и алевролитов. Палинологические данные свидетельствуют о том, что к аналогам гелазия относятся породы средней и верхней частей разреза куяльницких отложений, коррелируемые со средне- и верхнеакчагыльскими отложениями Каспийского региона.

Анализ палинологических материалов свидетельствует о том, что на протяжении времени формирования отложений морского и континентального разреза Украины, коррелятных гелазским неоднократно сменялись основные климатические параметры: влажность и температурный режим.

Реконструировано два этапа развития природы сиверский (среднекуяльницкий) и береговский (позднекуяльницкий).

К характерным особенностям **сиверского этапа** можно отнести: частые и контрастные изменения палеогеографических условий; господство на большей части исследуемой территории лесостепного ландшафта, а в районах, прилегавших к береговой линии куяльницкого моря (Приазовье) и области развития боярского озера (центральная часть Приднепровской возвышенности) – степного, возрастание роли травянистых ценозов в растительном покрове практически всей равнинной части Украины, а в их составе широкое представительство разнотравья, водных и прибрежно-водных растений; приуроченность сосновых и березово-сосновых лесов преимущественно к речным террасам.

Установлено *три подэтапа*.

На *первом подэтапе* (первая половина среднекуяльницкого времени, период формирования глин нижней части субэзального разреза сиверских отложений, уровень 2.58 млн лет) произошли похолодание и аридизация климата, особенно ярко выраженная в южных регионах Украины, что нашло отражение в структуре растительного покрова, проявившееся в заметном обеднении как лесных, так и травянистых группировок.

В пределах ДДВ и Донбасса широкое распространение получили лугово-степные ассоциации, в Приазовье на прибрежных участках вблизи куюльницкого моря произрастали маревые, сложноцветные и эфедра. В центральной части Приднепровской возвышенности в пределах области существования бывшего боярского озера, в составе растительного покрова также доминировали травянистые ценозы, основной составляющей которых были разнообразные злаковые. Немногочисленные лесные группировки были приурочены преимущественно к речным долинам. В пределах Донбасса леса были распространены и на склонах водоразделов, а также террасах рек. Основной составляющей сосновых и березово-сосновых лесов этого времени были сосна обыкновенная и береза. Изредка в их составе встречались липа узколистная и дуб обыкновенный и лишь в долинных лесах Придонецкой равнины и лесных группировках Приднепровской возвышенности (вблизи боярского озера) росли единичные орехи.

Характерной особенностью *второго подэтапа* (середина среднекуяльницкого и среднесиверского времени, период формирования внутрисиверских почв и глинистых прослоев средней части разреза куюльницкий отложений) было повышение температурного режима и влажности климата, обусловившее возрастание роли лесных группировок в структуре ландшафтов, а также увеличение количества и таксономического разнообразия широколиственных и термофильных элементов в составе лесов. В пределах практически всех регионов Украины в это время существовала широкая сеть больших и малых водоемов.

Необходимо отметить, что во время практически каждого прохладного этапа плиоцена и холодного этапа плейстоцена фиксировались кратковременные потепления, во время которых формировалась одна или две слабо развитые почвы. В разрезах они обычно прослеживаются в виде маломощных, 10–30 см почвенных прослоев, так называемых «эмбриональных почв». Потепление среднесиверского времени было не только довольно интенсивным, но и продолжительным. В это время формировалось до пяти почв, мощностью до 0.6–0.8 м каждая.

Палинологические данные свидетельствуют о том, что условия формирования внутрисиверских почв несколько различались.

Первая (снизу) почва формировалась во влажных и довольно умеренных условиях. Это время отличалось наибольшим развитием сосновых и смешанных лесов, а также присутствием в их составе бука.

Незначительная аридизация и некоторое потепление климата произошло в начале периода формирования *второй* почвы, что проявилось в увеличении

роли травянистых группировок и лиственных пород в составе растительного покрова.

Основной кульминации этот процесс достиг во время формирования *третьей* почвы. В составе растительного покрова большинства регионов зафиксировано наиболее широкое распространение травянистых ценозов и значительное их таксономическое разнообразие. В составе лесов отмечено уменьшение роли мелколиственных растений умеренной зоны, а в пределах Донбасса и их полное исчезновение.

Наиболее теплые и влажные условия существовали во время формирования *четвертой* почвы. Именно в этот период в составе лесов зафиксировано наибольшее таксономическое разнообразие широколиственных пород умеренно-теплой зоны и термофильных растений, зачастую превышающее таковое в лесах богдановского (раннекуяльницкого) времени, а некоторые таксоны, в частности, *Ostrya cf. carpinifolia* уже не встречались в лесах более поздних этапов. Такая же закономерность прослежена и для лесов прибрежных зон куюльницкого бассейна. К примеру, *Engelhardtia* уже не встречалась в составе позднекуяльницких лесов.

Во время формирования *пятой* почвы зафиксировано незначительное похолодание.

На площадях Приазовья, удаленных от береговой линии куюльницкого бассейна во время кратковременного потепления и увлажнения климата формировались маломощные ископаемые почвы, близкие к почвам, сформировавшимся в пределах северной и восточной частей Украины.

В пределах территории Приазовья, прилегавшей к куюльницкому бассейну в середине среднекуяльницкого времени формировались прослой темно-серых глин. В это время в структуре растительного покрова возросла роль древесных пород, преимущественно за счет дуба обыкновенного и пушистого, с участием бука и липы мелколистной. В подлеске росли жостер и тутовые. Долинные леса состояли преимущественно из граба и вяза, а из термофильных элементов встречались единичные хмелеграб, гикори, энгельгардия и нисса. Заросли ольхи и ивы были приурочены к берегам водоемов.

К характерным особенностям *третьего подэтапа* (конец среднекуяльницкого времени и позднесиверское время, период формирования глин верхней части разреза сиверских отложений) можно отнести: похолодание и аридизацию климата, преобладание степных ценозов на юге и лесостепей в северной и центральной частях региона, исчезновение термофильных элементов из состава лесов.

Аридизация, вызванная куюльницкой регрессией, ярко проявившаяся в растительном покрове юго-восточных и восточных регионов Украины, не оказала столь значительного влияния на состав растительного покрова центральных регионов, значительно удаленных от морского бассейна.

Таким образом, палинологические данные свидетельствуют о том, что в начале и в конце среднекуяльницкого (а также ранне- и позднесиверского) времени в пределах равнинной части Украины отмечалась относительное похоло-

дание и аридизация климата, наиболее ярко проявившаяся в структуре растительного покрова районов, прилегавших к морскому бассейну. Растительный покров всех изученных регионов во время характеризуемых периодов отличался заметным обеднением. Единичные термофильные растения присутствовали лишь в составе долинных лесов Придонецкой равнины.

В середине среднекуляницкого (среднесиверского) времени в пределах всей платформенной Украины фиксировалось увеличение влажности и температуры, что способствовало расширению роли древесных группировок в растительном покрове, а в их составе – широколиственных и термофильных пород, по количеству и таксономическому разнообразию которых леса этого времени превышали не только раннесиверские, но и раннекуляницкие (богдановские), а ряд термофильных растений, присутствующих в составе лесных группировок уже не встречались в лесах позднекуляницкого и береговского времени.

К отличительным особенностям **береговского этапа** (позднекуляницкое время) можно отнести: гумидизацию и повышение температурного режима климата, по сравнению с позднесиверским временем; примерно равное участие травянистых и древесных группировок в структуре растительного покрова, количество последних возрастало лишь в районах морских побережий и речных террас; значительное участие и таксономическое разнообразие лиственных растений в составе лесов, особенно широколиственных пород умеренно-теплой зоны, а также заметное представительство в лесных группировках термофильных элементов; широкое развитие мелких водоемов в пределах практически всех регионов Украины, но особенно на Приднепровской низменности.

Анализ палинологических данных свидетельствует о том, что на протяжении береговского времени палеогеографические условия несколько изменялись. В *раннебереговское время* (период формирования ископаемой почвы раннего оптимума педогенеза) существовали наиболее влажные климатические условия, что обусловило значительное распространение лесов в пределах всех регионов Украины, а в их составе хвойных растений и влаголюбивых лиственных пород.

К характерным особенностям *среднебереговского времени* (период формирования почвы позднего оптимума) можно отнести: незначительную аридизацию и повышение температурных параметров климата; возрастание в структуре растительного покрова роли разнотравных ценозов, занимавших большие площади по сравнению с лесными группировками; наиболее высокое представительство в лесах широколиственных и термофильных пород.

В *позднебереговское время* (формирование почвы заключительной стадии педогенеза) отмечалось похолодание и, как следствие, обеднение растительных группировок, развитие на разных элементах рельефа березово-сосновых лесов, либо травянистых ценозов со значительным участием маревых и сложноцветных.

Динамика температурного режима на протяжении береговского и сиверского времени показана на Рисунке.

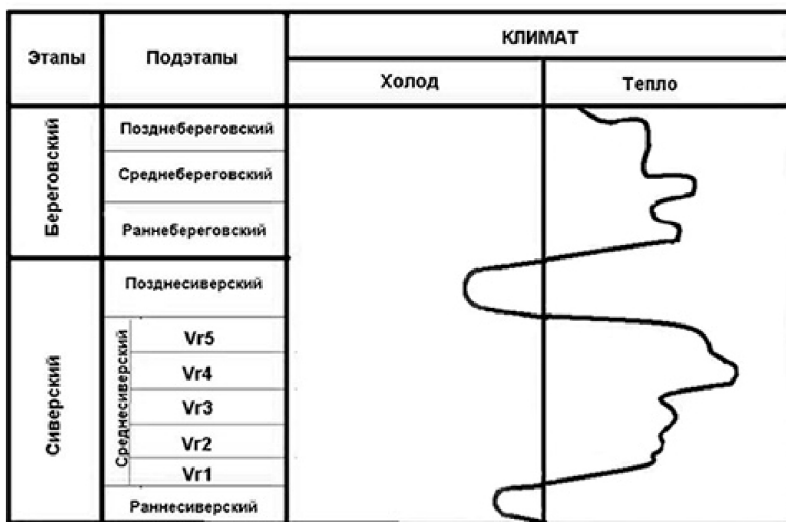


Рисунок. Палеоклиматическая кривая сиверского и береговского времени

Установленные закономерности изменения состава растительности на протяжении рассматриваемого интервала хорошо согласуются с таковыми для Беларуси (дворецкое время (Рылова, 2002 Гусев, 2013)) и Европейской части России (чистопольское время, Линкина, 2006), среднеакчагыльское время (Ананова, 1974)).

Таким образом, анализ результатов палинологических исследований свидетельствует о том, что каждый из охарактеризованных этапов развития природы Украины отличался по температурному режиму, а также степени аридизации или гумидизации климата, что нашло отражение в составе растительного покрова. Вне зависимости от региональных различий существуют общие особенности развития растительности Украины в период 2.5–1.8 млн лет, обусловленные изменениями климатических обстановок, взаимосвязанных с глобальными изменениями климата. Наиболее теплые и влажные климатические условия рассматриваемого периода были характерны для времени формирования внутрисиверских ископаемых почв и пород средней части разреза среднекуяльницких отложений морского разреза, а также почв раннего и позднего оптимумов береговского педогенеза. Наиболее холодные условия реконструированы для времени формирования сиверских глин, а также пород нижней и верхней частей разреза среднекуяльницких отложений.

Необходимо отметить, что похолодание, зафиксированное на уровне 2.58 млн лет не повлекло за собой в дальнейшем обеднение и исчезновение термофильных элементов, которые вновь появились в составе растительных группировок среднесиверского (среднекуяльницкого) времени, а позднее – береговского (позднекуяльницкого) времени.

Литература

Ананова Е.Н. Пыльца из неогеновых отложений юга Русской равнины. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 196 с.

Гусев А.П. Изменение палеосукцессионных систем растительности на территории юго-востока Беларуси в неогене // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2013. № 2. С. 23–29.

Линкина Л.И. Изменение растительности и климата центральной части Среднего Поволжья в неогене (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Уч. Записки Казанского. гос. ун-та. 2006. Т. 148. Кн. 2. С. 150–161.

Рылова Т.Б. Палинostrатиграфия отложений верхнего олигоцена и неогена Беларуси и закономерности развития флоры и растительности // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Минск: Институт геол. наук Нац. Акад. Наук Беларуси, 2002. 40 с.

Семененко В.Н. Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена–плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. Киев: Наукова думка, 1987. 232 с.

Сиренко Е.А. Континентальные верхнемиоценовые-плиоценовые отложения Северной Украины // Геологія та рудоносність України. 2016. Т. 2. Вип. 1. С. 107–126.

Сиренко Е.А. Палинostrатиграфия континентальных верхнеплиоценовых-нижнеленоплейстоценовых отложений южной части Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 2017. 167 с.

Сиренко Н.А., Возгрин Б.Д., Третьак А.Н. и др. Палеопедологическое, детальное литолого-стратиграфическое расчленение разрезов верхнекайнозойских отложений и корреляция их по площади крупномасштабной геологической съемки на междуречье Ворсклы и Северского Донца (листы: М-86-95, 108-Б, М-37-96-В, 97-А): Отчет ин-та географии АН Украины. Киев, 1993. 200 с.

Акчагыл Предкавказья: палинологические, климатостратиграфические и палеогеографические реконструкции

О.Д. Найдина

Геологический институт РАН, Москва,
e-mail: onaidina@gmail.com

Среди плиоценовых-плейстоценовых отложений палео-Каспия акчагылские образования занимают наибольшие площади (Свиточ, 2014). Содержащиеся в них микро- и макрофоссилии являются основными свидетельствами существования акчагылского моря и истории палеогеографического развития региона. В течение последних 3.6 млн лет многоводный палео-Каспий неоднократно изменялся в размере и форме (Свиточ, 2014; Янина, 2014), в том числе и во время акчагылской трансгрессии, осадки которой столь обширны на Северном Кавказе. По палеомагнитным данным (Трубихин, 1987, и др.) основание акчагыла – граница палеомагнитных эпох Гильберт/Гаусс, порядка 3.6 млн лет; граница акчагыл/апшерон – кровля палеомагнитного эпизода Олдувей в интервале 1.64–1.66 млн лет.

На Северном Кавказе акчагылские отложения распространены в восточной и центральной частях Предкавказья, наиболее обширны на востоке и в предгорном Дагестане. Здесь они залегают трансгрессивно, с угловым несогласием, на сарматских, мэотических и понтических слоях (Геология СССР..., 1968). В Притеречной равнине мощность акчагылских отложений превышает 500 м. В основании акчагылских отложений преобладают песчаные глины, с галечниками в нижней части, с растительными остатками и раковинами *Helix* и *Planorbis*. Сренднеакчагылские песчаные глины содержат мактровый горизонт (*Avimactra*), сменяющийся кверху глинами с кардиумовым горизонтом (*Cardium*). Вверху отложения представлены песчаными глинами с прослоями глинистых песков, галечников и с акчагылской фауной.

Автором были палинологически изучены осадки акчагылской трансгрессии в Предкавказье. Впервые по палинологическим данным для акчагылских отложений выделено десять спорово-пыльцевых комплексов (СПК). На основе СПК выявлены изменения в растительности Северного Кавказа и установлены климатические флуктуации для временного интервала 3.6–0.8 млн лет (Naidina, Richards, 2016).

Материалом для спорово-пыльцевого анализа послужили многочисленные образцы из нескольких обнажений в Терско-Сунженской области (ТСО) и керны

ряда скважин, пробуренных в районе Кавказских Минеральных Вод (КМВ) и в окрестностях города Кизляр в Дагестане.

Основание акчагыльских отложений представлено СПК степного и лесного типа. В СПК степного типа преобладала пыльца ксерофитных маревых, а в СПК лесного облика доминировала пыльца сосны и вяза. Вверху нижнеакчагыльских отложений состав СПК сменялся более разнообразным набором палиноморф, включающим пыльцу деревьев шести географических групп: панголарктической, американо-евро-азиатской, американо-средиземноморско-азиатской, американо-восточноазиатской, восточноазиатской и североамериканской. Преобладание пыльцы панголарктической и американо-евроазиатской групп, а также участие субтропических элементов свидетельствует об умеренно-теплом и достаточно влажном климате. Для лесов раннего акчагыла характерно максимальное разнообразие древесных пород. Именно во второй половине раннего акчагыла во флоре неоднократно регистрируются представители американо-средиземноморско-азиатской, американо-восточноазиатской и восточноазиатской географических групп.

В начале среднего акчагыла наметилась тенденция к похолоданию. Об этом свидетельствуют многообразие родового состава хвойных пород и уменьшение роли широколиственных элементов. В составе дендрофлоры присутствуют представители пяти географических групп: панголарктической (*Picea*, *Pinus*, *Alnus*, *Betula*, *Salix*, *Abies*, *Juniperus*, *Myrica*), американо-евроазиатской (*Corylus*, *Fagus*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulm*, *Acer*, *Ilex*, *Carpinus*, *Fraxinus*), американо-средиземноморско-азиатской (*Castanea*, *Juglans*, *Pterocarya*), американо-восточноазиатской (*Tsuga*, *Carya*, *Liriodendron*, *Magnolia*) и восточноазиатской (*Keteleeria*).

К концу среднего акчагыла наметилась тенденция к континентализации и аридизации климата. Получили развитие безлесные ландшафты. Начало позднего акчагыла знаменуется усилением аридизации климата. Об этом свидетельствуют развитие дубово-сосновых редколесий и безлесных ландшафтов. На плакорных местообитаниях преобладали ксерофитные травы и полукустарнички. По склонам балок формировались байрачные леса и редколесья. В составе дендрофлоры присутствуют роды четырех географических групп: панголарктической, американо-евроазиатской, американо-средиземноморско-азиатской и американо-восточноазиатской. Позднеакчагыльское – раннеапшеронское время характеризуется дальнейшим усилением континентализации климата и возрастающей его аридизацией. Преобладали степные ландшафты.

