РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENSIS
COMISSION FOR STUDY
OF THE QUARTERNARY

ГЕОС

BULLETIN OF COMISSION FOR STUDY OF THE QUARTERNARY

№ 74

Bulletin was founded in 1929

Editor:
candidate of geological and mineralogical sciences
I.A. CHISTYAKOVA

MOSCOW
GEOS
2015

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 74

Бюллетень основан в 1929 г.

Ответственный редактор:
кандидат геолого-минералогических наук
И.А. ЧИСТЯКОВА

МОСКВА
ГЕОС
2015

УДК 551.7/8
ББК
Б 98

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 74. – М.: ГЕОС, 2015. – 129 с.
ISBN

В данном номере Бюллетеня содержатся новые материалы по глобальным проблемам изучения четвертичного периода и отдельным региональным вопросам. Новые идеи, изложенные в ряде работ могут представлять интерес для дальнейшего развития фундаментальных проблем квартера в XXI веке.

Для геологов, палеонтологов, палеогеографов, археологов и других специалистов, изучающих проблемы четвертичного периода.

Редакционная коллегия:
Ю.А. Лаврушин (главный редактор), А.А. Величко, А.В. Панин,
И.А. Чистякова, И.М. Хорева, С.М. Шик

Рецензенты
доктор геол.-мин. наук Л.Н. Андреичева, доктор геогр. наук Н.Г. Судакова
доктор геол.-мин. наук Г.В. Холмовой

Bulletin of Comission for study of the Quaternary. № 74. – M.: GEOS, 2015. – 129 p.
ISBN

The suggested issue of the Bulletin includes new data in global Quaternary problems and some regional evidence. The presented new ideas may be of interest for subsequent development of fundamental problems of Quaternary in the XXI st century.

The issue is addressed to geologists, paleontologists, archaeologists and other specialists interested in of Quaternary.

Editorial board:
Yu.A. Lavrushin (Editor-in-chief), A.A. Velichko, A.V. Panin,
I.A. Chistyakova, I.M. Khoreva, S.M. Shik

Reviewers:
Doctor of Geology and Mineralogy L.N. Andreicheva, Doctor of Geography N.G.Sudakova,
Doctor of Geology and Mineralogy G.V. Kholmovoy

© Российская Академия наук, 2015
© ГЕОС, 2015

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 74, 2015 г.

ПЕРВЫЕ МНОГОСЛОЙНЫЕ СТОЯНКИ ОЛДОВАНСКОЙ КУЛЬТУРЫ В КРЫМУ: ГЕОЛОГИЯ, АРХЕОЛОГИЯ, ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ

А.Л. Чепалыга[1], Н.К. Анисюткин[2], Т.А. Садчикова[3]

[1]Институт географии РАН, Москва; tchepalyga@mail.ru
[2]Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург; nkanis@mail.ru
[3]Геологический институт РАН, Москва; tamara-sadchikova@yandex.ru

Олдованские стоянки Коз, Эчки-1 и Аслан расположены на Ю-В берегу Крыма между Судаком и Карадагом. Четыре культуросодержащих слоя стоянки Коз залегают в четырех галечниковых пачках прибрежно-морского генезиса VIII Манджильской террасы с высотой поверхности около 100 м абс., примерно посредине террасовой лестницы, общей высотой около 200 м. Литологические и геохимические характеристики тонкозернистых пачек близки к лагунно-морским фациям морского бассейна каспийского типа (гурийский солоновато-водный бассейн). Каменные орудия представлены разнообразными чопперами, пиками, скребками, ножами, билл-хуками, проколками и др. Этот набор характерен для развитого олдована. Возраст – поздний эоплейстоцен. Вместе с другими многослойными стоянками выделяется новый Южно-Крымский геоархеологический ареал олдованской культуры.

Ключевые слова: Крым, олдован, эоплейстоцен, морская терраса, чопперы, пики, прибрежно-морская адаптация.

Из истории открытия олдованских стоянок в Крыму

Первые сведения о древнейших раннепалеолитических галечных орудиях в Крыму появились еще в 70–80-е годы прошлого века – это находки А.А. Щепинского [Щепинский, Клюкин, 1989] в Эчки-Даге [Щепинский, Клюкин, 1992; Клюкин и др., 1990; Природа Кара-Дага, 1990]. Другой район находок – окрестности Ялты: Гаспра, Артек и др. [Жук, 1994, 1997; Степанчук, 2006]. Здесь тоже нет ни отложений, ни культурного слоя.

Основные находки галечных орудий были описаны из Эчки-Дага на поверхности террасовидных площадок, подобных «Большим столам» Н.И. Андрусова [1912] в Судаке с высотой от 70 до 220 м абс [Чепалыга, 2016] (рис. 2, *а*). Они выявлены в отложениях современной почвы [Клюкин и др., 1990]. Что касается культуросодержащих отложений, то они не были обнаружены, т.к. считалось, что эти террасы делювиально-пролювиальные и молодые, связанные с педиментацией склонов в последнюю ледниковую эпоху.

Идея-фикс об отсутствии террасовых отложений и культурных слоев и, как следствие, невозможность проведения раскопок, а только поверхностных сборов подъемного материала, препятствовала более глубокому изучению и постановке археологических раскопок. В итоге открытие многослойных олдованских стоянок было задержано на 30–40 лет.

Новый толчок для изучения древнейшей галечниковой культуры был получен после открытия несомненных олдованских стоянок восточнее Крыма, на Северном Кавказе, причем в непосредственной близости к Крыму. Это – серия стоянок на Таманском полуострове, таких, как Синяя балка (Богатыри), Родники и Кермек [Щелинский, 2014], и в Дагестане – Айникаб, Мухкай и др. [Амирханов, 2007].

Стало выясняться, что олдованцы могли мигрировать в Крым с Кавказа. Наконец, были открыты олдованские стратифицированные стоянки и западнее Крыма [Чепалыга, 2012] в долине Днестра (Байраки, Крецешты, Дубоссары-2), а также в долине Дуная, где была раскопана многослой-

ная стоянка Козарника [Sirakov et al., 2010]. На основе этих данных была выдвинута гипотеза о Северо-Черноморском коридоре миграций олдованскихх племен с Кавказа и Тамани через Крым в Северное Причерноморье, и далее по долинам Днестра и Дуная в Европу [Чепалыга, 2012, 2016; Чепалыга и др., 2015; Chepalyga, 2014].

Но между олдованскими стоянками Тамани и долины Днестра и Дуная находится Крым, где находки галечной культуры не были стратифицированы, датированы и были слабо изучены. Возникла идея найти и изучить олдованские стоянки в Крыму, в первую очередь на его Южном берегу, где уже были описаны подъемные материалы. Был составлен и подан международный российско-украинский проект РФФИ и ДФФД «Междисциплинарные исследования раннепалеолитических стоянок Украины и юга России: археология, геология, хронология, реконструкция палеосреды и миграций древнейших гоминид», под руководством А.Л. Чепалыги и известного украинского археолога В.Н. Степанчука (грант № 13-06-90427).