Судя по составу СПК, в акчагыле ТСО преобладали формации широколиственных лесов и было несколько теплее, чем в районе КМВ, где доминировали хвойные леса с тсугой и широколиственными. Указанные различия объясняются влиянием вертикальной поясности, связанной с произрастанием лесов на различных высотах. О понижении лесного пояса на склонах Большого Кавказа свидетельствуют спорово-пыльцевые данные по Александрийской опорной скважине (Маслова, 1960; Гричук, 1989).

Результаты палинологических исследований подтверждают существование в акчагыле не только вертикальной ландшафтной поясности, но и вполне определенные закономерности в смене растительных зон с севера на юг. Если в бассейне палео-Волги и палео-Урала доминировала тайга (Кузнецова, 1966), то на юго-западе Северного Прикаспия преобладали степи. В низинах Терек-ка степи сменялись хвойными лесами с елью, сосной и вязом, а в предгорьях Большого Кавказа произрастали дубовые леса. Развитие растительности менее зависело от биологической эволюции растительности, чем от географического распределения (Найдина, 1988; 1990; Naidina, 1999; Naidina, Richards, 2016).

Анализ взаимосвязи изменений климата и растительности с трансгрессиями и регрессиями палео-Каспия показал, что смену растительного покрова определяли климатические осцилляции и колебания уровня моря. В акчагыле на территории современного Предкавказья смена лесных и степных ландшафтов происходила неоднократно – примерно через 0.3–0.8 млн лет. Установлено, что климатические флуктуации в акчагыле приводили к смене растительности лесов и степей не менее пяти раз.

Впервые по палинологическим данным для акчагыла выявлены два интенсивных похолодания, в том числе в начале квартера, и потеплений климата, включая кратковременное потепление около 3.2 млн лет назад, когда на Северном Кавказе развивались наиболее разнообразные по таксономическому составу широколиственные леса. На основе СПК это событие коррелируется с поздне-плиоценовым потеплением климата в Средиземноморье (Suc, 1984) и впервые регистрируется на Северном Кавказе.

В связи с внедрением и использованием климатостратиграфии в изучение отложений акчагыльского моря обозначилась проблема корреляции региональной стратиграфической схемы с Общей и Международной стратиграфическими шкалами квартера. Так, по средиземноморской стратиграфической шкале (Cita et al., 1999) основание пьяченцкого яруса приблизительно сопоставимо с подошвой акчагыла Предкавказья. Гелазский ярус начинается выше границы Гаусс/Матюяма в 2.589 млн лет, что совпадает с кульминацией похолодания около 2.6 млн лет, началом квартера и максимумом акчагыльской трансгрессии в Северо-Каспийском регионе.

Работа выполнена по теме Государственного задания № 0135-2015-0034 ГИН РАН.

Литература

Геология СССР. Т. IX. Ч. 1. Геологическое описание. Северный Кавказ. М. Недра, 1968. 760 с.

Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 182 с.

Кузнецова Т.А. О зональных различиях в спорово-пыльцевых спектрах акчагыльских отложений Поволжья // Доклады АН СССР. 1966. Т. 171. № 3. С. 683–685.

Маслова И.В. Результаты изучения спорово-пыльцевых спектров плиоценовых и четвертичных отложений по керну Александрийской опорной скважины (район г. Кизляр) // Тр. ВНИИГАЗ. Вып. 10 (18). М.: Гостехиздат, 1960. С. 285-292.

Найдина О.Д. Палинологическая характеристика акчагыльских отложений Терско-Сунженской нефтегазоносной области // Вестник Моск. ун-та. 1988. Сер. 4. Геология. № 4. С. 72-78.

Найдина О.Д. Реконструкция растительности и климата Предкавказья в акчагыле // Вестник Моск. ун-та. 1990. Сер. 4. Геология. № 3. С. 104–107.

Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: Изд-во МГУ, 2014. 272 с.

Трубихин В.М. Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. М.: Наука, 1987. 77 с.

Cita M.B., Rio D., Sprovieri R. The Pliocene Series: chronology of the type Mediterranean record and standard chronostratigraphy // The Pliocene: Time of Change / Eds. J.H. Wrenn, J.-P. Suc, S.A.G. Leroy. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. 1999. P. 49–63.

Naidina O.D. Climatostratigraphic interpretations of the upper Pliocene palynological data of the southeastern East-European plain // The Pliocene: Time of Change / Eds. J.H. Wrenn, J.-P. Suc, S.A.G. Leroy. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. 1999. P. 179–184.

Naidina O.D., Richards K. Pollen evidence for Late Pliocene – Early Pleistocene vegetation and climate change in the North Caucasus, North-Western Caspian Region // Quaternary International. 2016. V. 409. P. 50–60.

Suc J.-P. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation in Europe // Nature. 1984. V. 307. P. 429–432.

Yanina T.A. The Ponto-Caspian region: Environmental consequences of climate change during the Late Pleistocene // Quaternary International. 2014. V. 345. P. 88–99.

Кризис ледниковой теории и его влияние на палеогеографию позднего кайнозоя

Р.Б. Крапивнер

Гидрогеологическая и геоэкологическая компания ГИДЭК, Москва,
e-mail: krapivner@inbox.ru

В последние десятилетия получен огромный массив новых сведений по геологии, тектонике и позднекайнозойской эволюции географической среды высоких широт Атлантического и Тихого океанов. Присутствие в океанических осадках песчаных и грубообломочных фракций с позиций ледниковой теории интерпретируется как признак седиментации в условиях существования наземных ледников, достигавших бровки шельфа (айсберговый разнос терригенного материала). С учетом этого оледенения начинались 2.5–2.6 млн лет назад, а к северу от подводного Гренландско-Шотландского хребта – 6–7 млн лет назад, то есть продолжительность ледникового периода в 8–9 раз больше, чем считалось ранее по данным о четвертичных оледенениях континентов. К северу от упомянутого хребта в океанических разрезах за последние ~4 млн лет насчитывается более 26 ледниковых событий (Larsen et al., 1994; Thiede, Myhre, 1996), тогда как признаки межледниковий редки и занимают не более 10% времени (Боуэн, 1981). Между тем, в современных стратиграфических схемах четвертичной системы Европейской России насчитывается только 9 оледенений, и все они относятся к палеомагнитной эпохе Брюнес, причем основное геологическое время отведено на межледниковья. Таким образом, не только длительность ледникового периода, но также количество и продолжительность ледниковых эпох по результатам океанических исследований многократно превышают таковые по данным о геологии суши. Вразумительное объяснение этого феномена в рамках традиционной парадигмы вряд ли возможно. В этой связи вынужденное понижение нижней границы четвертичной системы отображает кризис ледниковой теории, который ее адепты, к сожалению, не осознают.

На это же указывает новая информация по геологии Арктических шельфов, наиболее изученным из которых является Баренцево-Карский. На всей его площади вплоть до максимальных глубин (>600 м) слабо консолидированные морские осадки залегают на диамиктоне, который на равнинах северных и умеренных широт считается тиллом материкового оледенения. Зафиксированы и сопровождающие его проявления так называемого ледникового морфо- и литогенеза, поэтому сохранение существующей парадигмы потребовало признания того, что вся площадь Баренцево-Карского шельфа покрывалась ледниками, двигавшимися по морскому дну. Одни исследователи считают шельфовый леднико-

вый щит частью гипотетического Арктического ледникового покрова, другие ограничивают его распространение бровкой шельфа, мористее которого происходил отел айсбергов. Вторая, наиболее распространенная точка зрения согласуется с данными океанических исследований, в соответствии с которыми в периоды оледенений адвекция атлантических вод в Северную Атлантику и Арктический океан не прекращалась (Theede, Myhre, 1996; Rasmussen et al., 2007), что, однако, дезавуирует существование граничных условий, необходимых для развития не только Арктического ледникового покрова в целом, но и ледникового щита на Баренцево-Карском шельфе (Hughes et al., 1977). Таким образом, площадное распространение диамиктона на этом шельфе является еще одним проявлением кризиса ледниковой теории, к тому же, вынудившего ее сторонников отказаться от вошедшего в учебники постулата, в соответствии с которым центрами растекания ледниковых покровов прошлого служили возвышенности региона: Скандинавский п-ов, архипелаги Новая Земля, Земля Франца-Иосифа, Шпицберген. Установлено также, что поверхностный горизонт слабоконсолидированных осадков на шельфе отделен от диамиктона диахронной границей стратиграфического несогласия (Крапивнер, 2018).

Принципиальное значение имеет присутствие в составе покрова морских осадков Баренцевского шельфа диамиктоновых илов, идентичных по гранулометрическому составу консолидированному диамиктону. Ниже уровня волновой базы эти осадки покрывают подводные возвышенности, а выше нее встречаются на участках воздействия на дно слабого волнового поля, прекращающегося в периоды сезонного замерзания акватории. Диамиктоновые илы первого типа во впадинах донного рельефа фациально замещаются глинистыми и алевроито-глинистыми илами, второго – сменяются по латерали крупными алевролитами. Установлена отчетливая зависимость плотности четвертичных отложений (ρ) от степени их консолидации, которая оценивается показателем консистенции (I_L). Она выражается уравнениями парной регрессии: диамиктоновый ил-диамиктон и сортированный глинистый ил-глина (алевритистая глина), имеющих вид, соответственно: $\rho_d = 2.105 - 0.29 \times I_L \pm 0.13$ и $\rho_r = 1.99 - 0.22 \times I_L \pm 0.19$. Из этих уравнений следует, что в процессе обычной гравитационной консолидации диамиктоновые илы становятся диамиктоном так же, как глинистые илы глиной. Они также показывают, что при $I_L < 1.6$ диамиктоновые илы плотнее глинистых, причем эта разница растет по мере обезвоживания первичного осадка (уменьшения I_L). Следовательно, повышенная плотность диамиктона и диамиктонового ила, морской генезис которого очевиден, имеет общую причину: плохую гранулометрическую сортировку, способствующую компактной упаковке осадочных частиц, и нет никаких оснований объяснять это свойство диамиктона влиянием ледниковой нагрузки. Наконец, диамиктон практически повсеместно содержит танатоценозы фораминифер, внутри которых явно переотложенная составляющая (вымершие до плиоцена виды) в целом незначительна (в среднем 14%). Важно, что на основной площади шельфа диамиктон подстилается докайнозойскими породами, морские (в традицион-

ном понимании) слои, из которых могла бы переотлагаться плиоцен-четвертичная фауна, отсутствуют (Крапивнер, 2009). В этой связи, с учетом географической зональности процесса морской седиментации, практически непрерывное под поверхностным покровом морских осадков распространение диамиктона служит одним из признаков его морского происхождения. Ранее подобный вывод был обоснован для диамиктонов Тимано-Печорской плиты (Krapivner, 1975).

Умозрительные представления о различных проявлениях ледникового морфо- и литогенеза базируются на ошибочном понимании физических свойств и механизма движения глетчерного льда. Считается, что основную работу по деформации пород ложа, образованию «отторженцев», грядовых форм рельефа и т.п. ледник выполняет в краевой зоне. Вместе с тем, энергетическим источником его движения является вес (ρgh), причем потенциальная гравитационная энергия не передается по латерали, а затрачивается на деформацию гравитационного расползания глетчера. По этой причине способность ледника выполнять механическую работу на своей окраине весьма незначительна, так как определяется его мощностью в указанной зоне, а отнюдь не разницей между ней и мощностью льда на ледоразделе. Продольное базальное напряжение (τ_b) в ледниках вызвано сопротивлением пород ложа их движению. В горных ледниках оно сбалансировано составляющей силы веса, параллельной наклону их подошвы: $\tau_b = \rho gh \times \sin \alpha$ (1), где α – угол наклона ложа и поверхности ледника. Подобное квазистационарное равновесие характерно и для крупных ледниковых щитов, для которых, следовательно, уравнение (1) также справедливо. Отличие заключается лишь в том, что в равнинных условиях угол α не задан природой, а создается ледником в процессе его расползания (Nye, 1952). На контакте с проксимальной стороной выступов ложа в леднике может возникать напряжение (τ), превышающее τ_b . Зависимость между ним и скоростью деформации ($\dot{\epsilon}$) льда имеет вид: $\dot{\epsilon} = B \times \tau^n$ (2), где B – параметр, обратный коэффициенту вязкости, а n изменяется от 1 до 4.5 при среднем значении 3. В соответствии с (2) увеличение τ вдвое вызывает возрастание $\dot{\epsilon}$ в 8 раз. В результате, τ не может существенно превысить величины верхнего предела установившейся ползучести глетчерного льда (0.1–0.2 МПа), которая меньше длительной прочности даже нелитифицированных отложений ледникового ложа. Таким образом, не может быть и речи о том, что ледники за счет мифического (см. выше) латерального напора деформировали и срывали выступы пород ложа с образованием гляциотектонических дислокаций и отторженцев. На современном уровне геологической науки продукты постулируемого морфолитогенеза интерпретируются как вторичные приповерхностные структуры (складки, разрывы, аллохтоны) и образованные ими формы рельефа, представляющие собой проявления неотектонической активности консолидированной земной коры (Крапивнер, 1986).

Графический анализ 28 датированных по ^{14}C (чаще всего на нескольких уровнях) полных разрезов так называемой гляциоэвстатической трансгрессии

моря позволил оценить время ее начала и среднюю скорость развития в разных пунктах Баренцево-Карского шельфа. Оказалось, что нынешняя изобата дна (H_s) в сумме с мощностью сублиторальных (m_{slt}) осадков последней трансгрессии является функцией средней скорости относительного подъема уровня моря (v , см/год): $v = 0.0133 \times x^{0.926}$ (3), где $x = H_s + m_{slt}$ (м). Из уравнения (3) следует, что последняя общая трансгрессия моря на Баренцево-Карском шельфе отображает дифференцированные движения земной коры, а не эвстатический подъем уровня моря, так как развивалась с разной скоростью на разных участках, а ее амплитуда превышает допускаемую ледниковой теорией в несколько раз. Наложение вычисленных по литературным данным средних скоростей последнего «гляциоэвстатического подъема уровня моря» в акваториях разных широт на кривую, описываемую уравнением (3) свидетельствует об универсальности выявленной закономерности по крайней мере для эпиконтинентальных морей.

В свете изложенного в книге Р.Б. Крапивнера (2018), характерной чертой отрезка геологической истории Земли, начавшегося, вероятно, в позднем миоцене, является не многократное возникновение и распад ледниковых щитов, а неотектоническая активизация на фоне общих вертикальных движений земной коры. Планетарный характер позднечетвертичной трансгрессии моря позволяет предполагать, что и предыдущие трансгрессии и регрессии в течение неотектонической эпохи были планетарными. Признаками первых на суше служат поднятые береговые линии, отложения морских террас и ярусов аккумулятивного рельефа низменных равнин, обрамляющих эпиконтинентальные моря, в пределах которых на существование в недавнем геологическом прошлом субаэральных условий указывают региональные седиментационные перерывы и ископаемые речные долины. Эта цикличность осадконакопления должна учитываться при стратиграфических корреляциях разрезов позднечетвертичных отложений разных регионов независимо от их широты, чему в настоящее время препятствуют ошибочные представления, базирующиеся на догмах ледниковой теории.

Литература

- Боуэн Д. Четвертичная геология. М.: Мир. 1981. 272 с.
- Крапивнер Р.Б. Бескорневые неотектонические структуры. М.: Недра. 1986. 204 с.
- Крапивнер Р.Б. Происхождение диамиктонов Баренцевоморского шельфа // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 2. С. 133–148.
- Крапивнер Р.Б. Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. М.: ГЕОС, 2018. 319 с.
- Hughes T., Denton G.H., Grosswald M.G. Was there a late-Würm Arctic ice sheet? // Nature. 1977. V. 266. P. 596–602.

Krapivner R.B. Morine-like loams of the Pechora lowland – sediments of long-frozen seas // *International Geology Review*. 1975. V. 17. № 3. P. 311–318.

Larsen H.C., Saunders A.D., Clift P.D. et al. Seven million years of glaciation in Greenland // *Science*. 1994. V. 264. P. 952–955.

Nye J.F. A method of calculating the thicknesses of the ice-sheets // *Nature*. 1952. V. 169. P. 529–530.

Rasmussen T.L., Thomsen E., Sludovska M.A. et al. Paleooceanographic evolution of the SW Swalbard margin (76°N) since 20,000 ¹⁴C yr BP // *Quaternary Research*. 2007. V. 67. P. 100–114.

Thiede J., Myhre A.M. Introduction to the North Atlantic-Arctic gateways: plate tectonic-paleoceanographic history and significance // *Proc. ODP, Sci. Results*. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1996. V. 151. P. 3–19.

Сравнительный анализ принципов построения и детализации Международной и Общей стратиграфических шкал четвертичной системы

Л.Р. Семенова, В.К. Шкатова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург,
e-mail: ljudmilasemenova@mail.ru

Специфика квартера определяется широким развитием оледенений в средних и северных широтах. Уровень нижней границы квартера утвержден в Общей стратиграфической шкале (ОСШ), вслед за Международной стратиграфической шкалой (МСШ), в 2011 г. – 2.588 млн лет, что соответствует первому крупному глобальному оледенению и смене палеомагнитных эпох Гаусс/Матюяма.

Принципы построения МСШ и ОСШ близки при определении высоких рангов подразделений, но детализации шкал существенно отличается.

Система – Квартер. Принципы определения нижней границы дискутировались многие годы, в настоящее время она для обеих шкал (МСШ и ОСШ) одина – 2.6 млн лет. Квартер – время широкого развития оледенений в средних и северных широтах, нижняя граница его определяется по первому крупному глобальному оледенению, началу отчетливых ледниковых-межледниковых циклов и смене палеомагнитных эпох Гаусс/Матюяма. Эта граница фиксируется в морских и континентальных отложениях. Кроме того, период времени, равный 2.6 млн лет, отвечает эпохе существования рода *Ното*.

Система (квартер) и в ОСШ, и в МСШ разделена на *голоцен* и *плейстоцен*. Но в МСШ – это отделы, в ОСШ – надразделы.

Голоцен. В ОСШ надраздел *голоцен* выделен как время последнего межледниковья, с общей тенденцией к потеплению, и время доминирования *Ното sapiens*; голоцен не имеет подчиненных таксонов. В МСШ – *голоцен* это отдел; предлагаемые подотделы – нижний, средний, верхний. Предлагаемые границы – 8200 лет назад (далее – л.н.) и 4200 л.н.

Граница между плейстоценом и голоценом – уровень 1492.45 м в колонке ледяного керна NorthGRIP в Гренландии. Эта граница соответствует резкому изменению в содержании тяжелого изотопа водорода, соответствующего началу потепления климата, последовавшего за холодной фазой позднего дриаса. Возраст границы – 11700 календарных лет (считая от 2000 г.), с максимальной ошибкой 99 лет.

Плейстоцен. В ОСШ подраздел *плейстоцен* включает два раздела – *эоплейстоцен* и *неоплейстоцен* и, на сегодняшний день, – гелазий (ярус), с неопределенным рангом. Ранг подчиненных плейстоцену подразделений – разделов – наиболее отчетливо определяют два фактора – смена полярности и характер климатических изменений. По Стратиграфическому кодексу России (2006) раздел соответствует длительному этапу климата и охватывает несколько крупных климатических ритмов. То есть, в ОСШ уже в этом ранге подчеркнут климатический принцип выделения разделов.

Граница двух разделов примерно соответствует средней точке Среднеплейстоценовой климатической революции, – когда изменилась продолжительность палеоклиматического цикла – от ~41 тыс. лет, прямо отражавшая периодичность наклона земной оси к плоскости эклиптики, до ~100 тыс. лет, связанная с изменениями эксцентриситета земной орбиты. Первый цикл – симметричный, низкоамплитудный, второй – пилообразный, высокоамплитудный.

В МСШ отдел *плейстоцен* включает три подотдела (subseries) – нижний, средний, верхний. Нижний плейстоцен соответствует ярусам гелазию и калабрию. Граница между нижним и средним подотделами примерно соответствует границе Брюнес/Матуюа, 773 тыс. л.н., совпадает с серединой стадии МИС 19. Эта граница широко используется, но требует уточнения. Граница между средним и верхним плейстоценом – приблизительно соответствует переходу от МИС 6 к МИС 5 (примерно 130 тыс. л.н.). Подотделы *плейстоцена* – хроностратиграфические подразделения.

Ярусы. В ОСШ по Стратиграфическому кодексу ярусы для четвертичной системы не должны применяться.

В МСШ в нижнем плейстоцене выделены два яруса – гелазий и калабрий. Ярусы, согласно Международному стратиграфическому справочнику (2002), – наименьшее из хроностратиграфических подразделений.

Звенья. В МСШ звенья отсутствуют. В ОСШ для эоплейстоцена выделены два звена, для плейстоцена – три. Согласно Стратиграфическому кодексу России (2006), Звено используется для отложений четвертичной (возможно, неогеновой) системы. Объединяет несколько климатических ритмов, имеет био-стратиграфическую и климатостратиграфическую характеристики. Нижняя граница каждого из них фиксирует начало значительных потеплений (климатических оптимумов). То есть, звенья – это климатостратиграфические подразделения.

Два звена эоплейстоцена по объему вполне соответствуют звеньям неоплейстоцена, причем верхнее звено так же начинается с потепления, граница нижнего звена климатически проявлена слабо. Необходимо отметить, что имеются все основания выделить в этом интервале три звена. В интервале 2.5–1.8 млн лет, соответствующем гелазию, в дальнейшем, судя по характеру климатических изменений, можно ожидать выделение четырех звеньев.

Таким образом, при расчленении плейстоцена стратиграфические границы подразделений увязаны, но номенклатура подразделений ОСШ и МСШ увяза-

на не полностью. Кроме того, в ОСШ для интервала 0.78–1.8 млн лет расчленение квартера детальнее.

Ступени. В МСШ ступени отсутствуют. В ОСШ в составе звеньев неоплейстоцена выделены ступени. Ступень отвечает климатолиту, потеплению, похолоданию; выделяется на основе преимущественно климатостратиграфических критериев. Нижнее звено включает 8 ступеней, приблизительно соответствующих MIS 19-12. Среднее звено включает 6 ступеней, приблизительно соответствующих MIS 11-6. Верхнее звено ОСШ включает 4 ступени, приблизительно соответствующих МИС 5-2.

Таким образом, для квартера в ОСШ при построении общей шкалы в целом приоритет отдается климатическим изменениям, особенно при выделении звеньев и ступеней.

В МСШ намечена детализация голоцена. По нашему мнению, ОСШ в настоящее время не может быть настолько детализирована. Дело в том, что, по сути, голоцен является началом верхнего (четвертого) звена неоплейстоцена. То есть, часть будущего звена, а звено – подразделение климатостратиграфическое. В МСШ же предлагается рассматривать его как подразделение хроностратиграфическое – судя по критериям выделения границ.

В квартере, в составе плейстоцена, отчетливо выделяются две подчиненные плейстоцену единицы стратиграфической шкалы, граница между которыми

Таблица

**Предложения по внесению изменений
в структуру ОСШ**

Система	Отдел	млн лет	Подотдел	Ярус	Звено	Ступень
Четвертичная (Квартер) 2.588	Голоценовый (Н)	0.0117				
	Плейстоценовый (Р)	0.126	Верхний РІІІ		?	РІІІ ₁ , РІІІ ₂ , РІІІ ₃ , РІІІ ₄
		0.427	Средний РІІ		Верхнее РІІ-ІІ	РІІ-ІІ ₁ , РІІ-ІІ ₂ , РІІ-ІІ ₃ , РІІ-ІІ ₄ , РІІ-ІІ ₅ , РІІ-ІІ ₆
		0.781			Нижнее РІІ-І	РІІ-І ₁ , РІІ-І ₂ , РІІ-І ₃ , РІІ-І ₄ , РІІ-І ₅ , РІІ-І ₆ , РІІ-І ₇ , РІІ-І ₈
		1.806	Нижний РІ	Калабрий- ский РІс	Верхнее РІсІІ	
					Нижнее РІсІ	
		2.588		Гелазский РІg		

соответствует смене полярности и резкому различию в характере климатических изменений. Интервал 2.5–0.78 млн лет – гелазий и эоплейстоцен – закономерно развивающийся крупный климатический цикл с тенденцией к похолоданию. Граница гелазия и калабрия – 1.8 млн лет – едва намечена по мало-значительному похолоданию (в период потепления) и завершению эпизода Олдувей.

Интервал 0.78–0.012 млн лет – неоплейстоцен – характеризуется совершенно новыми климатическими условиями: в целом – резкое похолодание, оледенения сменяются климатическими оптимумами, прослеживается четкая ритмичность и контрастность климатических условий. Тем не менее, изначально последний крупный климатический цикл в обеих шкалах выделялся в самостоятельное подразделение. В ОСШ – верхнее звено неоплейстоцена, в МСШ – верхний плейстоцен.

Предлагается в дальнейшем, в целях соответствия подразделений квартера ОСШ циклам развития климата и их иерархии, а также сближения с МСШ (без нарушения основных принципов таксономического ранга подразделений четвертичной системы в ОСШ России), внести изменения в ОСШ, как показано в таблице. В Таблице предложены индексы, максимально приближенные к используемым в современной картографии.

Литература

Международный стратиграфический справочник. Сокращенная версия / Ред. М.А. Мерфи, А. Сальвадор. М.: ГЕОС, 2002. 38 с.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, Межведомственный стратиграфический комитет, 2006. 95 с.

Совершенствование «Стратиграфической схемы квартера территории России» с целью повышения геологической обоснованности и качества Госгеолкарт 1000/3 и 200/2

В.К. Шкатова, Е.Л. Грундан

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург,
e-mail: Valentina_Shkatova@vsegei.ru; Ekaterina_Grundan@vsegei.ru

«Стратиграфическая схема квартера территории России» (СК, 2006) была составлена для КЧО-2500 в 2010 г. В течение последующих лет (в режиме мониторинга) дополнялась новыми стратиграфическими материалами по МСШ, по ОСШ России и по региональным схемам квартера территории России. Детальность и достоверность стратиграфической основы, заложенные в Стратиграфических схемах, утвержденных МСК России и РМСК, а также составленные на этой основе Серийные легенды (СЛ) для комплектов Госгеолкарт-1000/3 и 200/2, по которым актуализируется КЧО-2500, определяют качество геологической карты четвертичных образований, которая является конечным продуктом всех стратиграфических работ. «Стратиграфическая схема квартера территории России»-2018 состоит из трех Международных шкал – стратиграфической с пониженной границей до 2.6 млн лет (2016 г.), палеомагнитной и из шкалы морских изотопных стадий (2016 г.) и из двух Российских шкал – Общей стратиграфической шкалы квартера России с 18-ю ступенями, сопоставленными со шкалой изотопных стадий (МСК, 2007 г.), с пониженной границей до 2.6 млн лет (МСК, 2011 г.) и из Общей Магнитостратиграфической шкалы полярности квартера России (МСК, 2015 г.). Правее Международных и Российских шкал показана обновленная «Корреляция региональных стратиграфических схем», состоящая из 18 колонок с региональными стратиграфическими схемами. «Корреляция региональных стратиграфических схем» составляет основу «Стратиграфической схемы квартера территории России».

Настоящая статья посвящена наиболее существенному изменению в схемах квартера и неогена, связанному с понижением границы квартера до уровня 2.6 млн лет по инверсии Гаусс-Матуяма, в результате чего неогеновые, верхнеплиоценовые образования гелазского яруса в объеме 2.6–1.8 млн лет, из неогена переведены в квартал. Тем самым изменению подверглась не только нижняя граница квартера, но и верхняя граница неогена. В связи с этим при составлении листов Госгеолкарт-1000/3 и 200/2 некоторые региональные (также как и местные) подразделения, ранее относившиеся к верхнему плиоцену неогеновой системы в данном временном диапазоне (N_2^2 , а с 1998 г. – N_2^3), требуют суще-

ственных изменений в индексации на Картах четвертичных образований. Соответственно изменяется индексация верхнего плиоцена неогеновой системы (N_2^2) на геологических картах.

В связи с этим, как Общие стратиграфические шкалы, так и местные схемы квартера и неогена в объеме 3.6–1.8 млн лет требуют значительного совершенствования, что должно быть отражено в серийных легендах. Однако практически все СЛ составлены, а позже актуализированы в начале XXI века (до 2010 г.). Материалы, появившиеся после этого времени, включая и новые схемы по квартеру и неогену, в СЛ не находят отражения. В целях повышения геологической обоснованности и качества геологических карт четвертичных (до-четвертичных) образований комплектов Госгеолкарт-1000/3 и 200/2 составлена схема «Корреляции региональных горизонтов квартера в объеме 2.6–1.8 млн лет и неогена – 3.6–2.6 млн лет на территории России», соотнесенная с обновленными Российскими и Международными стратиграфическими шкалами. Корреляционная таблица состоит из 13 колонок с региональными стратиграфическими схемами в этом временном диапазоне (Рисунок).

Центр Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Во временном диапазоне 2.6–1.8 млн лет, соответствующем на то время гелазскому ярусу верхнего плиоцена (неоген), выделялись два региональных горизонта – верхнедонской и хапровский по Региональной стратиграфической схеме, принятой для этого региона на совместном заседании Комиссий МСК по неогеновой и четвертичной системам (Постановления МСК..., 2010). В 2014 г. в этом же объеме, но уже в квртере, вместо выделенных ранее двух горизонтов (донского и хапровского) были приняты в качестве рабочего варианта четыре горизонта с новыми названиями: сторожевский, кривский, ливенцовский и терешковский (Бюллетень РМСК..., 2015). В представленной Схеме ранее выделявшиеся в этом интервале верхнедонской и хапровский горизонты введены в качестве надгоризонтов для сохранения преемственности схем (Рисунок).

Каспийский регион. В «Региональной схеме квартера Каспийского региона» (СК РМСК, 2014 г., Постановления МСК..., 2016), новая граница неогеновой и четвертичной систем проходит по инверсии Гаусс-Матуяма внутри морских образований среднеакчагыльского горизонта. Она совпадает с концом климатического оптимума позднеурдинского времени в позднем плиоцене и началом похолодания в квартере в раннеузенское время. На Схеме корреляции в квартере, в объеме гелазия, выделены – узенский подгоризонт среднеакчагыльского горизонта (верхняя его часть) и верхнеакчагыльский горизонт; к верхнему плиоцену неогена в объеме пъяченция отнесены среднеакчагыльский горизонт (нижняя его часть) и нижнеакчагыльский горизонт и весь этот временной объем 3.6–1.8 млн лет объединен в акчагыльский надгоризонт.

Предуралье. Согласно «Региональной стратиграфической схеме неогеновых и нижнечетвертичных отложений юго-востока ВЕП и Южного Предуралья» (Постановления МСК..., 2018) на Схеме в квартере в объеме гелазия выделяются зилим-васильевский, аккумуляевский и воеводский горизонты. В верх-

нем плиоцене в пьяченции выделены два горизонта – карламанский и кумурлинский, объединенные в кинельский надгоризонт. Граница неогена – квартера проходит в подошве зилим-васильевского горизонта, отложения которого охарактеризованы хапровским фаунистическим комплексом, и отвечает началу формирования эпохи Матуяма (Яхимович и др., 1984).

Урал. В объеме гелазского яруса выделяется аккумуляевский горизонт. Согласно Уральской стратиграфической схеме (1997) аккумуляевский горизонт относился к пьяченцкому ярусу (схема разработана до включения гелазского яруса в состав плиоцена). Континентальные отложения аккумуляевского горизонта, развитые в пределах Уральского региона, изучены недостаточно, но палеомагнитные и фаунистические данные (хапровский комплекс), позволяют отнести его к квартеру в объеме гелазского яруса, как изображено на новой Схеме.

Западная Сибирь. В Западной Сибири объему гелазия в неогеновой схеме соответствует верхняя часть кулундинского горизонта (Унифицированная..., 2001). Прежняя граница неогеновой и четвертичной систем проходила в подошве кочковского горизонта (зоплейстоцен). Новая граница неоген – квартера теперь проходит внутри кулундинского горизонта. Отложения свит, толщ и слоев в составе верхней части кулундинского горизонта охарактеризованы комплексами остракод, териофауной, палинокомплексами и палеокарпологией. Фауна млекопитающих этого интервала представлена подуск-лебяженским комплексом, а граница пьяченцкого (верхний плиоцен, неоген) и гелазского (квартер) ярусов соответствует смене комплексов кызыл-айгирского подпуск-лебяженским. В новой Схеме кулундинский горизонт переведен в надгоризонт с двумя горизонтами: нижнекулундинским, соответствующим пьяченцию плиоцена (неоген), и верхнекулундинским – гелазию (квартер).

Алтае-Саянская область. В Алтае-Саянской стратиграфической схеме, составленной еще в 1980-е годы, региональные подразделения не выделялись (Решения..., 1981). В Алтае-Саянской СЛ ГГК-1000/3 (2009 г.) приведены го-



Рисунок. Корреляция региональных горизонтов квартера в объеме 2.6–1.8 млн лет

ризонты неогена для Горного Алтая. В плиоцене выделен бекенский горизонт, нижняя часть которого соответствовала пьяченцию, верхняя – гелазию. На Схеме новая неоген-четвертичная граница проходит внутри бекенского надгоризонта, который разделен на два горизонта – нижебекенский, соотносённый с эпохой Гаусс, верхний плиоцен, и вышебекенский – квартал, в объеме гелазия.

Восточная Сибирь. На востоке Сибирской платформы отложения, соответствующие гелазию, практически отсутствуют. Только в некоторых районах этому интервалу отвечает дыгдальская свита (Региональная..., 2005), которая несогласно залегает на миоценовых отложениях. Пьяченцскому ярусу неогена соответствуют отложения табакчинского горизонта. По палеомагнитным данным время формирования одноименной свиты определяется концом эпохи Гаусс (Региональная..., 2005). По-видимому, граница между неогеновой и четвертичной системами будет соответствовать кровле табакчинского горизонта (на Схеме регион не представлен).

Восточное Забайкалье. В Региональной стратиграфической схеме Восточного Забайкалья (Решения 4-го..., 1994) в неогене выделяется только один горизонт – цасучейский, нижняя граница которого проводилась условно. По палеомагнитным, палинологическим и фаунистическим данным цасучейскую свиту относят к верхней части гелазского яруса-эоплейстоцену (Ворошилов, Карасев, 2001). В серийных легендах ГГК-200 в Даурской и Олекминской помимо цасучейского в плиоцене выделяются икаральский и торейский горизонты. Торейский горизонт относят к пьяченцскому ярусу – нижней части гелазского яруса. Критерии для проведения новой границы неогена – квартала не выявлены. На Схеме новая граница проведена условно между торейским горизонтом верхнего плиоцена (неоген) и цасучейским горизонтом в объеме гелазия (квартал).

Дальний Восток (ДВ) (Приамурье, Приморье). На этой территории действует Региональная стратиграфическая схема неогеновых отложений юга материковой части Дальнего Востока, утвержденная МСК в качестве рабочей (?)

Корреляция региональных стратиграфических схем регионов России

Каспийский			Предуралье		Урал	Западная Сибирь	Алтай-Саянская область	В. Забайкалье	ДВ	Северо-Восток	Корякское Нагорье	Камчатка		Сахалин	
Надгоризонт			Надгоризонт		Горизонт	Надгоризонт	Надгоризонт	Горизонт	Горизонт	Горизонт	Горизонт	Восточная	Западная	Надгоризонт	
Горизонт			Горизонт		Горизонт	Горизонт	Горизонт	Горизонт	Горизонт	Горизонт	Горизонт	Горизонт	Горизонт	Горизонт	
Ачинский	Верхнеакчагыльский.		Ожно-Юрский	Воеводский	Аккулаевский	Кулундинский	Верхнекулундинский	Верхнебекенский	Цасучейский	Аннинский	Кутуйхский	Тусутуваямский	Ольховский	Энемтенский	
	Среднеакчагыльский	Аккулаевский		Бекенский											
		Зилим-Васильевск													Нижнебекенский
		Кумурлинский													
Нижнеакчагыльский		Карламанский	Кустанайский	Торейский		Шуфайский	Усть-лимим-тэнский	Щапинский	Энемтенский	Поморский					
														Нижнепоморский	

и неогена – 3.6–2.6 млн лет на территории России

(Решения 4-го..., 1994) с устаревшей стратиграфической основой, с границей неоген-четвертичной систем на уровне 1.8 млн лет и с двучленным делением плиоцена (до включения гелазского яруса в состав неогеновой системы). Новая граница неогеновой и четвертичной систем по этой схеме должна была бы проходить внутри суйфунского горизонта.