В 2013 г. мы провели совместные успешные раскопки стоянки Байраки на Днестре с 6–7 культурными слоями, из них III–VII слои с олдованскими орудиями (несколько сотен предметов). В IV слое была открыта и раскопана уникальная вымостка-выкладка из частично обработанных каменных блоков. В 2013 г. Н.К. Анисюткиным, В.Н. Степанчуком и А.Л. Чепалыгой открыта новая олдованская стоянка Крецешты и собраны десятки артефактов.

На волне этих успехов на 2014 год была запланирована в рамках совместного проекта РФФИ–ДФФД совместная экспедиция для разведок и раскопок олдованских памятников на Южном берегу Крыма, ориентировочно в район Эчки-Дага. Организаторами Крымской экспедиции должны были выступить украинские археологи под руководством В.Н. Степанчука, однако эти исследования не состоялись.

Экспедиция в Крыму в 2014 г. проведена только силами российского коллектива проекта. Полевые работы были начаты в июне с рекогносцировок на классических морских стратотипах Керченского полуострова (м. Чауда, м. Карангат, оз. Узунлар, оз. Тобечик – Эльтигенский разрез). Ставилась задача найти хотя бы один разрез террасовых отложений, где можно было поискать артефакты. Причем искать надо на высоких террасах, с достаточно древними, желательно эоплейстоценовыми отложениями. А сверхзадачей было – найти серию террасовых разрезов с артефактами и построить систему датированных террас. И тем самым получить возможность для прослеживания путей и времени первого появления человека, эволюции первых поселенцев Крыма и первичного заселения Европы.

14 июня 2014 года наша экспедиция в составе руководителя А.Л. Чепалыги, двух крымских геологов – Валерия Петрука, Сергея Ковальчука и водителя прибыла в район Карадагского заповедника для изучения террас Эчки-Дага, где уже были известны местонахождения галечной культуры с чопперами и др. артефактами (подъемный материал). Однако на имеющемся у нас транспорте эта попытка не удалась из-за низкой проходимости. Тогда решили попробовать достичь террас Эчки-Дага с другой стороны – с запада, со стороны речки Коз. Но и эта попытка оказалась безуспешной по причине отсутствия дороги. Однако, в самом селении Коз (Солнечная долина) было замечено в стенках карьера переслаивание галечников с глинистыми алевритами. Это оказалось большой удачей: в первый же день поисков в самом неожиданном месте, где никто никогда не находил артефактов и террасовых отложений, удалось сразу найти террасовую толщу мощностью до 12–13 м. Тут же появилась надежда на древние артефакты, они не заставили себя ждать. На следующий день в галечных пачках было найдено несколько чопперов и орудия типа скребков и пик, приуроченных к четырем культуросодержащим уровням галечников.

Вдобавок – еще одна удача. Терраса оказалась высокой, около 100 м абс, а значит достаточно древней, вероятно, эоплейстоценовой. Для сравнения недалеко отсюда на мысе Чауда стратотип морской чаудинской террасы имеет высоту 22 м абс, а ее возраст около 0,5–0,6 млн лет. Так что наша стоянка Коз может быть около миллиона лет. Теперь это VIII Манджильская терраса позднего эоплейстоцена, выделенная еще Н.И. Андрусовым [1912].

Итак, первая в Крыму стратифицированная олдованская стоянка Коз была открыта А.Л. Чепалыгой 15 июня 2014 г. [Chepalyga, 2014]. В конце года (октябрь, 2014) удалось провести экспедицию в Эчки-Даг, где была открыта еще новая многослойная олдованская стоянка Эчки-1 в отложениях 17-метровой мощности той же VIII Манджильской 100-метровой террасы.

В результате дальнейших исследований было обнаружено более десятка новых стратифицированных местонахождений и стоянок в отложениях различных эоплейстоценовых террас (рис. 1). Также был собран обширный материал для разработки стратиграфии и геоархеологии выявленных культурсодержащих слоев. Была разработана концепция Северо-Черноморского коридора миграции из Азии в Европу, как пути первичного заселения Европы в эоплейстоцене.

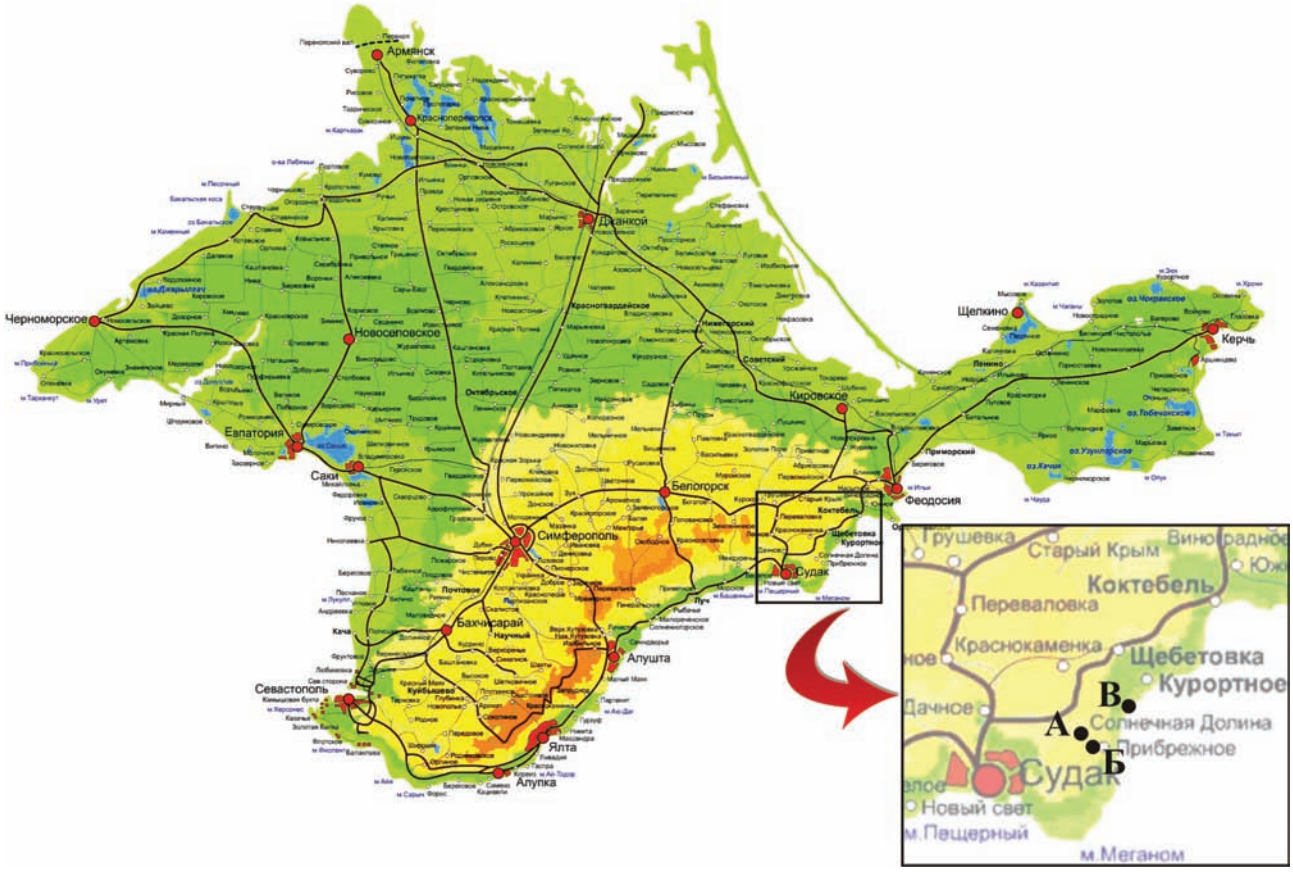


Рис. 1. Расположение стоянок и местонахождений олдованской культуры.
А – стоянка Коз; Б – стоянка Эчки; В – местонахождение (стоянка) Аслан

В октябре 2014 г. эти результаты были доложены на секции «Первичное заселение Европы» XVII Международного археологического конгресса в г. Бургос (Атапуэрка), Испания [Chepalyga, 2014], и получили одобрение и поддержку со стороны крупных археологов и палеонтологов Европы: Эмилиано Агирре, Анри и Марии-Антуанетты де Люмлей и др.