Позже по полученным калий-аргоновым датировкам суйфунская свиты была перенесена в эоплейстоцен квартера (Лихачева и др., 2009). Затем в результате комплексного геологического, палеомагнитного и палеоботанического изучения эоплейстоценовый возраст суйфунской свиты был подтвержден (Павлюткин, Петренко, 2010). Вместо суйфунского горизонта в плиоцене были выделены два других горизонта: шуфанский, соответствующий занклскому и пьяченцскому ярусам плиоцена, и анненский – гелазскому ярусу плиоцена, формирование последнего по данным авторов приурочено к началу палеомагнитной эпохи Матуяма. Поэтому в предлагаемой Схеме новая граница неогена – квартера проведена между шуфанским (неоген) и анненским (квартер) горизонтами.

Северо-Восток России. Для континентальных отложений неогена Северо-Востока России от Новосибирских островов до Чукотки разработана Региональная схема Северо-Востока (Гриненко и др., 1998). Согласно этой схеме, новая граница неогеновой и четвертичной систем должна проходить внутри кутуяхского горизонта, нижняя часть которого соответствует пьяченцскому ярусу, а верхняя – гелазскому. Палеомагнитные данные (Минюк, 2004) не позволяют однозначно решить вопрос об отнесении кутуяхского горизонта к гелазу. Прямо намагниченная нижняя часть одноименной свиты мощностью в 1.6 м может быть и событием в низах обратно намагниченной ортозоны Матуяма и концом прямо намагниченной ортозоны Гаусс. Но отложения кутуяхской свиты включают фауну мелких млекопитающих, которая сопоставляется с подпуск-лебяжинским комплексом юга Западной Сибири и хапровским комплексом Восточной Европы, соответствующей в целом гелазу. В Схеме кутуяхский горизонт показан в квартере, в объеме гелазия, со знаком вопроса на границе неогена и квартера.

Корякское Нагорье, Камчатка, Сахалин (Восток и Северо-Восток России). Региональные стратиграфические схемы неогена регионов были утверждены МСК в 1994 г. (Гладенков и др., 1998) с границей неоген-квартера на уровне 1.8 млн лет, с двумя подотделами плиоцена. Новая граница неоген-квартера на уровне 2.6 млн лет маркируется по диатомеям (нижняя граница зоны *Neodenticula koizumii*) более четко, чем прежняя, и с нею связано похолодание и понижение температур поверхностных вод (Гладенков, 2011). **На Корякском Нагорье и Камчатке** новая неоген-четвертичная граница располагается вблизи подошвы тусатуваямского и ольховского горизонтов с комплексами диатомей, сопоставляемых с зоной *Neodenticula koizumii* (Гладенков, 2011). На Западной Камчатке отложения в объеме гелазия отсутствуют. **На Сахалине** неоген-четвертичная граница ранее соответствовала кровле помырского го-

ризонта, теперь она проходит внутри него. Горизонт включает помырскую свиту, верхи маруямской и нutowской свит с ископаемыми диатомеями (Гладенков, 2011). В Схеме помырский горизонт переведен в надгоризонт с двумя подгоризонтами: нижнепомырский (неоген, пьаченций) и верхнепомырский (квартер, гелазий).

Литература

Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. Вып. 6. М., 2015. 128 с.

Ворошилов К.Ф., Карасев В.В. Характерные особенности развития растительности Восточного Забайкалья в палеоценовое время // Четвертичные отложения юга Дальнего Востока и сопредельных территорий. Хабаровск, 2001. 115 с.

Гладенков А.Ю. Новое положение неоген-четвертичной границы в Международной стратиграфической шкале и ее отражение в схемах кайнозоя дальневосточных районов России (по диатомеям) // Материалы Всероссийского научного совещания «Современные проблемы стратиграфии неогена и квартера России (2011 г.)». М.: ГЕОС. 2011. С. 37–41.

Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Боровцев А.К. и др. Решения Рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.

Гриненко О.В., Сергеенко А.И., Белолюбский И.Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Часть 1. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1998. 22 с.

Лихачева О.Ю., Пушкарь В.С., Черепанова М.В., Павлюткин Б.И. Зональная диатомовая шкала и основные геобиологические события неогена Приморья // Вестник ДВО РАН. 2009. № 4. С. 64–72.

Минюк П.С. Магнитостратиграфия кайнозоя Северо-Востока России. Магадан, 2004. 182 с.

Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2010. 164 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 39. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2010. 84 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 41. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2012. 86 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 44. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2016. С. 32.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 45. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2018. 48 с.

Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Востока Сибирской платформы и Объяснительная записка к ней. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН. 2005. 22 с.

Решения 4-ого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Хабаровск: ХГГП, 1994. 123 с.

Стратиграфические схемы Урала (мезозой, кайнозой) и объяснительная записка к ним. Екатеринбург, 1997. 139 с. 31 л.

Унифицированная Региональная Стратиграфическая схема неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России и объяснительная записка к ней. М: ПИН РАН, 2004. 83 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема неогеновых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. СНИИГТИМС, ИГНИГ СО РАН, Новосибирск, 2001. 83с.

Яхимович В.Л., Блудорова Е.А., Жидовинов Н.Я. и др. Геохронологическая корреляция геологических событий плиоцена и плейстоцена Волго-Уральской области. Уфа: БФАН СССР, 1984. Препринт. 25 с.

База данных по наземным опорным разрезам квартера Европы

*Г.А. Данукалова^{1, 2}, А.В. Бородин³, Н.Е. Зарецкая⁴,
А.С. Застрожнов⁵, В.В. Колька⁶, О.П. Корсакова⁶,
П.А. Косинцев³, Е.А. Маркова³, Д.В. Пономарев⁷,
Т.В. Струкова³, В.В. Титов⁸*

¹Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа,
e-mail: danukalova@ufaras.ru

²Казанский Федеральный университет, Казань

³Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург

⁴Геологический институт РАН, Москва

⁵Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург

⁶Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

⁷Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

⁸Отдел океанологии и географии ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону

Начиная с 2016 г. группой по изучению четвертичной стратиграфии Европы (SEQS) комиссии по стратиграфии и хронологии (SACCOM) Международного союза по изучению четвертичной системы (INQUA) осуществляется проект DATESTRA (a Database of Terrestrial European Stratigraphy) (<http://datestra-seqs.strikingly.com/>).

Основная цель проекта – создание интерактивной географической базы данных наземных опорных разрезов четвертичной системы и границ стратиграфических подразделений (нижний, средний, верхний плейстоцен, голоцен) для Европы и соседних с ней территорий.

Эта база позволит специалистам в области четвертичной геологии свободно получать основную информацию о ключевых разрезах, а также участвовать в обновлении и дополнении информации. В рамках проекта на ежегодных конференциях INQUA-SEQS обсуждаются материалы по разрезам четвертичных отложений различных территорий с целью уточнения основных стратиграфических границ квартера и корреляции литостратиграфических подразделений, используемых в разных странах.

Для создания базы данных разработана единая геологическая (стратиграфическая) терминология.

Отправными пунктами при создании базы данных являются удобство пользования и простота составления. База данных должна служить конечному пользователю в качестве отправной точки для дальнейшего поиска информации, например, о методе датирования или биостратиграфических данных и т.д.

Каждый опорный разрез будет охарактеризован по нескольким параметрам (и связанных с ними дополнительным данным); каждый параметр имеет ограниченное количество значений, чтобы сделать базу данных как можно более простой.

Параметры собраны по четырем основным группам: 1) Информация о регистрации опорного разреза; 2) Стратиграфия опорного разреза; 3) Корреляции стратиграфических подразделений; 4) Документы, связанные с опорным разрезом. Пояснения по каждому пункту приведены ниже:

1) Информация о регистрации опорного разреза в базе данных включает название разреза, страну, регион, географические координаты, имена и организации составителей, дату, когда разрез был добавлен в Базу данных; тип разреза; состояние сохранности разреза.

2) Информация о стратиграфии опорного разреза включает данные о хроностратиграфических интервалах, геохронологическом методе датирования, условиях осадконакопления, наличии несогласий, палеонтологических данных, морфостратиграфии, литостратиграфии, педостратиграфии и магнитостратиграфии.

3) Информация о корреляции стратиграфических подразделений с климатостратиграфической шкалой и морскими изотопными стадиями (MIS).

4) Документы включают статьи, фотографии, таблицы и т.д.

Для территории России база данных по опорным и стратотипическим разрезам квартала разработана отделом четвертичной геологии ВСЕГЕИ. Для включения в базу данных выбраны лучшие в структурно-формационной зоне опорные и стратотипические разрезы с достаточной обнаженностью для прослеживания последовательности охватываемых ими стратиграфических подразделений. База включает сведения о местонахождении, категории стратотипического разреза, геохронометрических и палеонтологических данных, климатостратиграфических характеристиках, литературном источнике, содержащем его описание. В необходимых случаях сделана оценка обоснованности и репрезентативности того или иного стратотипа. Все эти данные позволяют использовать эти объекты как реперные для привязки местных схем к региональным, а региональные схемы – к общей стратиграфической шкале. Всего в базе данных, представленной в DBF-формате охарактеризовано 235 опорных и стратотипических разрезов.

ВСЕГЕИ составлены базы данных для стратотипов стратиграфических подразделений всех систем фанерозоя и уникальных геологических объектов. Примеры подобных баз данных приведены на сайте ВСЕГЕИ: <http://www.geomem.ru/> (Уникальные геологические объекты России. Геологические памятники природы); <http://stratdic.vsegei.ru/Default.aspx> (Электронный словарь картографируемых стратиграфических подразделений России (внутренний портал ВСЕГЕИ)).

Характеризуемая территория в структурном отношении охватывает Восточно-Европейскую, Тимано-Печорскую и Скифскую платформы, Предкавказский и Предуральский прогибы, Кавказскую и Уральскую складчатые области.



Рисунок. Схема структурно-фациального районирования (зоны, подзоны и районы) европейской территории России. Составлено В.К. Шкатовой (Застрожных и др., 2010), с добавлениями (Zastrozhnov et al., 2018)

Четвертичные отложения распространены на всей территории европейской части России, но различаются разным строением и мощностями. Эти особенности строения отложений связаны с тем, что территория охватывает разные географические зоны от тундры до полупустынь, а климатические факторы влияют на доминирование тех или иных агентов выветривания и как следствие – формирование определенных генетических типов отложений. Границы географических зон неоднократно менялись на протяжении четвертичного периода, и связано это было с периодами похолоданий и потеплений и формированием соответственно ледниковых и внеледниковых областей и определенных типов отложений. Тектонические движения также влияли на распределение областей денудации и аккумуляции и на изменение уровня морей и океанов, приводящих к трансгрессиям и регрессиям. Вследствие неоднократных изменений климата на территории образовался своеобразный чехол четвертичных рыхлых отложений с большими мощностями в областях прогибаний. На территории европейской части России выделяют ряд областей, которые в целом приурочены к крупным структурам – платформам и складчатым областям (Восточно-Европейская – W, Урал – U, Кавказ – C). Области разделены на регионы и субрегионы, для каждого из которых характерен своеобразный разрез четвертичных отложений (Стратиграфия СССР, 1984; Застрожных и др., 2010) (Рисунок).

Мы уверены, что в результате работы над Проектом DATESTRA будет создана база опорных разрезов квартера для территории Европы удобная для всех интересующихся четвертичной геологией, а материалы по европейской части России войдут в нее составной частью.

Литература

Застрожных А.С., Минина Е.А., Шкатова В.К. и др. Карта четвертичных отложений масштаба 1:2500000 территории Российской Федерации. Пояснительная записка. СПб., 2010. 220 с.

Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2. М.: Недра, 1984. 556 с.

Zastrozhnov A., Danukalova G., Shick S., van Kolfschoten Th. State of stratigraphic knowledge of Quaternary deposits in European Russia: Unresolved issues and challenges for further research // Quaternary International. 2018. V. 478. P. 4–26.

Климато-хроностратиграфическая схема неоплейстоцена Восточно-Европейской равнины: периодизация, корреляция и возраст климатических событий

Н.С. Болиховская¹, А.Н. Молодьков²

¹Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва;
e-mail: nbolikh@geogr.msu.ru

²Таллиннский технический университет, Институт геологии,
Таллин, Эстония

Введение. Анализ межрегиональной шкалы и региональных стратиграфических схем плейстоцена свидетельствует о значительных разногласиях исследователей относительно количества, таксономического ранга, хронологии теплых и холодных эпох неоплейстоцена и их корреляции с изотопно-кислородными стадиями (ИКС) глубоководных осадков. Так, в схемах различных районов для неоплейстоцена указывается от 10 до 20 межледниковых и ледниковых горизонтов, что обусловлено неполнотой геологической летописи ряда регионов и недостаточной изученностью ранне- и средненеоплейстоценовых отложений. Отсюда очевидно, что для составления стратиграфических шкал квартера, должны, прежде всего, привлекаться материалы, представляющие реконструкции непрерывных палеоклиматических записей, наиболее полно отражающих временные последовательности межледниковых/ледниковых смен.

Материалы и методы. Для построения климато-хроностратиграфического каркаса неоплейстоцена Северной Евразии привлечены данные по реконструкции и корреляции основных палеогеографических и палеоклиматических событий (морских трансгрессий, изменений климата, растительности и других компонентов природной среды), полученные нами при изучении образований различных седиментационных обстановок – континентальных и морских отложений.

В основу палино-климатостратиграфической шкалы неоплейстоцена Н.С. Болиховской положены результаты детального палинологического анализа опорных разрезов ледниково-перигляциальной и внеледниковой зон Восточно-Европейской равнины – Лихвин, Араповичи, Стрелица, Отказное, Молодова, Вока и др. (Рис. 1), в которых новейшие отложения представлены в наиболее полном объеме и охарактеризованы всем комплексом палеогеографических методов (Болиховская, 1995; Болиховская, Судакова, 1996; Bolikhovskaya et al., 2016; и др.). Располагаясь в пределах развития максимальных покровных оледенений и накопления лессово-почвенных толщ, эти разрезы содержат важнейшие палеогеографические реперы – морены донского, окского и днепровского оледенений и коррелятные им лессовые горизонты, а также стра-

тотипические горизонты лихвинского, чекалинского, черепетьского и других межледниковий и коррелятные им ископаемые почвы и почвенные комплексы. Для этих разрезов А.К. Марковой и А.К. Агаджаняном выполнены датирующие определения фаун мелких млекопитающих. По палеомагнитным данным Е.И. Вириной, С.С. Фаустовым и В.В. Семеновым установлено положение инверсии Матуяма-Брюнес, имеющей возраст ~780 тысяч лет назад (далее – тыс. л.н.).

Синтез результатов детального палинологического анализа и данных мультидисциплинарного изучения указанных разрезов позволил определить возраст содержащихся в них межледниковых и перигляциальных палинофлор, реконструировать фазы в развитии растительности почти непрерывного ряда трансконтинентальных климатических ритмов разного ранга и, используя обширный комплекс историко-флористических, палеофитоценотических и климато-стратиграфических критериев, выполнить их дробное климатостратиграфическое расчленение и корреляцию.

Поскольку диапазон ^{14}C метода датирования составляет примерно последние 40 тыс. лет, для абсолютной хронологии реконструируемых палеоклиматических этапов плейстоцена А.Н. Молодьковым использовались преимущественно данные наиболее перспективных методов определения возраста четвертичных отложений – электронно-парамагнитнорезонансного (ЭПР) анализа остатков малакофауны и метода оптически инфракрасно-стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ) зерен полевых шпатов из вмещающих отложений. ЭПР-летопись изменений климата и уровня моря в объеме неоплейстоцена была получена по свыше чем 500 образцам раковин моллюсков, отобранным из пресноводных и трансгрессивных морских отложений от побережья Северного моря до Новосибирских островов (5° – 150° в.д., Рис. 1). Большая часть раковин отобрана из разновозрастных отложений арктического палеошельфа, являющегося свидетельством чередующихся морских трансгрессий, во время которых большие эпиконтинентальные бассейны занимали обширные области северного побережья Евразии (см., например, Рис. 2 в Molodkov, Bolikhovskaya, 2009). Частотное распределение ЭПР-датировок на временной шкале образует ряд интервалов (ЭПР-кластеров), которые могут быть сопоставлены со временем значительного потепления климата, с таянием ледников и с трансгрессией Мирового океана (Рис. 4, *ibid.*). Интервалы времени, где ЭПР-определения отсутствуют (ЭПР-хиатусы), сопоставлены с существенными похолоданиями климата и/или периодами развития покровных оледенений в северном полушарии, сопровождаемыми регрессией океана и значительными ухудшением природной обстановки на континенте.

Основные положения климато-хроностратиграфической схемы. На основании синтеза палино-климатостратиграфических последовательностей и данных по хроностратиграфии морских и континентальных разрезов получена независимая климато-хроностратиграфическая запись, отражающая чередование во времени крупных палеоклиматических событий ледникового и межледни-

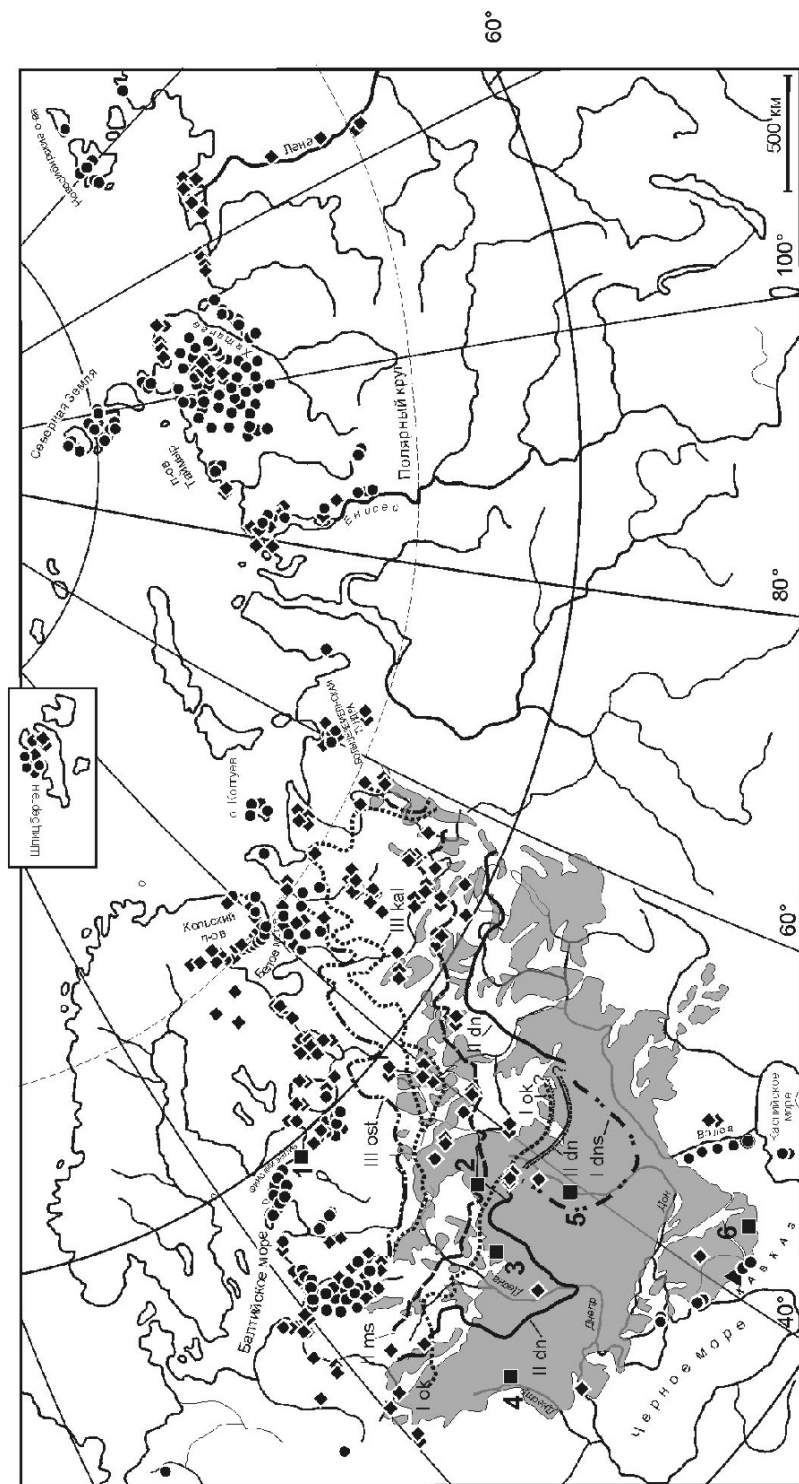


Рис. 1. Расположение разрезов, упомянутых в тексте: ■ – разрезы, изученные палинологическим методом (1 – Вока, 2 – Лихвин, 3 – Араповичи, 4 – Молодова, 5 – Стрелица, 6 – Отказное); ● – разрезы, датированные методом ЭПР; ◆ – разрезы, датированные методом ИК-ОСЛ. Серой заливкой отмечена область развития лессово-почвенной формации Восточно-Европейской равнины. Границы неоплейстоценовых оледенений: dns – донское, ok – окское, dn – днепровское, dn' – предполагаемая граница днепровского оледенения, ms – московское, kal – калининское, ost – осташковское

кового ранга. Интегрированный подход позволил выполнить корреляцию межледниковых / ледниковых сукцессий в различных средах, установить абсолютную хронологию основных палеогеографических событий неоплейстоцена и создать климато-хроностратиграфическую схему плейстоцена Северной Евразии в объеме последних ~900 тыс. лет (Рис. 2).

Всей совокупностью полученных палеогеографических данных выявлено существование в неоплейстоцене весьма сложной межледниково-ледниковой климаторитмики. Установлено, что изменения природной среды Восточно-Европейской равнины на протяжении неоплейстоцена (в пределах хрона Брюнес) были обусловлены сменами 15 глобальных климатических событий: 8 межледниковьями, включая голоцен, и 7 разделяющими их оледенениями или похолоданиями ледникового ранга (колонка «Климатостратиграфия» на Рис. 2) (Болиховская, 1995). Они реконструированы в объеме полных климатических ритмов ледникового и межледникового ранга или большей части составляющих их климато-фитоценологических фаз.

Выполненная по палинологическим материалам реконструкция непрерывной последовательности межледниковых и ледниковых событий позволила уточнить положение границы Матуяма-Брюнес в системе плейстоценовых климатических ритмов. Инверсия Матуяма-Брюнес в разрезах Стрелица (на Верхнем Дону), Отказное (на Средней Куме), Ливенцовка и Маргаритовка (в северо-восточном Приазовье) находится в зоне перехода от покровского холодного этапа к первому в хроне Брюнес неоплейстоценовому гремачевскому межледниковью (Болиховская, 1995, 1997).

Ранний неоплейстоцен (в пределах хрона Брюнес) охватывает 3 межледниковья и 3 холодные эпохи: гремачевское межледниковье, девицкое похолодание, семилукское межледниковье, донское оледенение, мучкапское межледниковье и окское оледенение. Средний неоплейстоцен включает 3 межледниковья и 3 похолодания: лихвинское *s.str.* межледниковье, калужское похолодание, чекалинское межледниковье, жиздринское похолодание, черепетьское межледниковье и днепровское оледенение. В поздннеоплейстоценовое звено входят микулинское межледниковье и валдайская *sensu lato* ледниковая эпоха. Особо отметим, что внутри днепровских аккумуляций, а также между днепровскими и микулинскими образованиями в разрезах и ледниково-перигляциальных, и внеледниковых областей отсутствуют отложения, которые по палинологическим критериям могли бы соответствовать межледниковому горизонту. Днепроовское (*sensu lato*, ИКС 6) оледенение, по нашим данным, разделялось длительным межстадиалом на две (днепровскую и московскую) стадии, внутри которых установлены раннеднепровский и позднемосковский межстадиалы.

На основании сопоставления континентальных отложений и палеоклиматических событий внеледниковой и ледниково-перигляциальной зон Восточно-Европейской равнины с палеоклиматическими событиями, выделенными и датированными на основе ЭПР анализа раковин морских моллюсков из трансгрессивных отложений палеошельфовой зоны Северной Евразии, определены

возраст и продолжительность реконструированных межледниковых и ледниковых эпох плейстоцена (Molodkov, Bolikhovskaya, 2010).

Палеоклиматические коррелятивы континентальной и морской записей. Палеоботанические и хронологические материалы по предшествующим хрону Брюнес этапам плейстоцена – петропавловскому межледниковью и покровскому похолоданию – малочисленны и крайне редко охарактеризованы всем комплексом палеогеографических данных в одном местонахождении. Поэтому большой интерес представляют ландшафтно-климатические реконструкции этих интервалов, полученные по результатам палинологического анализа разрезов Стрелица, Отказное, Ливенцовка и Маргаритовка.

На протяжении *петропавловского межледниковья* в разрезе Ливенцовка формировались нижняя красноцветная почва и нижняя часть вышележащих серых глин скифской толщи. Доминирующую роль в автоморфных ландшафтах Нижнего Дона в это время играли вязово-грабово-дубовые леса, а менее благоприятные места обитания занимали сосново-кедрово-пихтово-еловые и березовые леса. Список характерных таксонов петропавловской дендрофлоры Ливенцовки довольно обширен – *Picea* sect. *Omorica*, *P.* sect. *Eupicea*, *Abies* sp., *Pinus* s.g. *Haploxylon*, *P. sylvestris*, *Juniperus* sp., *Betula* sect. *Albae*, *Alnus incana*, *A. glutinosa*, *Quercus robur*, *Q.* cf. *pubescens*, *Ilex* sp., *Carpinus betulus*, *C. orientalis*, *Corylus avellana*, *Tilia cordata*, *Ulmus* cf. *foliacea*, *U. pumila*, *Alnaster* sp. и др. (Болиховская, 1997). Петропавловское межледниковье сопоставляется с 21-ой ИКС и, предположительно, с высоким стоянием уровня моря около 860 тыс. л.н., отмеченным двумя ЭПР-датами по раковинам из морских отложений в Восточной Антарктиде, расположенных в ~350 км от современной береговой линии.

В *покровское похолодание* (отвечает ИКС 20) в большинстве восточно-европейских лессовых областей доминировали перигляциальные степи. В Ливенцовском разрезе оно нашло отражение в палиноспектрах верхней части серых глин и «горизонта В» верхней красноцветной почвы, свидетельствующих, что на Нижнем Дону это было время развития перигляциальных тундролесостепей с господством ерниковых формаций из *Betula fruticosa*, *Alnaster fruticosus* и *Salix* sp., хвойно-березовых редколесий и открытых пространств, травяно-кустарничковый покров которых составляли *Ephedra* sp., *Ericales*, *Roaceae*, *Cyperaceae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia* sp., *Thalictrum* sp. и др.

Длительный интервал (примерно от 780 до 660 тыс. л.н.), включающий *гремячевское межледниковье* (ИКС 19), *девицкое похолодание* (ИКС 18) и последующее *семилукское межледниковье*, подробно охарактеризован в разрезах Верхнего Дона и Средней Кумы. В большинстве лессовых областей Восточной Европы во время двух начальных межледниковий хрона Брюнес преобладали лесостепные ландшафты с сухим летом и влажной зимой. Характерные таксоны *гремячевской* дендрофлоры района Верхнего Дона – *Picea* s. *Omorica*, *Pinus* s. *Cembra*, *P. sylvestris*, *Betula* s. *Costatae*, *B. pendula*, *B. pubescens*, *Quercus robur*, *Q. ilex*, *Carpinus betulus*, *C. orientalis*, *Tilia cordata*, *T. tomentosa*, *Morus*,

Lonicera и др. Во время **девицкого похолодания** в этом районе были развиты перигляциальные тундры и лесотундры. К числу характерных таксонов межледниковой флоры Стрелицы времени **семилюкского термохрона** относятся *Picea s. Omorica*, *P. s. Eupicea*, *Pinus s. Cembra*, *P. sylvestris*, *Betula pendula*, *B. pubescens*, *Quercus robur*, *Tilia cordata*, *Ulmus laevis*, *Euonymus* и др. Единичная ЭПР-датировка 715 тыс. л.н., полученная по морским отложениям п-ова Таймыр, может свидетельствовать об относительно высоком уровне моря в течение ИКС 17, с которой сопоставляется семилюкское межледниковье.

Донское ледниковое время (~660–610 тыс. л.н.) сопоставляется нами с ИКС 16. В фазы его климатического пессимума в районах Верхней Оки и Верхнего Дона преобладали перигляциальные тундры и лесотундры, во внеледниковых областях Приднепровской низменности – перигляциальные лесостепи и степи, а в Восточном Предкавказье – хвойно-березовые редколесья с холодолюбивыми ерниковыми сообществами (Болиховская, 1995). Палиноспектры с господством криофитов (*Betula nana*, *B. fruticosa*, *Alnaster fruticosus*, *Dryas octapetala*, *Selaginella selaginoides* и др.) характерны для озерно-ледниковых осадков донского криохрона в Лихвине. В разрезах Верхнего Дона (Стрелице и др.) представлен мощный донской ледниковый комплекс, состоящий из флювиогляциальных осадков и двух морен, разделенных толщей песков. Накопление большей части межморенных песков происходило в приледниковых ландшафтах перигляциальной тундры, а спектры из их нижней части, отражают перигляциально-степные ценозы внутريدонского межстадиала.

Мучкапское межледниковье (610–536 тыс. л.н., ~ИКС 15), согласно палинологическим данным, отличалось от двух предшествующих межледниковий значительно большей влагообеспеченностью. Ни в одном из изученных восточно-европейских районов не зафиксированы фазы зонального развития степных ландшафтов, лесостепи были только в Причерноморье и Приазовье. На большей части Восточно-Европейской лессовой провинции в климатический оптимум мучкапского межледниковья доминировали хвойно-широколиственные леса с участием неогеновых экзотов, а в Предкавказье – полидоминантные широколиственные леса из видов *Carpinus*, *Fagus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Liquidambar*, *Juglans*, *Castanea* и других тепло- и влаголюбивых пород (Болиховская, 1995). Так, на Верхнем Дону большую часть межледниковья господствовали хвойно-широколиственные леса, а в самую оптимальную фазу – темнохвойно-широколиственные леса из пихты, ели секций *Omorica* и *Picea*, сосен ss. *Cembra* и *Strobus*, *Zelkova* sp., *Carpinus caucasica*, *C. betulus*, *C. orientalis*, *Ostrya* sp., *Corylus colurna*, *Acer* sp., *Quercus petraea*, *Q. robur*, *Q. pubescens*, *Tilia platyphyllos*, *T. tomentosa*, *T. cordata* и др.

Окское похолодание (536–455 тыс. л.н., ~ИКС 12). Палеофитоценотические реконструкции свидетельствуют о суровом криоаридном климате этого продолжительного похолодания. На Верхнем Дону в развитии ледниковых ландшафтов окского этапа сначала доминировали перигляциальные тундры с преобладанием березовых редколесий из *Betula tortuosa*, *B. pubescens*, *B. pendula* и ерни-

ковых ассоциаций (*Betula fruticosa*, *B. nana*), а впоследствии перигляциальные лесотундры с господством сосново-березовых редколесий. Во внеледниковых районах Поднепровья и на крайнем юго-западе (в бассейне Нижнего Днестра) в это время распространялись перигляциальные степи с участием в составе кустарниковых формаций *Betula fruticosa*. В Восточном Предкавказье господствовали перигляциальные лесостепи.

Лихвинское межледниковье (455–360 тыс. л.н., ~ИКС 11). Реконструкции изменений растительного покрова в течение лихвинского межледниковья, полученные для различных районов, свидетельствуют, что в южной половине Восточно-Европейской равнины во время лихвинских термических максимумов климатические условия были более теплыми и сухими, чем в предшествующее мучапское межледниковье. В климатический оптимум лихвинского термохрона в центральных районах Восточной Европы сначала доминировали дубово-грабовые, затем елово-пихтовые и грабово-буково-дубовые леса. В термоксеротический максимум, приуроченный к первой половине межледниковья, в лесовых областях зональное развитие получили злаковые и разнотравно-злаковые степи. Термогигротический максимум, зафиксированный во вторую половину межледниковья, характеризовался широкой экспансией тепло- и влаголюбивых пород (*Tsuga*, *Pterocarya fraxinifolia*, *Juglans regia*, *Fagus orientalis*, *F. sylvatica*, *Carpinus betulus* и др.) в лесные формации господствовавшей в это время лесной зоны и локализованных на юго-востоке лесостепей.

В самые холодные фазы **калужского похолодания** (360–340 тыс. л.н., ~ИКС 10) территорию верхней Оки и верхнего Дона занимали перигляциальные тундры и лесотундры, участки тундро-лесостепей и тундро-степей, а в южной части внеледниковой зоны Восточно-Европейской равнины преобладали перигляциальные лесостепи и степи.

Во время **чекалинского межледниковья** (340–280 тыс. л.н., ~ИКС 9) изученные восточноевропейские области были заняты растительными формациями лесной и лесостепной зон, в дендрофлоре которых резко сократилось, по сравнению с предыдущими межледниковьями, участие плиоценовых экзотов.

Жиздринское похолодание (280–240 тыс. л.н., ~ИКС 8) в Восточно-Европейской лесовой провинции привело к господству в северных ледниково-перигляциальных областях перигляциальных тундр, лесотундр и степей, а в криоаридных ландшафтах Восточного Предкавказья – березовых редколесий и ерниковых формаций.

В эпоху **черепетьского межледниковья** (240–205 тыс. л.н., ~ИКС 7) в лесовых областях Восточно-Европейской равнины повсеместно господствовали леса, в которых заметную роль играли ксерофитно-широколиственные формации из *Carpinus orientalis*, *Ostrya* sp., *O. carpinifolia* и др. Данные по Лихвинскому стратотипическому разрезу свидетельствуют, что в самые оптимальные фазы развития межледниковой растительности в районе верхней Оки доминировали грабово-дубовые и кедрово-широколиственные формации.

Во время **днепровского (московского) оледенения** (205–145 тыс. л.н. и три ЭПР подкластера в этом интервале, ~ИКС 6) в Лихвине формировалась мощная толща: 1) раннеднепровские водно-ледниковые алевриты, характеризующиеся преимущественно тундро-степными палиноспектрами; 2) трехслойная морена, отвечающая днепровской и московской стадиям оледенения и днепровско-московскому межстадиалу, в ландшафтах которого преобладали сосновые редколесья, ольховниковые и ерниковые заросли; 3) позднемосковские лессовидные супеси. Первое улучшение климатической обстановки, приведшее к таянию льдов днепровской эпохи, отмечено в верхней части водно-ледниковых алевритов в самом начале изотопной стадии 6. Судя по трем определениям ЭПР-возраста раковин моллюсков, отобранных из поднятых морских горизонтов высокоширотной Арктики, это потепление имело возраст ~184 тыс. л.н. В палиностратиграфической летописи Лихвинского разреза оно, скорее всего, коррелируется с сигналом потепления интерстадиального ранга, отражающим переход от преимущественно тундро-степных ландшафтов к господству перигляциальных сосновых редколесий. В ландшафтах второго (днепровско-московского) интерстадиала преобладали сосновые редколесья, ольховниковые и ерниковые заросли, кустарниковые формации из ольховника и карликовой березы. Четыре ЭПР-датировки по морским отложениям Евразийского Севера свидетельствуют, что второе интерстадиальное потепление имело место ~172 тыс. л.н. Третье, позднемосковское интерстадиальное потепление характеризуется развитием березовых редколесий с *Betula fruticosa* в кустарниковом ярусе и травяно-кустарничковым покровом, в котором участвовали *Arctous alpina*, *Cannabis* sp., *Artemisia* s.g. *Seriphidium*, *Thalictrum* cf. *alpinum* и др. На основе трех определений ЭПР-возраста раковин моллюсков из морских отложений п-ова Таймыр, третий интерстадиал днепровского времени датируется нами приблизительно в 155 тыс. л.н.