На основе полученных материалов был разработан и поддержан фондом РФФИ новый проект № 16-06-00514 «Геоархеологические исследования олдованских стоянок юга России для реконструкции путей первичного заселения Европы по Северо-Черноморскому коридору», руководитель А.Л. Чепалыга.

Геология

В результате ревизии террас Судака было выделено 12 морских террас, из них шесть эоплейстоценовых [Чепалыга, 2016].

VIII Манджильская терраса с олдованской стоянкой Коз, выделенная Н.И. Андрусовым [1912] и ревизованная нами [Чепалыга, 2016] занимает центральное место в террасовой системе Судака. Из 12 террас – это самая низкая (100 м абс) и, вероятно, самая молодая из эоплейстоценовых террас, возраст – верхний гурий.

Описание разреза Коз

Разрез морских террасовых отложений расположен на левом берегу речки Коз в 1 км ниже ее выхода из гор и в 4 км от моря, координаты N44°52’21.08”C \ E35° 6’24.44”B, на 100-метровой террасе с грубо-галечной поверхностью в стенке глиняного карьера в центре селения Солнечная долина (Коз) Судакского района (рис. 2).

Под маломощной каштановой почвой залегают следующие слои.

1. Галечник рыхлый, грубый, несортированный, неслоистый – мощность 1,0–2,0 м. В нем найдены артефакты I культуросодержащего слоя.

2. Алевриты и пески, серо-желтые, неслоистые – мощность 2,5 м.

3. Валунно-галечная пачка грубых несортированных пород – мощность 0,8–1,0 м.

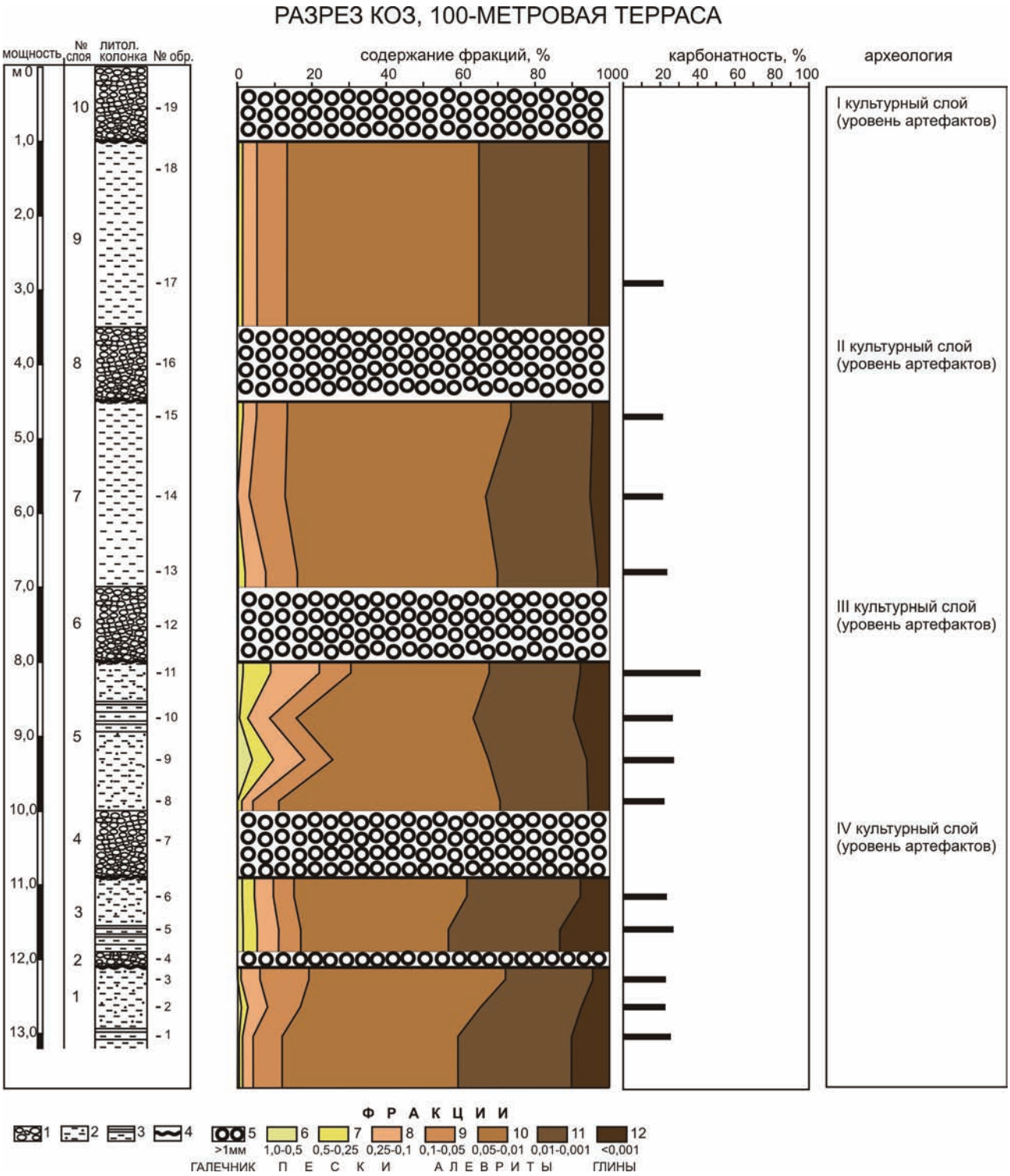


Рис. 2. Разрез террасовых отложений стоянки Коз. Литологическая колонка, места отбора образцов, результаты гранулометрического анализа, карбонатность пород, культурные слои с артефактами.

К этой пачке приурочены артефакты II культуросодержащего слоя.

4. Алевриты и пески желто-серые, неслоистые – мощность 2,3–2,5 м.

5. Валунно-галечная пачка грубых несортированных обломочных пород – мощность 1,0 м. Содержит артефакты третьего культурного слоя с большим количеством орудий.

6. Алевриты глинистые желто-серые и пески – мощность 1,8 м.

7. Щебнисто-галечная пачка с валунами, несортированная, неслоистая, рыхлая – мощность 0,2–0,3 м. Представляет собой IV культуросодержащий слой с артефактами.

8. Алевриты глинистые желто-серые, плотные, неясно слоистые, с железистыми прослоями – видимая мощность 1,2 м.

9. Внутри алевритовой пачки – тонкий галечный прослой мощностью 0,1–0,2 м.

10. Алевриты, аналогичные слою 8.