Микулинское межледниковье (от ~145–140 до 70 тыс. л.н., охватывающий заключительную часть ИКС 6 и ИКС 5). Для микулинского межледниковья реконструирована весьма сложная климатическая структура. Времязависимое частотное распределение всех ЭПР-датировок (более 240), полученных нами в интервале ИКС 5 (Molodkov, Bolikhovskaya, 2009) для морских отложений евразийского Севера, и ИК-ОСЛ-датировок по межморенным и межледниковым отложениям (Gaigalas, Molodkov, 2002; Molodkov et al., 2010) выявило 5 высокочастотных интервалов, возрастом примерно 135, 120, 110, 90 и 70 тыс. л.н., коррелируемых нами с периодами потепления или наиболее теплого климата во второй половине ИКС 5) и затопления обширных участков суши, и 4 низкочастотных интервала с возрастом ~130, 115, 100 и 75 тыс. л.н., сопоставляемых с похолоданиями и фазами отступания моря. Эти наблюдения подкрепляются также данными детального палинологического анализа лессово-почвенных и других континентальных отложений, формировавшихся в последнеднепровское (послемосковское) время в центральных районах Восточной Европы, расположенных ныне в пределах подзоны смешанных лесов. Для микулинской эпохи

характерным является сложный ход изменений растительного покрова, четкое выделение стадий межледникового климатического ритма и наличие внутри него нескольких эндотермальных похолоданий. Палинологические данные, полученные по всей Восточно-Европейской лессовой провинции, свидетельствуют, что лесные формации, представленные в оптимальные фазы широколиственными и хвойно-широколиственными ассоциациями европейских и панголарктических элементов дендрофлоры. Во время этого межледниковья они доминировали на Волыно-Подоллии, на севере Среднерусской возвышенности и Приднепровской низменности, а также в Восточном Предкавказье (Болиховская, 2004). Приднестровская и Окско-Донская лессовые области были заняты в это время лесостепными ландшафтами.

Наши результаты не подтверждают широко распространенного представления о том, что последнее межледниковье было непродолжительным и сопоставимо лишь с изотопной подстадией 5e (~127–117 тыс. л.н.), а остальная часть (т.е., 5d–5a) отвечала ледниковому – ранневейхсельскому в Западной Европе и ранневалдайскому в России – времени. По нашим данным, изотопной подстадии 5e отвечает, по крайней мере, первый из трех климатических оптимумов этого межледниковья. Результаты палинологического анализа и ИК-ОСЛ датирования поздненеоплейстоценовой толщи опорного разреза Вока свидетельствуют о формировании отложений в интервале от ~94 до 71 тыс. л.н. во вторую половину микулинского межледниковья (Молодьков, Болиховская, 2015).

Валдайская эпоха (70 до 11 тыс. л.н., ИКС 4–2). ЭПР-датировки по раковинам морских моллюсков в пределах изотопных стадий 4–2 представлены четырьмя кластерами (66.0–61.1, 58.7–52.0, 47.0–40.0 и 32.4–24.8 тыс. л.н.) и тремя единичными датировками (~32, 17 и 13.5 тыс. л.н.). О сложной климаторитмике валдайского времени свидетельствуют реконструкции многократных ландшафтно-климатических смен в различных районах Восточно-Европейской равнины. Внутри валдайского периода по палинологическим данным реконструированы три ранневалдайских, три средневалдайских и три поздневалдайских межстадиала и десять холодных этапов. Все они отличаются своеобразием флористических, фитоценологических и климатических характеристик, подробно освещенных нами и другими исследователями. Наглядное представление о динамике ландшафтно-климатических изменений и характере зональных типов перигляциальной растительности каждого холодного и теплого интервала валдайской эпохи дают реконструкции, выполненные по материалам палинологического анализа и абсолютного датирования изученных нами и другими авторами разрезов, расположенных в районах современных смешанных и широколиственных лесов, степей и лесостепей (Болиховская, 2004). Во время большей части криоксеротических валдайских интервалов в изученных районах доминировали перигляциальные степи и лесостепи, а в криогигротические стадии и субстадии большую часть этой территории занимали перигляциальные тундры, лесотундры, тундро-степи и тундро-лесостепи. Последние не отмечены только в экстрагляциальной области Предкавказья, которую отли-

чало развитие в криогигротическую стадию валдайского времени перигляциальных лесостепей, а в криоксеротическую стадию – перигляциальных полупустынь.

Заключение. Рассмотренная схема периодизации, хронологии и корреляции палеоклиматических событий неоплейстоцена может служить климато-хроностратиграфическим каркасом при составлении региональных и межрегиональных стратиграфических схем, а также ориентиром при поиске недостающих отложений, отвечающих ступеням (горизонтам) этой климато-хроностратиграфической схемы.

Исследование выполнено по з/б теме «Палеоклиматы, развитие природной среды и долгосрочное прогнозирование ее изменений» (ГЗ).

Литература

Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.

Болиховская Н.С. К проблеме палиоистратиграфии, климатостратиграфии и корреляции позднекайнозойских отложений Нижнего Дона // Палеомагнетизм новейших отложений бассейна Дона. М.: МГУ, Географический ф-т (ВИНИТИ, № 3552-В97), 1997. С. 46–59.

Болиховская Н.С. Глава 3.6. Основные этапы развития растительности и климата в плейстоцене // География, общество, окружающая среда. Т. 1. Структура, динамика и эволюция природных геосистем. М.: ГЕОС, 2004. С. 561–582.

Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. К корреляции континентальных и морских четвертичных отложений Северной Евразии по палинологическим данным и результатам ЭПР датирования // Актуальные проблемы палинологии на пороге третьего тысячелетия. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 25–53.

Болиховская Н.С., Судакова Н.Г. Стратиграфическое и корреляционное значение Чекалинского (Лихвинского) опорного разреза плейстоцена Русской равнины // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 86–97.

Молодьков А.Н., Болиховская Н.С. Ландшафтно-климатические реконструкции, хронология и корреляция теплых и холодных этапов позднего плейстоцена в интервале от 100 до 30 тысяч лет назад (по данным разреза Вока на юго-восточном побережье Финского залива) // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена: Материалы Всероссийской конференции «Марковские чтения 2015 года». М.: Географический факультет МГУ, 2015. С. 120–124.

Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Science Letters. 1994. V. 126. P. 91–108.

Bolikhovskaya N.S., Faustov S.S., Markova A.K. Pleistocene climatic stratigraphy and environments of the Terek-Kuma Lowland (NW Caspian sea region) inferred from paly-

nological, paleomagnetic and rodent records of the long Otkaznoye sediment sequence // Quaternary International. 2016. V. 409. P. 16–32.

Gaigalas A., Molodkov A. ESR Ages of Three Lithuanian Mid-Late Pleistocene Interglacials: Methodical and Stratigraphical Approach // Geochronometria. 2002. V. 21. P. 57–64.

Molodkov A., Bolikhovskaya N. Climate change dynamics in Northern Eurasia over the last 200 ka: Evidence from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and vegetation successions of the loess–palaeosol records // Quaternary International. 2009. V. 201. P. 67–76.

Molodkov A., Bolikhovskaya N. Climato-chronostratigraphic framework of Pleistocene terrestrial and marine deposits of Northern Eurasia, based on pollen, electron spin resonance, and infrared optically stimulated luminescence analyses // Estonian Journal of Earth Sciences. 2010. V. 59. P. 49–62.

Molodkov A., Bitinas A., Damušytė A. IR-OSL dating studies of glacial sediments from the Lithuanian Maritime Region // Quaternary Geochronology. 2010. V. 5. P. 263–268.

Палеогеография Каспия в позднем плейстоцене – голоцене. Новые материалы

Т.А. Янина¹, Ю.П. Безродных¹, Н.С. Болиховская¹, Р.Н. Курбанов¹,
А.О. Макеев¹, В.М. Сорокин¹, И.Д. Стрелецкая²

¹Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
e-mail: geography@inbox.ru

²ОАО Моринжгеология, Рига, Латвия,
e-mail: officeriga@morinzhgeologia.lv

Новые материалы по палеогеографии Каспия в позднем плейстоцене получены в результате комплексных исследований: (1) осадочной толщи верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений, вскрытой инженерно-геологическими скважинами при нефтепоисковых работах ООО Лукойл на акватории Северного Каспия; (2) опорных разрезов новейших отложений Нижнего Поволжья; (3) верхнеплейстоценовых осадков, вскрытых скважинами в центральной части Маньчжурской депрессии.

В Северном Каспии получены новые качественные сейсмоакустические данные и пробурено более двадцати скважин глубиной до 80–100 м. Керн изучен фациально-литологическим, малакофаунистическим и палинологическим методами. Раковины моллюсков и гуминовые кислоты, выделенные из органического материала, датированы радиоуглеродным методом в Московском и Санкт-Петербургском государственных университетах, в Институте географии РАН и в Lawrence Livermore National Laboratory, США. Верхнеплейстоценовая-голоценовая толща осадков состоит из сейсмо-стратиграфических комплексов, разделенных четкими отражающими горизонтами: верхнехазарского, ательского, хвалынского, мангышлакского и новокаспийского. По характеру внутренней структуры верхнехазарский, хвалынский и новокаспийский комплексы разделяются на подкомплексы и более дробные единицы. Установленные стратоны отражают трансгрессивно-регрессивные палеогеографические события различного масштаба и ранга.

В основании верхнеплейстоценовой толщи осадков над четко выраженным регрессивным горизонтом залегает пачка песка мощностью до 2 м, обогащенная раковинным материалом, в составе которого характерные виды позднехазарской фауны Каспия *Didacna surachanica* Nalivkin и *D. nalivekini* Wassoievich. Выше она сменяется песчанистой глиной мощностью до 4 м, переходящей в мощную 10-метровую толщу мелкозернистого песка с прослоями глины, с редкими раковинами каридид указанного выше состава, а также дрейссен. У ее кровли обо-

соблюдается слой песчано-раковинного состава мощностью около 1 м, включающий прослойки сцементированного карбонатом песчано-раковинного грунта. В составе малакофауны *Didacna surachanica* Nalivkin, *D. nalivkini* Wassoievich, часто присутствуют *Corbicula fluminalis* Muller. В палинологическом спектре (определения выполнены Н.О. Рыбаковой) пыльца древесных пород составляет 1.8%; пыльца травянистых растений – 85.5%; споры – 12.7%. Травянистые растения представлены в основном пылью полыни, маревых и лютиковых. Комплекс осадков характеризует условия тепловодного мелководного и умеренно глубоководного трансгрессивного бассейна.

Выше залегает толща глины мощностью более 10 м, содержащей прослойки и линзы песчано-раковинного материала. Преобладают *Dreissena rostriformis distincta* Andrusov, *Didacna subcatillus* Andrusov, встречаются *D. umbonata* Eberzin in Nevesskaja, *D. cristata* Bogatchev, мелкие *D. parallella* Bogatchev. Фаунистический состав характерен для выделенного Г.И. Поповым (1983) в Северном Прикаспии гирканского горизонта. Палиноспектр отличается от позднехазарского, указывая на похолодание и увлажнение климата: пыльца древесных пород – 23%, пыльца травянистых пород – 54%, споры – 23%. В группе пыльцы древесных сосна составляет 11%, береза – 9%, лещина – 2%, ольха – 1%. Основная масса пыльцы травянистых растений представлена маревыми (39%), злаками (5%), пылью (3%), 7% приходится на пыльцу разнотравья. Отложения отвечают трансгрессии с более высоким уровнем, чем позднехазарская. Таким образом, после позднехазарского бассейна, существовавшего в условиях жаркого климата, в Каспии в условиях похолодания и увлажнения развивался гирканский трансгрессивный бассейн. Радиоуглеродные датировки раковин моллюсков, полученные AMS-методом в Lawrence Livermore National Laboratory (США), имеют запределный возраст (>55 тыс. лет). Возраст гирканских отложений, вскрытых скважиной в центральной части Маньчжурской депрессии, ОСЛ (оптически стимулированная люминесценция) методом нами определен в 107 ± 7 тыс. лет назад (далее – т.л.н.) (МИС 5с) (Курбанов и др., 2018).

В разрезе Средняя Ахтуба, лежащем за пределами границ позднехазарского и гирканского бассейнов, этой эпохе отвечает формирование трех горизонтов палеопочв – черноземов гидрометаморфизованных и гумусово-гидрометаморфических. Их общими чертами являются ярко выраженные признаки степного почвообразования – мощные гумусовые горизонты, кротовины, карбонатные новообразования. Верхняя палеопочва имеет синлитогенный гумусовый горизонт мощностью более 1 м (Makeev et al., 2016). ОСЛ датировки средней и верхней почв имеют значения 102.5 ± 5.16 и 68.28 ± 4.17 т.л.н. (теплые подстадии МИС 5с и МИС 5а). Разделяющие почвы лессовидные осадки имеют возраст 112.63 ± 5.4 (МИС 5d) и 87.62 ± 4.1 тыс. лет (МИС 5b) (Янина и др., 2017).

Отложения гирканского трансгрессивного бассейна перекрываются ательским регрессивным горизонтом, четко проявляющимся врезам под подошвой хвалыньских отложений. Толща имеет неоднородный литологический состав: суглинки, супеси, глины, включающие растительный детрит и раковины прес-

новодных и наземных моллюсков. Результаты спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о динамике климатических условий и природных ландшафтов Нижневолжского региона в течение ательской эпохи, с преобладанием перигляциальных ландшафтов (Болиховская и др., 2017). Присутствие переотложенных зерен пыльцы и спор дочетвертичных пород (от каменноугольного до неогенового периодов), свидетельствует об активной эрозионной деятельности в эту эпоху. По результатам сейсмоакустического профилирования уровень бассейна был приблизительно –100 м (Безродных и др., 2015). Радиоуглеродные датировки по гуминовым кислотам, выделенным из оторфованных прослоев ательских отложений, лежат в возрастном интервале от 41.19 ± 0.75 до 44.39 ± 0.18 т.л.н. (Безродных и др., 2017). Они свидетельствуют, что заключительные этапы ательской эпохи в Каспийском море (заполнение регрессивных врезов осадками) относятся к начальным стадиям средневалдайского мегаинтерстадиала Восточно-Европейской (ВЕ) равнины (МИС 3). Тогда как самый низкий уровень ательской регрессии и формирование эрозивных врезов на территории Северного Каспия были приурочены к глобальному похолоданию в начале калининской (ранневалдайской) ледниковой эпохи (МИС 4).

В Нижнем Поволжье ательская свита представлена континентальными образованиями мощностью до 20 м различного генеза: супесями и суглинками со следами автоморфных и гидроморфных почв, с включениями раковин наземных и пресноводных моллюсков и костей млекопитающих верхнепалеолитического комплекса. Ярко выражены следы мерзлотных деформаций и клинья, проникающие в подстилающие слои. Для района Нижнего Поволжья единственный полноценный спорово-пыльцевой спектр был получен В.П. Гричуком (1954) из основания ательских отложений разреза Черный Яр. Состав и процентное содержание пыльцы и спор в этом спектре отражает, по мнению Н.С. Болиховской (Болиховская и др., 2017), растительность перигляциальных степей или лесостепей. ОСЛ датировка верхней части ательской лессовой толщи в разрезе Средняя Ахтуба определена в 48.68 ± 3.1 т.л.н. (Янина и др., 2017).

В Северном Каспии ательские образования перекрыты сложно построенной толщей хвалынских осадков. В ее основании залегает слой ракушечных и ракушечно-песчаных отложений до 5 м мощностью. В составе фауны преобладают *Didacna subcatillus* Andrusov, встречаются *D. parallella* Bogatchev, многочисленные монодакны и дрейссены. Радиоуглеродные даты лежат в интервале от 27.2 ± 0.34 до 31.6 ± 4.2 т.л.н. Отложения характеризуют мелководный умеренно тепловодный бассейн, начальную стадию хвалынской трансгрессии. Над ними залегает 8–10-метровая толща морских глин с прослоями песка разной мощности, свидетельствующая о развитии трансгрессии. Она включает, помимо нижнехвалынских дидакн, раковины *Dreissena rostriformis compressa* Logvinenko et Starobogatov, свидетельствующие о глубоководной стадии хвалынской трансгрессии. Развитие глобального межстадиального потепления, приведшее к увеличению приходной составляющей водного баланса Каспия за счет усиления стока с водосборного бассейна, отразилось поднятием уровня ательского озера

и развитием стадии хвалынской трансгрессии (Безродных и др., 2015; Yanina et al., 2018).

Вне границ ранней стадии хвалынской трансгрессии в разрезе Средняя Ах-туба наблюдаются аллювиальные песчаные отложения с маломощными лес-совидными прослоями, к которым приурочены три педогенетических уровня, формировавшихся в холодной обстановке, о чем свидетельствует наличие мерз-лотных клиньев с песчаным заполнением и инволюциями на всех педогенети-ческих уровнях. Почвы формировались под влиянием длительных сезонных паводков, определявших формирование признаков оглеения (Makeev et al., 2016). Этот палеогеографический этап датирован ОСЛ методом в 36.78 ± 3 , 35.5 ± 2.8 и 27 ± 1.58 т.л.н. (Янина и др., 2017).