Цоколь террасовых отложений не виден.

Общая видимая мощность осадков VIII террасы – более 13 м, максимальная среди других террас Судака, но здесь террасовые отложения вскрыты не полностью. В соседнем разрезе стоянки Эчки-1 (см. ниже) мощность террасовых отложений достигает 17 метров.

Литология: структуры, текстуры и состав алевритовых пачек террасовой толщи

Ниже приводится описание песчано-глинисто-алевритовых осадков разреза, исключая галечниковые горизонты (слои 2, 4, 6, 8, 10), состав которых известен как достаточно однообразный, представленный местными изверженными (андезито-базальты, кератофиры, трассы и др.) и уплотненными осадочными (кварцитовые песчаники, аргиллиты, алевролиты, карбонаты и др.) породами [Карадаг заповедный, 2012]. Изучение алевритов осуществлялось визуально, микроскопически (в шлифах в проходящем свете), минералогически (с целью обнаружения аутигенных новообразований и определения состава глин), геохимически (на содержание остаточного иона Cl^-).

Слой 1. Обр. 1. Алеврит темно-серый, глинистый, известковистый, плотный, слоистый, с единичными зернами кварцевого песка, микроконкрециями Fe-Mn состава, глинисто-карбонатными и железооксидными стяжениями, фауной разной степени сохранности (обломки раковин моллюсков, фораминиферы явно переотложенного генезиса – затертые, толстостенные, покрытые известковой корочкой; встречены удлиненные формы кремнистых микроорганизмов), отмечено присутствие известковых трубчатых корневидных образований.

Обр. 2–3. Алеврит серый, песчанистый, известковистый, плотный, с примесью песчаных зерен (кварц, кремнистые породы, роговая обманка и др.), часто в глинистых «рубашках» (слабо промытые); отмечено обилие Fe-Mn-микроконкреций, фауны разной степени сохранности (микрофауна фораминифер и остракод с глинистым заполнением камер, вероятно, переотложенная; обломки крупных створок моллюсков); встречены игольчатые известковые формы – возможно, фрагменты известковых водорослей.

Видимая мощность слоя – до 1,5 м.

Слой 3. Обр. 5. Алеврит буровато-серый, глинистый, известковистый (с кальцитом разной генерации: пелитоморфной примесью в глинистой массе и скоплениями кристаллических новообразований), горизонтально тонкослоистый, с незначительной примесью неокатанных и слабо окатанных зерен песка (преобладающе – кварцевого), с обилием раковинного детрита и прочих известковых микроорганизмов.

Обр. 6. Алеврит серовато-бурый, песчано-глинистый, известковистый (с карбонатно-глинистым цементом), с карбонатной фауной (переотложенные раковины фораминифер, обломки раковин моллюсков), известковыми рубчатыми корневидными образованиями.

Мощность 1,0 м.

Слой 5. Обр. 8. Алеврит буровато-серый, глинистый, тонкослоистый, с малой примесью песка (в составе: кварц, кремни, песчаники, карбонатные стяжения, слюдистые сланцы), Fe-Mn-микроконкрециями, раковинным детритом.

Обр. 9. Алеврит темно-серый, песчанистый (кварц, кремни, известняки, песчаники), слоистый, неоднородный, с включениями мелкого углистого аттрита, обломками фауны и известковых трубчатых образований.

Обр. 10. Алеврит темно-серый, глинистый, известковистый, с единичными зернами песка и гальки (кварц, кремни, кварциты, железистые песчаники, изверженные породы среднего состава, известняки), раковинным детритом (моллюски, мшанки и др.), известковыми корневидными трубчатыми образованиями, включениями углистых частиц.

Обр. 11. Алеврит темно-серый, глинисто-песчанистый, с глинисто-известковистым цементом; состав песчаных зерен и прочих включений аналогичен обр. 10.

Мощность 2,0 м.

Слой 7. Обр. 13. Алеврит песчанистый, с обилием карбонатной фауны (в шлифах различимы фораминиферы, крупные створки моллюсков и др.). В отмытой фракции обнаруживается галька, грубый песок разного состава (кварц, кварциты, кремнистые конкреции, серые агаты до 1 мм в поперечнике). Известковые трубчатые образования, раковинный детрит, мелкие угольки.

Обр. 14. Алеврит песчанистый, аналогичный обр. 13.

Обр. 15. Алеврит серый, песчанистый, слоистый, с обилием микроконкреций Fe-Mn-оксидов,

раковинным детритом. В отмывках, как и в предыдущих образцах, встречены кварциты (розовые), известковые трубчатые образования отчетливо кристаллические, прозрачные, чистые, не сглаженные, без следов перемыва (явно местные) – вероятно, известковые водоросли. Встречен аутигенный гипс в виде лучистых, удлиненных и призматических прозрачных форм.

Мощность около 2,5 м.

Слой 9. Обр. 17, 18. Алеврит песчанистый (либо алевро-песок), слоистый, в составе терригенных обломков – преобладают зерна кварца, встречены пелитоморфные и кристаллические известняки-ракушечники. В отмывках хорошо видно, что вся фауна переотложенная (сглаженные «зализанные» обломки, нет известковых трубочек in sity, как в описанном ранее слое 7).

Мощность около 2,5 м.

Результаты гранулометрического анализа

Разрез Коз представляет собой толщу ритмично переслаивающихся галечников и алевритов (мощностью более 13 м). Выделяются, по меньшей мере, четыре цикла, или ритма, в которых снизу вверх алевритовые отложения закономерно сменяются галечниками-валунниками полимиктового состава, хорошей окатанности и сортировки, залегающими с размывом (контакт резкий, неровный). Размер валунов достигает нескольких см в поперечнике, в их составе преобладают изверженные породы, также встречены сидериты, местные песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки. Обращает на себя внимание практически полное отсутствие кремней (имеются в виду меловые кремни), которые обнажаются значительно севернее изучаемого разреза. Вероятно, здесь мы наблюдаем прибрежные фации мелководного бассейна с активной волно-прибойной зоной, в которой отлагались галечниковые пляжевые осадки, перекрывающие песчано-алевритовые и глинисто-алевритовые осадки лагуны или удаленной от берега и динамически более спокойной зоны.

Результаты гранулометрического анализа, представленные на графике (рис. 2) показывают ритмичные колебания уровня бассейна, вызывающие смену типов отложений: от мелко-тонкозернистых песчано-алеврито-глинистых до грубых валунно-галечниковых. При этом в нижней части разреза (слои 1–5) отмечается больший диапазон зернистости осадков. В преобладающе алевритовой массе от 0,01 до 0,05 мм (60–80% алевритовых частиц) содержание тонкопелитовой (< 0,001 мм) составляющей достигает 10% и более. В то же время содержание песка (преобладающе средне-мелкозернистого – 0,5–0,1 мм, но со значительным участием и крупно-грубозернистой составляющей более 0,5–1,0 мм) завышено до 15–20, а в слое 5, в отдельных прослоях – и до 30 весовых %. В двух верхних циклах разреза (слои 7–10) отсортированность тонкого терригенного материала более совершенная. Можно считать, что слои 7 и 9 почти нацело состоят из мелко-тонкозернистого алевритового осадка (более 80%), содержание глинистой фракции до 5%, средне-мелкозернистых песков – чуть более 10%.