В Северном Каспии глины ранней стадии перекрываются слоем песчаных осадков мощностью до 8 м, свидетельствующих о снижении уровня хвалын-ского бассейна. Радиоуглеродные датировки лежат в интервале от 21.9 ± 0.32 до 19.33 ± 0.18 т.л.н., что отвечает эпохе максимума осташковского оледенения (МИС 2). Выше песчаной толщи залегает маломощный супесчаный слой мощ-ностью до 2 м. В его основании в составе ракушечного материала присутствуют редкие раннехвалынские моллюски. Осадки характеризуют кратковременный подъем уровня бассейна. Над ним с размывом залегают глины мощностью около 5 м, включающие раковины хвалынских моллюсков *Didacna protracta* (Eichwald), *D. parallella* Bogatchev, *D. ebersini* Fedorov. Литологический и фаунистический состав осадков характеризует сравнительно глубоководный бассейн и свиде-тельствует о трансгрессивной стадии хвалынского моря. Радиоуглеродные дати-ровки раковин моллюсков, залегающих в основании слоя, лежат в интервале от 16.65 ± 0.10 до 16.08 ± 0.12 т.л.н. Пачка глин перекрывается песчаным слоем, включающим мелкие *Didacna parallella* Bogatchev. Залегающий выше комплекс осадков характеризуется наклонным и хаотичным положением прерывистых от-ражающих горизонтов. Он представляет пачку дельтовых песков, глин и алев-ритов, сформированных в мелководных условиях Каспия. Ее мощность изменя-ется от 1–2 до 10 м. Отложения включают мелкие *Didacna parallella* Bogatchev, *D. praetrigonoides* Nalivkin et Anisimov, многочисленные обломки раковин.

Строение и радиоуглеродные датировки описанной хвалынской толщи сви-детельствуют о регрессивной фазе в эпоху максимального похолодания и ис-сушения ледниковой стадии (МИС 2) и о возобновлении трансгрессивного раз-вития бассейна в эпоху деградации оледенения. Климатические события поздне-ледниковья – фазы потепления беллинг и аллеред, вызвавшие активное таяние покровного оледенения и широко развитой в Волжском бассейне многолетней мерзлоты, нашли отклик в развитии трансгрессивной стадии хвалынского бас-сейна. В Волжском эстуарии, а также в понижениях рельефа в Северном Каспии, шло накопление толщи шоколадных глин, датированных нами радиоуглеродным (от 13.18 ± 0.34 до 11.04 ± 0.46 ^{14}C т.л.н. или от 16.14 ± 0.68 до 12.86 ± 0.55 кал. т.л.н.) и ОСЛ (15 ± 1 и 13 ± 0.5 т.л.н.) методами (Arslanov et al., 2017; Янина и др., 2017). Фазы значительного похолодания – древний, средний и молодой дриас, харак-

теризовавшиеся уменьшением объема стока с водосборной территории Каспия, отразились регрессивными стадиями в истории хвалынского бассейна. Наиболее значительная из них отвечала эпохе Younger Dryas. Свое завершение хвалынская трансгрессия получила в фазу первого резкого потепления климата (вызвавшего подъем уровня Каспия), по которому проводится граница плейстоцен/голоцен (Yanina et al., 2018).

В Северном Каспии в хвалынские отложения врезаны палеоруслы и палеодепрессии, отражающие мангышлакский регрессивный этап. Отложения в керне скважин представлены глинами, торфом, сапропелем, алевроитово-песчаными осадками, часто включающими растительный детрит, раковины пресноводных и наземных моллюсков. По данным радиоуглеродного датирования заполнение понижений рыхлым материалом произошло во временном интервале 9.86–6.35 ^{14}C л.н. (~11400–7300 кал. лет). Положение палеоавандельты на современных глубинах 45–60 м служит свидетельством снижения уровня Каспия до –90 м. Регрессия имела место в бореальную эпоху раннего голоцена, характеризовавшуюся сравнительно высокой теплообеспеченностью и сухостью. Резкое кратковременное похолодание «8200 event» с одновременным усилением аридности вызвало максимальное снижение уровня бассейна в завершающую фазу регрессивной эпохи (Безродных и др., 2018).

Новокаспийские отложения, несогласно перекрывающие верхнехвалынские осадки и палеоврезы мангышлакской эпохи, неоднородны по строению, в них выделяются 5 сейсмоакустических комплексов (nk1–nk5). Комплексы nk1 и nk3 отличаются слоистой структурой, определяемой субгоризонтальными отражающими поверхностями. Комплексы nk2 и nk4 представляют собой фации заполнения русел и/или озерных впадин, наиболее крупные из которых прорезают всю толщу новокаспийских, часто мангышлакских и верхнехвалынских, отложений на глубину до 10 м. Маломощный верхний комплекс nk5 несогласно перекрывает отложения комплексов nk4 и nk3 и сложен песчано-раковинными осадками (Безродных и др., 2018).

Эпоха трансгрессивного подъема уровня (nk1) датируется интервалом 8200–5600 л.н. В климатическом отношении (атлантический оптимум голоцена) ее большая часть относится к эпохе теплого и влажного климата (Хотинский, 1977). Регрессивная стадия (nk2) имеет возрастные рамки 5600–3700 л.н. Уровень Каспия снизился на 8 метров, придельтовая равнина вышла из-под каспийских вод и подверглась эрозионному расчленению и воздействию субаэральных процессов. Состав осадков, заполняющих котловины, свидетельствует о том, что это были озерные водоемы типа современных ильменей в дельте Волги. В климатическом отношении это период суббореального термического максимума голоцена (4700–3600 л.н) для ВЕ равнины (Хотинский, 1977). Н.С. Болиховской (2011) с 5000 до 4200 л.н. в Нижнем Поволжье реконструированы условия относительного иссушения климата; фаза импульсного иссушения климата, приведшего к господству степных и полупустынных ценозов на водоразделах, установлена ею в интервале ~3700–3500 л.н. Трансгрессивная

стадия (пк3) охватывала временной интервал 3600–3400 л.н. Это была эпоха позднесуббореального похолодания на ВЕ равнине (Хотинский, 1977). О высокой увлажненности на территории водосборного бассейна Волги свидетельствует флювиальная активность малых и средних рек (Panin, Matlakhova, 2015). Фаза увлажнения климата, начавшаяся около 3500 л.н., реконструирована для Нижней Волги (Болиховская, 2011). Регрессивная стадия (пк4) датируется 3080–2300 л.н. Очевидно, это был отклик Каспия на этап потепления и сокращения количества осадков в бассейне Волги (Новенко, 2016). Отмечено снижение флювиальной активности (Panin, Matlakhova, 2015). Последовавшее вслед за регрессивным событием поднятие уровня Каспия произошло после 2300 лет назад. Третья стадия охарактеризована двумя группами дат – 1700–1100 и 700–360 л.н. Хиатус между ними дает основание к предположению о снижении уровня Каспия в теплый сухой период средневековья, а вторая группа дат отвечает трансгрессивному подъему Каспия в прохладный и влажный климатический эпизод (малый ледниковый период).

Трансгрессивные стадии охарактеризованы разными малакофаунистическими сообществами: в раннем новокаспийском бассейне господствовали слабо солоноватоводные виды при незначительном участии дидакн; средняя стадия отличалась широким развитием моллюсков этого рода и появлением *Cerastoderma glaucum* (Bruguière); видовой состав поздней стадии аналогичен современному.

Таким образом, новые материалы по комплексному исследованию новейших отложений позволяют более полно реконструировать историю развития Каспия в позднем плейстоцене и голоцене и выявить ее связь с глобальными и региональными изменениями климата.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект 16-17-10103).

Литература

Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф. и др. Мангышлакские отложения (Голоцен) Северного Каспия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 4. С. 88–108.

Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В. и др. Новые данные по стратиграфии верхнечетвертичных отложений Северного Каспия // Докл. Академии наук. 2015. Т. 462. № 1. С. 95–99.

Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А. Первые данные о радиоуглеродном возрасте ательских отложений Северного Каспия // Докл. Академии наук. 2017. Т. 473. № 3. С. 327–330.

Безродных Ю.П., Сорокин В.М., Янина Т.А. Об ательской регрессии Каспийского моря // Вестник Моск. унив. Сер. 5. География. 2015. № 2. С. 77–85.

Болиховская Н.С. Эволюция климата и ландшафтов Нижнего Поволжья в голоцене // Вестник Моск. унив. Сер. 5. География. 2011. № 2. С. 13–27.

Болиховская Н.С., Янина Т.А., Сорокин В.М. Природная обстановка ательской эпохи (по данным палинологического анализа) // Вестник Моск. унив. Сер. 5. География. 2017. № 6. С. 96–101.

Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене // Изв. РАН. Сер. геогр. 2014. № 2. С. 5–20.

Гричук В.П. Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности // Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. Вып. 11. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 5–79.

Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей А.С., Борисова О.К. Гирканский этап в позднелайстоценовой истории Манычской депрессии // Вестник Моск. унив. Сер. 5. География. 2018. № 3. С. 77–88.

Новенко Е.Ю. Изменения растительности и климата Центральной и Восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковые и переходные этапы климатических макроциклов. М.: ГЕОС, 2016. 227 с.

Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.

Янина Т.А., Безродных Ю.П., Сорокин В.М., Романюк Б.Ф. Строение голоценовых отложений Северного Каспия как отражение изменений климата // Вестник Моск. унив. Сер. 5. География. 2018. № 5. (в печати).

Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н. и др. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // Вестник Моск. унив. Сер. 5. География. 2017. № 1. С. 21–29.

Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф. Гирканский этап в плейсто-ценовой истории Каспийского моря // Вестн. Моск. унив. Сер. 5. География. 2014. № 3. С. 3–9.

Arslanov Kh.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L. et al. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to ^{14}C and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ methods // Quaternary International. 2016. V. 409. P. 81–87.

Makeev A., Rusakov A., Bagrova S. et al. Pedogenetic response to climatic fluctuations within the last glacial-interglacial cycle in the Lwer Volga basin // IGCP 610 Fourth Plenary Conference and Field Trip «From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary», National Academy of Science Tbilisi, 2016. P. 111–114.

Panin A., Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // Catena. 2015. V. 130. P. 46–61.

Yanina T., Sorokin V., Bezrodnykh Yu., Romanyuk B. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // Quaternary International. 2018. V. 465. P. 130–141.

О первом опыте определения флоры из «подморенных» образований р. Большой Аранец (бассейн Средней Печоры)

В.А. Жарков¹, Е.В. Зиновьев², Т.В. Якубовская³

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург,
e-mail: Vladimir_Zharkov@vsegei.ru

²Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург,
e-mail: Zin62@mail.ru

³Филиал «Институт геологии» Республиканского унитарного предприятия
«Научно-производственный центр по геологии», Минск, Беларусь,
e-mail: tyakub@rambler.ru

До настоящего времени не решена проблема генезиса и возраста основного объема рельефообразующих образований так называемой «ледниковой зоны» Тимано-Уральского региона. Большинство исследователей считает их возраст четвертичным, а генезис предполагает континентальным, с образованием пород в ходе чередования ледниковых и межледниковых эпох (Астахов и др., 2015). В рамках указанной ледниковой модели сосуществуют разные взгляды на возраст рельефообразующих суглинков в районе среднего течения р. Печора, относимых к верхней морене. На карте четвертичных образований масштаба 1:1 000 000, составленной в ФГУНПП «Аэрогеология» (Лавров, Потапенко, 2005) эти суглинки сопоставлены с четвертой ступенью (осташковский горизонт) верхнего неоплейстоцена. На карте четвертичных образований Российской Федерации масштаба 1:2 500 000, составленной во ВСЕГЕИ, те же суглинки сопоставлены с шестой ступенью (московский горизонт) среднего неоплейстоцена (Застрожных и др., 2010). На указанных картах морские отложения выделяют лишь в прибрежной зоне Карского и Печорского морей, допуская их наличие на значительном удалении от моря только во впадинах доледникового рельефа.

Существует и альтернативная – гляциомаринная модель строения и развития основного объема верхнекайнозойских образований (Крапивнер, 1976; Чочиа, Евдокимов, 1993, и др.). В этой модели рельефообразующие суглинки относят к неогену или эоплейстоцену (Афанасьев, Белкин, 1963; Белкин, 1963; Белкин и др., 1972; Крапивнер, 1976), а их генезис интерпретируют как ледово- и ледниково-морской.

Проблема установления возраста и генезиса отложений зашла к настоящему времени в своеобразный тупик. Находки в рельефообразующих суглинках и песках морской фауны, слоистых текстур, литолого-геохимических признаков, позволяющих считать их морскими образованиями, сторонники ледниковой мо-

дели развития не признают, поскольку ледник якобы обладал способностью ассимилировать морские отложения, находившиеся на пути его движения, и консервировать присущие им признаки в оставленной им морене. Неогеновый и эоплейстоценовый возраст рельефообразующих суглинков, устанавливаемый спорово-пыльцевым методом, подвергается сомнению из-за возможности перетложения. Тем не менее, спорово-пыльцевой метод используют для определения возраста отложений со слоистыми текстурами, допускаемыми для межледниковых образований. Сходные проблемы, характеризующиеся недостаточной обоснованностью и дискуссионностью стратиграфических схем и противоречивостью палеогеографических построений, основанных на различном понимании возраста и границ оледенений Центральной России, указаны в обстоятельном обзоре Г.И. Рычагова (2017).

В описаниях многих исследователей Большеземельской тундры, касающихся характеристик базальных горизонтов подразделений, составляющих так называемую большеземельскую серию, нередко упоминаются о наличии в них маломощных прослоев торфа или рассеянных растительных остатков (Афанасьев, Белкин, 1963; Белкин, 1963; Белкин и др., 1972; Данилов, 1962а, б, 1978, 1979; Крапивнер, 1976; Чочиа, Евдокимов, 1993, и др.). На притоке р. Неча (лист Q-40-XVIII) глины со слойками торфа в основании одного из обнажений интерпретировали как наиболее древние из «доледниковых» образований гряды Чернышева (Геологическая карта..., 1964). И.Д. Данилов, описывая состав наиболее древних кайнозойских отложений Большеземельской тундры в цитированных выше работах, также упоминал редко встречаемые линзочки намывного аллохтонного торфа и маломощные слойки, обогащенные растительным детритом. Однако определения флоры обычно не приводятся. Мы попытались восполнить этот пробел.

В 2014 г. при проведении ГДП-200 листа Q-40-XXIX в 40-метровом эрозионном обрыве р. Большой Аранец (обнажение 1080, координаты 64°59'48.30" с.ш., 58°06'05.88" в.д.) вскрыта слоистая толща, которая при проведении ГС-200 в 1959 году и позже, при подготовке комплекта Госгеолкарты-200 СССР первого издания (Геологическая карта..., 1972), отнесена к днепровской морене. В основании обрыва от уреза воды вскрыт разрез, в котором выделены следующие слои (стратиграфически снизу вверх):

1. Песчано-гравийно-галечные отложения с мелкими валунами разного состава и различной степени окатанности 2.5 м
2. Пески серые, средне-тонкозернистые, сортированные, существенно кварцевые 0.10 м
3. Пески разномзернистые с гравием и галькой примерно по 15–20%..... 0.65 м
4. Гравий и галька в песчаном заполнителе, сцементированные гидроокислами железа в конгломерато-гравелит. Окатанность обломков разная, чаще хорошая 0.65 м
5. Суглинки алевроитовые, голубоватые с коричневыми пятнами, показывающими наличие растительного шлама 0.30 м

6. Суглинки алевроитовые, голубоватые с коричневыми пятнами, показывающими наличие растительного шлама 0.20 м
 7. Алевро-пески тонкослоистые с редкими видимыми растительными остатками и интенсивным ожелезнением по слоистости и по трещинам перпендикулярным слоистости 0.40 м
 8. Пески тонкие линзовидно-косослоистые. Вдоль их подошвы вскрыт протяженный прослой алевроита оторфованного мощностью 0.5–1.0 см, с заметной долей моховидных растительных остатков и редкими расплюснутыми веточками 0.80 м
 9. Глины алевроитистые, голубоватые, плотные, с редким гравием, включают в верхней части линзы песков серых, мелкозернистых, мощностью 10–30 см. Переходная пачка 1.80 м
- Общая мощность – 7.40 м

На глинах слоя 9, с размывом, выраженным появлением песчаных линз, залегает монотонная рельефообразующая толща «мореноподобных» суглинков песчаных с гравием и галькой, мощностью 21.5 м, в которые врезана пачка ленточно-слоистых алевроитов и песков мощностью 8.6 м.

Свежезачищенный прослой с растительным детритом у подошвы слоя 8 сначала был незаметен. Лишь через сутки, когда растительные волокна набухли, впитав влагу из воздуха, прослой стал объемным и хорошо заметным, напоминающим минерализованный торф. При прослеживании оторфованного слоя по простиранию из него собраны расплюснутые древесные стебли и веточки. В составе остатков вегетативных органов растений с помощью ботанического анализа определены *Betula* sp., *Salix* sp., *Carex aquatilis* Wahlenb., *C. limosa* L., *C. cespitosa* L., *Calliargon* sp., *Warnstorfia* sp., *Limprichtia* sp., *Polytrichum* sp., *Scorpidium scorpioides* (Hedw.) Limpr. По заключению О.Л. Кузнецова (Институт биологии Карельского НЦ), флористический состав торфа характерен для болот, питаемых водами, богатыми кальцием. Из слоев 5 и 6 выделены спорово-пыльцевые комплексы, которые, по мнению палинолога Л.Г. Деревянко, характеризуют лесную растительность плиоценового времени. На территории росли березово-хвойные леса с долей умеренно теплолюбивых деревьев. Голосеменные растения представлены елью и сосной *Picea abies* – 26–24%, *Pinus sibirica* – 2–7%, *P. sylvestris* L. – 0–2%. Древесных мелколиственных и кустарничковых растений 24–27%: *Betula* sect. *Albae* – 19–20%, *Alnus* sp. – 1–2%, *Salix* – 3–4%, *Alnaster* sp. – 0–1%, *Betula* sect. *Nanae* – 0–1%. Умеренно теплолюбивых растений 7–8% (*Corylus* – 1–2%, *Myrica* – 1%, *Castanea* – 1–2%, *Carya* – 2–3%, *Juglans* – 1%). Травянистых растений до 20%: разнотравье – 1–6%, *Chenopodiaceae* – 1–4%, *Cyperaceae* – 4–9%, *Ranunculaceae* – 3–5%, *Pyrolaceae* – 1%, *Caryophyllaceae* – 1%, *Asteraceae* – 1%. Из споровых растений определены *Sphagnum* sp. – 7–8%, *Polypodiaceae* – 6–10%, *Lycopodium* sp. – 1–2%. В мацератах проб много растительных остатков, угольной крошки, обнаружены спикеры губок, гифы грибов.