Лучшая сортировка более тонкого материала в субаквальных осадках верхней части разреза может быть результатом либо относительно более спокойных динамических условий осадконакопления, либо дефицита поступления грубого материала в бассейн (уменьшение поверхностных стоков, либо лучшая задернованность склонов и снижение берегового сноса). Напротив, присутствие крупно-грубозернистых терригенных частиц, как в отдельных прослоях слоя 5, может быть результатом разреженности растительного берегового покрова, например, в более холодные или засушливые периоды времени. О засушливости климата, в частности, свидетельствует наличие аутигенного гипса, отмеченного в кровле слоя 5.

Карбонатность алевритовых осадков в целом достаточно высокая, содержание $CaCO_3$ – 21–25%, в единичном случае – более 40%. Присутствие $CaCO_3$ обусловлено, главным образом, наличием карбонатного раковинного детрита, известковых корневидных футляров, обломком известняков и кальцитовой составляющей карбонатно-глинистого цемента. Завышенное содержание $CaCO_3$ закономерно совпадает с кровлей слоя 5, в котором ранее отмечено было обнаружение гипса и высказано предположение о более засушливом климате.

Глинистые минералы

Минералы глин исследованы рентгендифрактометрическим методом на установке D8 Advance во фракции < 0,001 мм по стандартной методике изучения глинистых минералов: а) в природном ориентированном препарате, б) насыщенном этиленгликолем; в) прокаленном при 550◦С (аналитик – инженер-исследователь Е.В. Покровская, Лаборатория физических методов изучения породообразующих минералов ГИН РАН).

В составе глин диагностированы: слюда, каолинит, смешанослойный иллит-смектит (очень тонкодисперсный, неупорядоченный, дающий широкий спектр характеристических пиков на

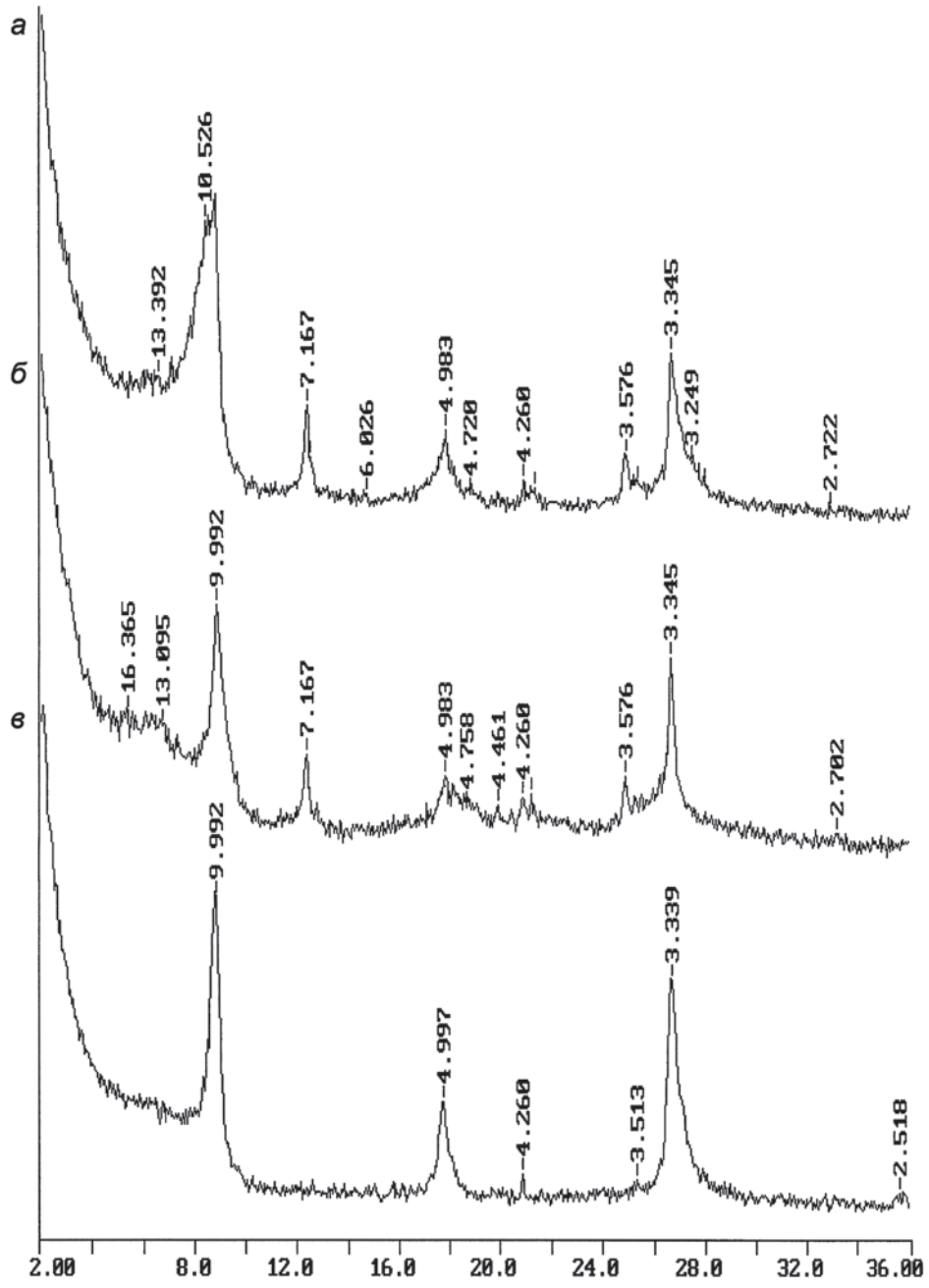


Рис. 3. Дифрактограммы состава глинистых минералов (фракция < 0,001 мм)
а – природный ориентированный препарат; *б* – насыщенный этиленгликолем; *в* – прокаленный при 550°С.

дифрактограмме), незначительная примесь кварца (рис. 3).

Тонкодисперсная неупорядоченная структура иллит-смектита свидетельствует о возможно аутигенном генезисе этого минерала. Из работ А.Г. Коссовской известно, что неустойчивые триоктаэдрические гидрослюды способны преобразовываться, в зависимости от кислотно-щелочных условий среды, через ряд сложных смешанослойных фаз в другие минералы: в лагунно-морской и озерной обстановке формируются смектиты, в морских условиях – глауконiты, в кислой среде торфяных болот – каолиниты [Коссовская, 1963; Коссовская и др., 1964]. Формирование каолинитов в застойных заболачивающихся водоемах вдоль морского побережья отмечено в других публикациях [Тимофеев, Боголюбова, 1998]. В частности, показано, также и эксперименталь-

ным путем, что в кислой среде торфяных болот, при pH 5,0–4,5, происходит разрушение смектита и образование за счет его компонентов минеральной фазы каолинита. При этом не обнаруживается смешанослойных каолинит-смектитовых минералов, поскольку имеет место не замещение смектитовых слоев каолинитовыми, а растворение смектита и образование нового минерала – каолинита [Тимофеев, Боголюбова, 1999].

О чем это может свидетельствовать? О том, что происходило преобразование неустойчивых триоктаэдрических слюд (иллита) в смешанослойный неупорядоченный смектит, который, с течением времени и изменением физико-химической обстановки бассейна, растворился и послужил субстратом для формирования каолинита. Это могло происходить при изменении условий седиментации: от лагунно-морских, озерных водоемов – к заболачивающимся торфяникам, если возможно представить такую смену обстановки в этом месте на берегу Черного моря в олдоване.

Условия среды

Соленость установлена по содержанию остаточного иона Cl^- в изученных осадках (определение по стандартной методике разложения породы 1% -й азотной кислотой HNO_3 и титрования 0,1 Н роданистым аммонием NH_4CNS , в присутствии азотнокислого серебра $AgNO_3$), аналитик – ведущий инженер Лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН М.В. Рудченко.

Результаты приведены в табл. 1.

Из опубликованных ранее работ [Ренгартен, 1974; Садчикова, 1981] известно, что содержание остаточного иона Cl^- в количестве 0,18% и более соответствует, как правило, соленым бассейнам – в частности, понтическому морскому бассейну. В осадках пресных водоемов этот параметр обычно не превышает 0,02%. Как свидетельствуют полученные в настоящей работе данные (см. табл. 1), алевриты из слоев 1 и 5, содержащие 0,36 и 0,62% Cl^- соответственно могут быть отнесены к морским осадкам. Можно также предположить, что во втором случае соленость была выше. Близкий по типу разрез Эчки-1, расположенный в 5 км к востоку и соответствующий той же VIII Манджильской террасе, показывает близкие результаты по содержанию Cl^-: в базальных конгломератах, отражающих начальную фазу трансгрессии, содержание его 0,30–0,50%, что может характеризовать максимальную для этого водоема соленость. Выше по разрезу отмечены низкие содержания Cl^- – до 0,07%, что свидетельствует о значительном опреснении, связанном с образованием лагуны и разбавлением за счет поступавших пресных речных вод в условиях изолированной или полуизолированной лагуны. Некоторое повышение Cl^- (до 0,25%) в верхней части разреза Эчки-1 может отражать возрастание солености в условиях вероятного возобновления связи лагуны с открытым морем.

Генезис. Морской генезис террас Судака подтверждается также обнаружением осадков эоплейстоценового гурийского бассейна солоноватоводного типа на Крымском шельфе юго-восточнее г. Алушты [Семененко и др., 1982; Геология шельфа…, 1984]. Судя по составу фауны моллюсков каспийского типа (*Digressodacna, Tshaudia* и др.), соленость этого бассейна варьировала в пределах от 5 до 15 промилле.

Таблица 1. Содержание остаточного иона Cl^-

№ п/п	№ образца, глубина м	Характеристика образца, место отбора	Результат анализа – содержание Cl^- (%)
	К–1 13,0	Алеврит, разрез Коз, VIII Манджильская терраса	0,36
	К–9 9,3	– « –	0,62
	Э–6 2,8	Алеврит, разрез Эчки-1, VIII Манджильская терраса	0,25
	Э–11 5,5	– « –	0,07
	Э–19 11,0	– « –	0,07
	Э–25 16,0	– « –	0,50
	Э–27 16,8	– « –	0,30

Археология

Коллекция из 4-х культуросодержащих слоев стоянки Коз насчитывает более 30 изделий галечной культуры, в основном на гальке или на отщепах.

Состав пород, из которых изготовлены изделия, связан в основном с размывом нижне-средне-юрского флиша, залегающего в цоколе террасовых отложений. Кроме того имеется значительное количество орудий из вулканических пород Карадага, принесенных в свое время вдольбереговыми течениями. Это андезит-базальты, кератофиры, метаморфизованные туфы, включая цеолит содержащие трассы. Обращает внимание почти полное отсутствие кремневых орудий, т.к. в регионе нет верхнемеловых кремний содержащих отложений. Они расположены значительно севернее (20–30 км), в районе Наниково. В коллекции имеется единственный мелкий тонко обработанный отщеп из кремния, размером около 25 мм (рис.). Это может быть доказательством его редкости и ценности для обладателя из-за отдаленности источника породы (ближний импорт), а также дополнительным свидетельством его редкости и бережного отношения к нему древнего человека. В других стоянках и местонахождениях кремневые орудия также очень мелкие и редкие, а чаще вовсе отсутствуют.

Ниже приводится краткая характеристика и изображения отдельных изделий.

Стоянка Коз, образец Коз 1-15. Галечное орудие пиковидного типа удлиненной формы,сильно окатанное. Верхний конец имеет крупный скол и забитость от употребления в качестве отбойника. На левой стороне три крупных примыкающих чередующихся скола. Основание широкое подчетырехугольное образовано одним крупным сколом со следами более мелких сколов подправки по краям. Материал – серый флишевый песчаник. Размер 114×58×55 мм (рис. 4-1).

Стоянка Коз, образец Коз 2-15. Галечное орудие пиковидного типа на гальке подтреугольной формы с заостренным верхним концом и широким четырехугольным основанием, вероятно уплощенным одним сколом. Верхний конец тупо заостренный с забитостью на конце и с двумя боковыми снятиями. На краях основания – забитость от ударов при использовании в качестве отбойника с обоих концов. Материал – темно серый юрский аргиллит. Размер 112×65×61 мм (рис. 4-2).

Стоянка Коз, образец Коз 3-15. Чоппер заостренный на гальке удлиненной формы. Рабочий край выделен одним крупным сколом и дальнейшей подправкой по краям более мелкой ретушью. Материал – песчаник разнозернистый, серый, флишевый. Размер 83×51×40 мм (рис. 4-3).

Стоянка Коз, образец Коз 4-15. Чоппер, похожий на грубое скребло на расколотой гальке подтреугольной формы. Верхний широкий конец обработан фасетками с уплощенной зубчатой ретушью. Противоположный узкий конец имеет один скол. Размер 73×66×26 мм (рис. 4-4).

Стоянка Коз, образец Коз 1-14. Пик. Крупное пиковидное орудие треугольной формы, грубо обработанное вдоль длинного края. С осной стороны три последовательных скалывания по неясной слоистости. С противоположной стороны имеется один плоский скол, который, как и предыдущий, не дает волны, и в силу особенностей структуры, не дает раковистого излома. Порода – песчаник серого цвета. Размеры 160×110×43 мм (рис. 4-5).

Стоянка Коз, образец Коз 2-14. Чоппер боковой на плоской гальке, почти строго овальной формы, хорошо окатанной. Рабочий левый край обработанный крупными сколами, занимает ¼ длины края и с несколькими (2–3) последовательными сколами-фасетками. На противоположном краю имеются сколы-выбоины, возможно, как результат употребления в качестве отбойника. Порода – сидеритовый песчаник коричневого цвета с тонкими кварцевыми прожилками белого цвета. Имеется сходство с галечными чопперами из Атапуэрки, стоянка Гран Долина, слой TD6 (800 тыс. лет). Размеры 150×100×35 мм (рис. 4-6).

Стоянка Коз, образец Коз 3-14. Крупное ножевидное орудие на обломке гальки, овальной формы. На выпуклой стороне имеется крупный укороченный скол забитости, по краю его – крутая ретушь. Небольшой участок забитости есть и посередине. По краям, почти по всей окружности, фасетки с зубчатой ретушью, формирующей острые края (нож). Противоположный край частично вогнутый. Порода – средне-юрский известняк. Размеры: 130×105×32 мм (рис. 4-7).