В 2017 г. ископаемая флора обнажения 1080 детально изучена Т.В. Якубовской с помощью палеокарпологического анализа. Кроме отмытого на месте

детрита из слоя 8 исследованы остатки растений из образца нетронутой породы (около 1 кг), промывка которого в лаборатории дала такой же детрит. Флора обоих образцов оказалась идентичной, поэтому приведена общим списком (Таблица).

Таблица

**Состав ископаемой флоры из образца р-108006 обнажения 1080
в правом борту р. Большой Аранец**

№ п/п	Название растения	Количество и тип остатков
1	Bryopsida	множество веточек и листочков
2	Fungi	1 оогоний
3	<i>Picea</i> sp.?	1 верхушка хвои
4	<i>Scheuchzeria</i> cf. <i>palustris</i> L.	2 семени
5	<i>Allium</i> L. vel <i>Gagea</i> Salisb.	3 луковички
6	<i>Schoenoplectus</i> sp.	3 орешка
7	<i>Scirpus</i> cf. <i>pliocenicus</i> Szafer.	2 орешков
8	<i>Blismus</i> sp.	2 орешка
9	<i>Eriophorum scheuchzeri</i> Hoppe	1 плодик
10	<i>Eleocharis</i> sp. 1	7 орешков
11	<i>Eleocharis</i> sp. 2	1 орешек
12	<i>Cyperus fuscus</i> L.	2 орешка
13	<i>Carex</i> cf. <i>aquatilis</i> Wahlenb.	9 орешков
14	<i>C.</i> cf. <i>chordorrhiza</i> Ehrh.	1 орешек
15	<i>C.</i> cf. <i>cespitosa</i> L.	>78 орешков
16	<i>C.</i> cf. <i>diandra</i> Schrank	1 орешек
17	<i>C.</i> cf. <i>pauciflora</i> L.	3 орешка
18	<i>C. paucifloroides</i> Wielicz.	2 орешка
19	<i>C.</i> cf. <i>rostrata-pliocenica</i> P. Nikit.	2 орешка
20–38	<i>Carex</i> sp. 1–19	47 орешков
39	<i>Carex</i> sp. div	>100 орешков
40	Цyperaceae gen. 1	1 орешек
41	Цyperaceae gen. 2	1 орешек
42	Цyperaceae gen. 3	16 орешков (<i>Scirpus</i> или <i>Carex</i>)
43	<i>Ranunculus</i> sp.	1 половинка плодика
44	<i>Ranunculus</i> ex gr. <i>flammula</i> L.	1 половинка плодика
45	<i>Betula</i> sp.	1 чешуя без лопастей
46	<i>Potentilla</i> sp. 1	5 плодиков
47	<i>Potentilla</i> sp. 2	5 плодиков
48	<i>Cirsium palustre</i> (L.) Scop.	5 семян
49	<i>Carpolithes</i> sp.	5 экз.
	Incertae sedis	67 экз.

Это небогатая по видовому составу флора отличается важными особенностями. Во-первых, среди 49 таксонов определены виды, близкие к известным в плиоцене Беларуси, Польши и средней полосы России – *Scirpus* cf. *pliocenicus* Szafer и *Carex* cf. *rostrata-pliocenica* P. Nikit., а также широко распространенный в Европе и встречающийся от плиоцена до лихвина вид *Carex paucifloroides* Wielicz., что позволяет оценить возраст флоры как плиоценовый.

Во-вторых, флора на 73% состоит из представителей Сурегасеае (36 таксонов), среди которых 26 видов принадлежит осокам (от всей флоры 53%). Эти показатели абсолютного господства остатков осоковых хорошо согласуются с результатами палинологического анализа, который показал преобладание пыльцы Сурегасеае (32%) среди трав (всего 51%) в образце из тех же отложений.

В-третьих, во флоре нет водных растений, даже таких весьма обычных для ископаемой флоры кайнозоя, как рдесты, многие виды которых используются для определения возраста. Нет и представителей арктобореальных видов, даже вездесущих селягинелл.

В-четвертых, материнское местообитание ископаемой флоры – это мохово-осоковые болота, болотистые берега рек и других водоемов, аналогичные современным в пределах южной тундровой и северной части лесной зон Восточной Европы. Интересна также редкая в палеокарпологии практика находка луковичек *Allium* vel *Gagea*, которая хорошо дополняет флору этих ландшафтов.

Помимо остатков флоры в отмытом детрите обнаружены фрагменты надкрыльев жуков, среди которых Е.В. Зиновьев определил *Pterostichus costatus* (Menetries, 1851), *Simplocaria* sp. и фрагменты долгоносиков, возможно, рода *Rhynchaenus*. Из этого списка наиболее информативен *P. costatus*, который сейчас обитает в тундре и южнее не встречается; *Simplocaria* обитают в поймах рек, сейчас приурочены к таежной зоне, но с лесами никак не связаны, поэтому их совместное нахождение вполне нормально. Долгоносики *Rhynchaenus* обычно живут на ивах. Определение остатков жуков не завершено, их состав уточняется.

Помимо плодов и семян, фрагментов хитинового покрова насекомых встречены белоснежные тонкостенные мелкие катушки моллюсков и хрупкие раковины остракод, но их не удалось сохранить при обработке, они рассыпались. Выявлены также копролиты – ископаемые экскременты, вероятно, грызунов.

Кроме этих важных для определения возраста отложений признаков, весьма красноречиво об относительной древности флоры говорит глубокая фоссилизация остатков и их плохая сохранность у всех видов. Подобный облик флоры встречается в низах нынешнего эоплейстоцена и верхнего плиоцена Беларуси. Показательно, что состав растительных остатков характеризуемого обнажения не противоречит перечню видов флоры из колвинско-туруханских отложений Сибири, опубликованному И.Д. Даниловым (1978).

Методом Г.Л. Стадникова определена морская слабоопресненная среда осадконакопления слоев 5 и 9, позволяющая предполагать аллювиально-морские (дельтовые, лиманные) обстановки формирования характеризуемых отложений в своеобразном эстуарии.

С учетом полученной информации охарактеризованный интервал разреза интерпретирован нами как один из элементов трансгрессивных лагунных фаций неогеновой колвинской(?) серии. Причинами не обнаружения морской фауны и микрофауны в исследованном разрезе можно назвать опреснение прибрежной зоны, а также специфику осадконакопления в полярных морях. Из-за недонасыщенности холодной воды углекислым кальцием, известковистые раковины умерших морских организмов нередко растворяются в процессе захоронения и диагенеза (Данилов, 1979). Немаловажная причина – слабая изученность указанных образований, возраст которых традиционно считают плейстоценовым, генезис – ледниковым, и поэтому не исследуют с той детальностью, которой они заслуживают.

Литература

Астахов В.И., Назаров Д.В., Семенова Л.Р. и др. К проблеме картографирования северного плейстоцена // Региональная геология и металлогения. 2015. № 62. С. 20–33.

Афанасьев Б.Л., Белкин В.И. Проблемы геологии кайнозоя Большеземельской тундры // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: Изд-во МГУ, 1963. С. 4–9.

Белкин В.И. О неогеновых отложениях Большеземельской тундры // Доклады АН СССР. 1963. Т. 149. № 3. С. 660–662.

Белкин В.И., Зархидзе В.С., Семенов И.Н. Стратотипический разрез Колвинской свиты // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып. 1. Уфа, 1972. С. 5–8.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-40-XVIII. Объяснительная записка. С.А. Князев. Ред. В.П. Горский. М.: Недра, 1964. 74 с.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-40-XXIX. Объяснительная записка. Б.В. Грибанов. Ред. А.Д. Миклухо-Маклай. М.: Недра, 1972. 76 с.

Данилов И.Д. Плейстоценовые отложения востока Большеземельской тундры и условия их образования // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1962а. № 6. С. 74–80.

Данилов И.Д. К вопросу о генезисе плейстоценовых отложений восточной части Большеземельской тундры // Информационный сборник НИИГА. 1962б. Вып. 31. С. 46–53.

Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М.: Изд-во МГУ, 1978. 198 с.

Данилов И.Д. О генезисе толщ мореноподобных отложений равнин севера // Исследования прибрежных равнин и шельфа Арктических морей. М.: МГУ, 1979. С. 97–135.

Застрожных А.С., Минина Е.А., Шкатова В.К. и др. Карта четвертичных отложений масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации. Пояснительная записка. СПб., 2010. 220 с.

Крапивнер Р.Б. Стратиграфия новейших отложений бассейна р. Печоры от Камо-Печоро-Вычегодского водораздела до устья р. Цильмы // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Уфа: БФАН СССР. 1976. С. 90–141.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: «Аэрогеология», 2005. 222 с.

Рычагов Г.И. Географический подход к реконструкции палеогеографических событий // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2017. № 75. С. 112–134.

Чочиа Н.Г., Евдокимов С.П. Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири (ледниковая и ледово-морская концепции). Саранск: Изд-во Мордов. ун-та, 1993. 248 с.

ПРИЛОЖЕНИЕ



15-ый Международный конгресс по стратиграфии средиземноморского неогена

Ю.Б. Гладенков, А.Ю. Гладенков

Геологический институт РАН, Москва,
e-mail: gladenkov@ginras.ru; agladenkov@ilran.ru

Введение

Международные конгрессы по стратиграфии средиземноморского неогена (МКССН) организуются один раз в четыре года и проводятся под эгидой Регионального комитета по стратиграфии средиземноморского неогена (Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy = RCMNS). На них представляются новые материалы по широкому спектру вопросов в области геологии, стратиграфии, палеоклиматологии, палеогеографии и палеонтологии неогена Средиземноморского региона и сопредельных областей. Эти мероприятия привлекают многих специалистов из разных стран (прежде всего, европейских), а результаты исследований по данной тематике имеют большое значение для решения ряда фундаментальных и практических проблем геологии. 3–6 сентября 2017 г. в г. Афины, Греция, состоялся очередной, 15-ый, МКССН. Конвинером конгресса являлась профессор Хара Дриния (Hara Drinia) из Афинского национального университета имени Каподистрии.

К началу конгресса были опубликованы тезисы всех докладов (Book of Abstracts..., 2017), которые были розданы участникам МКССН.

Тематика научных секций

В работе конгресса приняли участие более 300 геологов из более, чем 25 стран, сделавших около 100 устных и 60 стендовых докладов, которые сопровождались предметными дискуссиями.

Работа конгресса проходила в рамках 13 сессий. Это дало возможность не только заслушать доклады, но и организовать тематически направленные обсуждения актуальных проблем неогеновой стратиграфии региона. Секции были представлены следующими направлениями:

1. Млекопитающие (и не только) в восточном секторе.
2. По направлению к новому пониманию Мессинского соленостного кризиса.
3. Влияние Мессинского соленостного кризиса на фауну рыб.
4. Тектоника и геодинамика.
5. Морская геология и Эгейская вулканическая дуга.
6. Средиземноморская палеоокеанография и геохимия.
7. Средиземноморская палеоклиматология.
8. Переход от тортонского к мессинскому веку на суше и его значимость для эволюции гоминид.
9. Революция в европейской биохронологии: 40 лет неогеновым зонам по млекопитающим (MN zones).
10. Средиземноморская неогеновая палеогеография.
11. Средиземноморье и Паратетис.
12. Сообщества кайнозойских растений восточной части Средиземноморского региона.
13. Науки по изучению окружающей среды.

Отрадно отметить, что каждая секция была представлена крупнейшими специалистами по тем или иным проблемам, и это позволило осветить их современное состояние на самом высоком уровне. Участие российских специалистов в подобных мероприятиях представляется крайне важным. Это помогает ознакомиться с новейшими материалами по неогену Средиземноморья, предметно обсудить спорные геологические проблемы (особенно по Восточному Паратетису), завязать новые научные контакты и определить основные тенденции исследований, ведущихся по данной тематике в разных странах. От России присутствовали шесть специалистов из Москвы: четыре из ГИН РАН (Ю.Б. Гладенков, А.Ю. Гладенков, Л.А. Головина, Э.П. Радионова), по одному – из ПИН РАН (С.В. Попов) и МГУ имени М.В. Ломоносова (Ю.В. Ростовцева). Сообщение Ю.Б. Гладенкова и А.Ю. Гладенкова было посвящено сравнительному анализу данных по геологической истории различных по типу океанических проливов неогенового времени. Доклады других российских участников касались самых новых материалов по стратиграфии и палеогеографии неогена Восточного Паратетиса. Эти выступления вызвали большой интерес у аудитории и сопровождались оживленной дискуссией.

Участники конгресса выразили искреннюю благодарность греческим коллегам за это прекрасно организованное мероприятие.

Во время конгресса был избран новый президент RCMNS – Воут Крижсман (Wout Krijgsman) из Нидерландов. Он сменил Вернера Пиллера (Werner Piller) из Австрии, который последние годы возглавлял Региональный комитет по

стратиграфии средиземноморского неогена, а сейчас является председателем подкомиссии по стратиграфической классификации Международной комиссии по стратиграфии.

Следующий, 16-ый, МКССН, запланировано провести в Израиле.

Литература

Book of Abstracts of the 15th Congress of the RCMNS, Athens, Greece, 2017. Athens: National and Kapodistrian University of Athens, 2017. 174 p.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Программа	4
Решение	7
Некоторые проблемы совершенствования Международной стратиграфической шкалы кайнозоя (Ю.Б. Гладенков)	10
Современное состояние Международной стратиграфической шкалы квартера: новости из Подкомиссии по стратиграфии четвертичной системы Международной комиссии по стратиграфии (А.С. Тесаков)	14
Опыт комплексного изучения олигоцена-миоцена Западной Камчатки (Ю.Б. Гладенков)	18
Ярусы олигоцена и граница между палеогеном и неогеном на Западной Камчатке – новые данные по диатомеям (А.Ю. Гладенков)	23
Фораминиферы в расчленении олигоцена-миоцена Западной Камчатки и региональные стратиграфические подразделения (С.И. Бордунов, Т.В. Дмитриева, Н.А. Фрегатова)	30
Магнитостратиграфия опорного разреза кайнозоя бухты Квачина (Западная Камчатка): первые результаты (А.Ю. Казанский, В.М. Трубихин, В.Ю. Водовозов)	36
Стратотипы и опорные разрезы неогеновых регионарусов юга России и проблемы их границ (С.В. Попов, Л.А. Головина, Э.П. Радионова, И.А. Гончарова, Ю.В. Ростовцева, Н.Ю. Филиппова, Д. Палку)	47
Граница палеогена и неогена на Северном Кавказе и в Предкавказье: современное положение и проблемы (Н.Ю. Филиппова, Л.А. Головина, Е.В. Белуженко)	55
Вклад современных мультидисциплинарных исследований опорных разрезов Тамани и Предкавказья в стратиграфию неогена юга России (Л.А. Головина, С.В. Попов, И.А. Гончарова, Э.П. Радионова, Н.Ю. Филиппова, Ю.В. Ростовцева, В.М. Трубихин, О.В. Пилипенко)	62
Возрастные аналоги гелазия в верхнекайнозойском разрезе Украины и палеогеографические условия их формирования (Е.А. Сиренко)	68

Акчагыл Предкавказья: палинологические, климатостратиграфические и палеогеографические реконструкции (О.Д. Найдина)	75
Кризис ледниковой теории и его влияние на палеогеографию позднего кайнозоя (Р.Б. Крапивнер)	79
Сравнительный анализ принципов построения и детализации Международной и Общей стратиграфических шкал четвертичной системы (Л.Р. Семенова, В.К. Шкатова)	84
Совершенствование «Стратиграфической схемы квартера территории России» с целью повышения геологической обоснованности и качества Госгеолкарт 1000/3 и 200/2 (В.К. Шкатова, Е.Л. Грундан)	88
База данных по наземным опорным разрезам квартера Европы (Г.А. Данукалова, А.В. Бородин, Н.Е. Зарецкая, А.С. Застрожных, В.В. Колька, О.П. Корсакова, П.А. Косинцев, Е.А. Маркова, Д.В. Пономарев, Т.В. Струкова, В.В. Титов)	95
Климато-хроностратиграфическая схема неоплейстоцена Восточно-Европейской равнины: периодизация, корреляция и возраст климатических событий (Н.С. Болиховская, А.Н. Молодьков)	99
Палеогеография Каспия в позднем плейстоцене – голоцене. Новые материалы (Т.А. Янина, Ю.П. Безродных, Н.С. Болиховская, Р.Н. Курбанов, А.О. Макеев, В.М. Сорокин, И.Д. Стрелецкая)	111
О первом опыте определения флоры из «подморенных» образований р. Большой Аранец (бассейн Средней Печоры) (В.А. Жарков, Е.В. Зиновьев, Т.В. Якубовская)	118
ПРИЛОЖЕНИЕ.	
15-ый Международный конгресс по стратиграфии средиземноморского неогена (Ю.Б. Гладенков, А.Ю. Гладенков)	125

Научное издание

**НЕОГЕН И КВАРТЕР РОССИИ:
СТРАТИГРАФИЯ, СОБЫТИЯ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ**

Подписано к печати 20.07.2018
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Уч. изд. л. 12,0.
Тираж 300 экз.

ООО «Издательство ГЕОС»
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91
e-mail: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным оригинал-макетом в ОАО «Альянс “Югполиграфиздат”»,
ООО ИПК «Панорама»
400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6