Стоянка Коз, образец Коз 4-14. Скребловидное орудие на подтреугольном отщепе на окатанной гальке. Рабочий край выделен и обработан регулярными фасетками уплощенной ретуши (рабочий край не окатан). Ударная площадка неясная, ударный бугорок уплощенный. Порода – перекристализованный средне-юрский известняк. Размеры: 72×60×17 мм (рис. 4-8).

Стоянка Коз, образец Коз 5-14. Чоппер на окатанной гальке черного андезита. Форма орудия подчетырехугольная . рабочий край – заостренный, выделен тремя сколами-фасетками. Один боковой скол и два других, поменьше, типа фасеток. Противоположная рабочему краю сторона со следами ударов, возможное использование в качестве отбойника. Размеры: 84×85×40 мм (рис. 4-9).

Стоянка Коз, образец Коз 6-14. Мелкий отщеп округлой формы из кремня черного с патиной

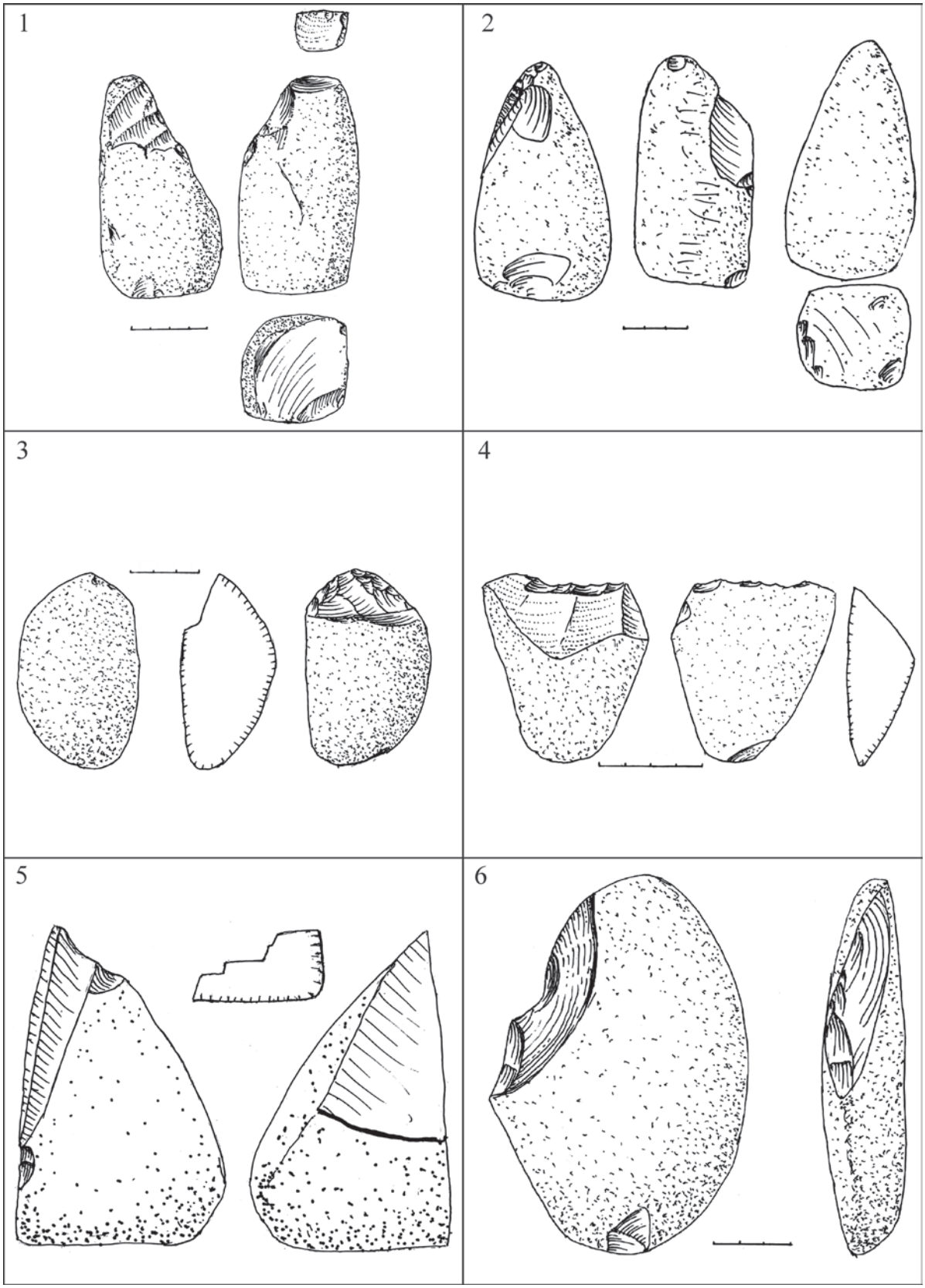


Рис. 4. Изображения орудий олдованской культуры

1. Стоянка Коз. Образец Коз 1-15 – пик, олдован; 2. Стоянка Коз. Образец Коз 2-15 – пик, олдован; 3. Стоянка Коз. Образец Коз 3-15 – чоппер, олдован; 4. Стоянка Коз. Образец Коз 4-15 – чоппер, олдован; 5. Стоянка Коз. Образец Коз 1-14 – пик, олдован; 6. Стоянка Коз. Образец Коз 2 -14 – боковой чоппер, олдован

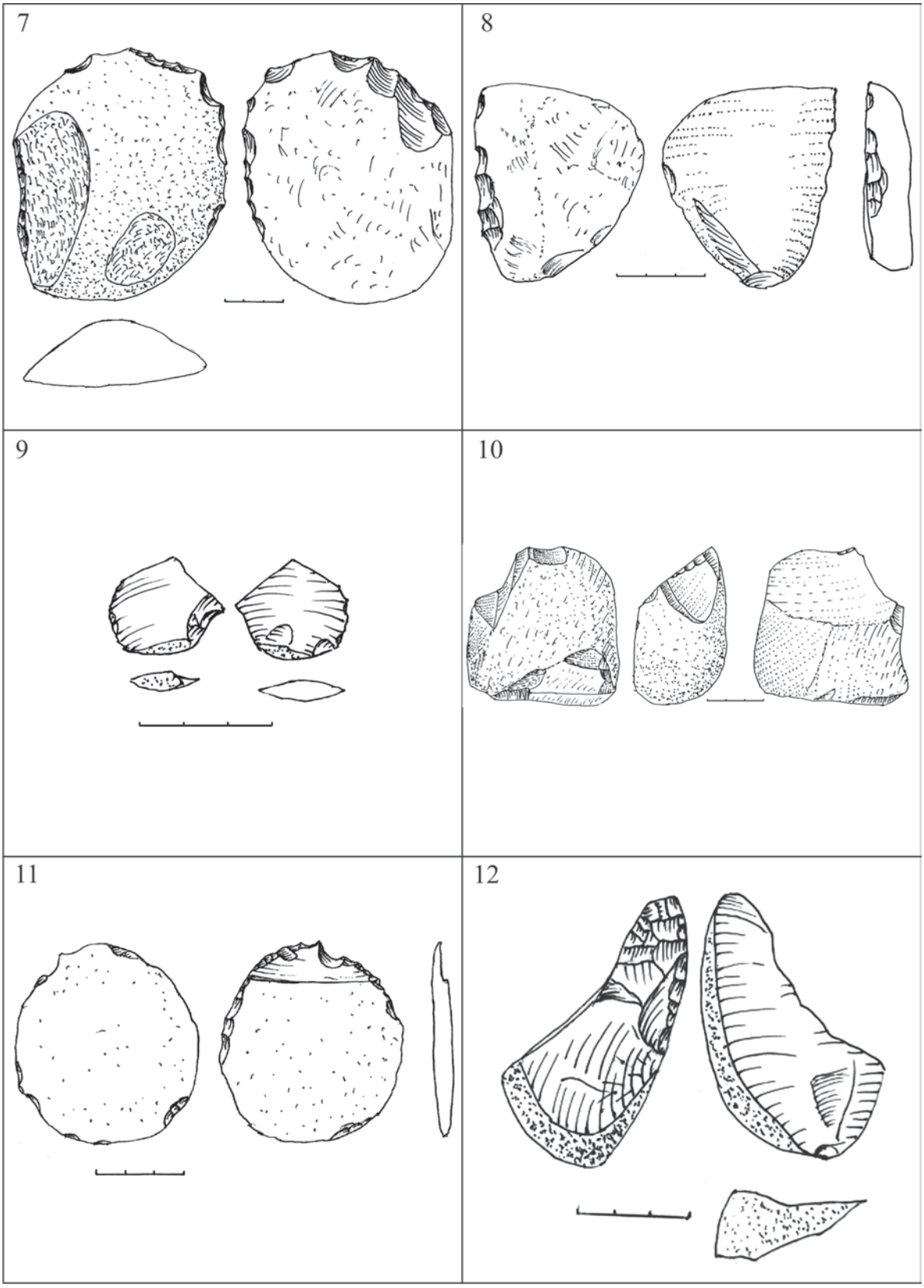


Рис. 4. Изображения орудий олдованской культуры (продолжение)

7. Стоянка Коз. Образец Коз 3-14 – ножевидное орудие, олдован; 8. Стоянка Коз. Образец Коз 4-14 – скребловидное орудие, олдован; 9. Стоянка Коз. Образец Коз 5-14 – чоппер, олдован; 10. Стоянка Коз. Образец Коз 6-14 – мелкий отщеп с признаками проколки, олдован; 11. Стоянка Коз. Образец Коз 7-14 – круглое ножевидное орудие с тонкой зубчатой обработкой, олдован; 12. Стоянка Эчки. Образец Эчки 1-14 – билл-хук (клювовидный резак), олдован

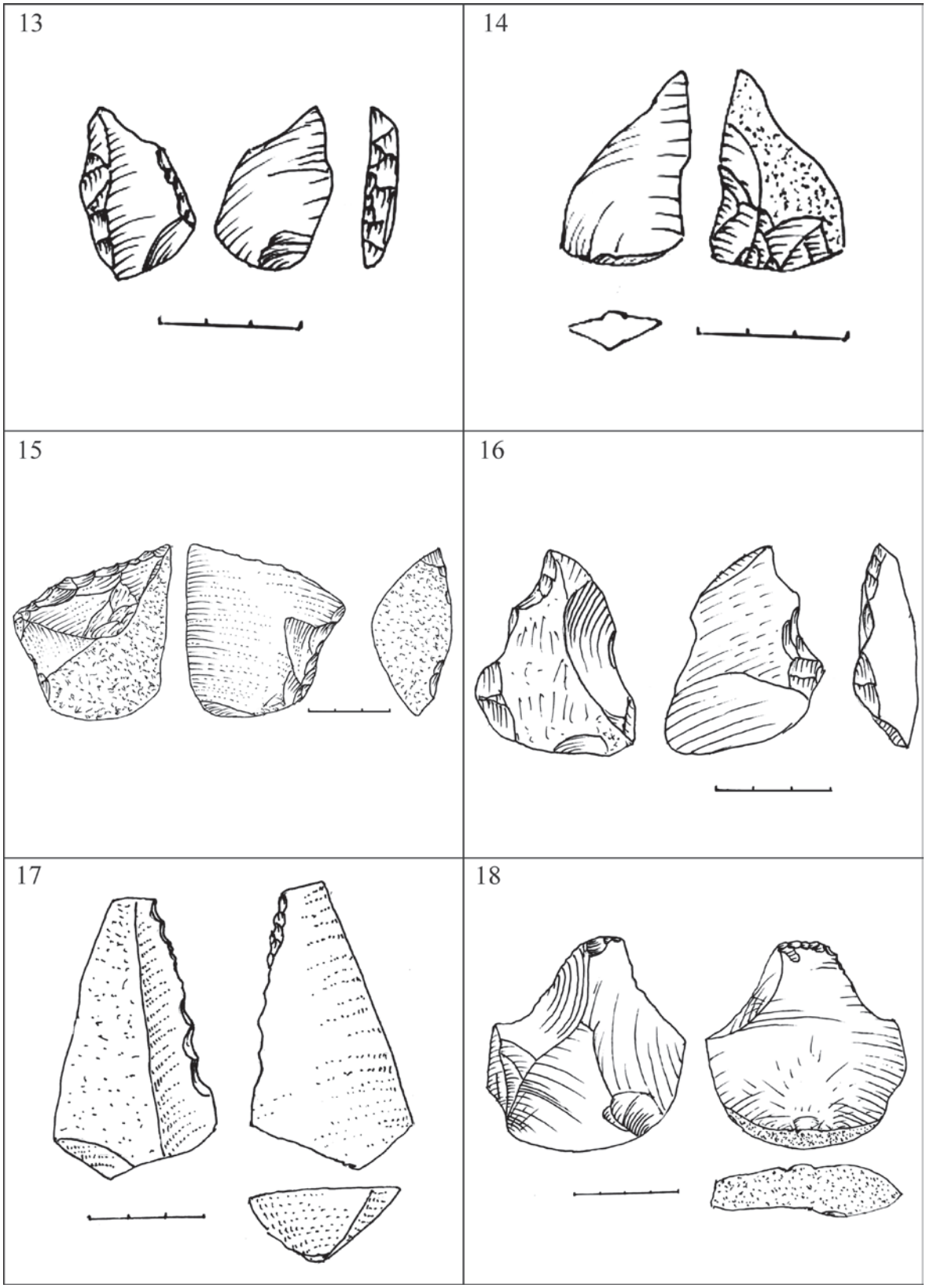


Рис. 4. Изображения орудий олдованской культуры (продолжение)

13. Стоянка Эчки. Образец Эчки 2-14 – скребло подтреугольной формы, олдован; 14. Стоянка Эчки. Образец Эчки 3-14 – мелкий подтреугольный отщеп, олдован; 15. Стоянка Эчки. Образец Эчки 1-15 – скребло, олдован ; 16. Стоянка Эчки. Образец Эчки 2-15 – обломок обработанной гальки , олдован; 17. Стоянка Эчки. Образец Эчки 3-15 – зубчатое орудие, олдован ; 18. Стоянка Эчки-Даг-Тутагач. Образец Эчки-Даг-Тутагач – клювовидное режущее орудие на галечном отщепе, олдован

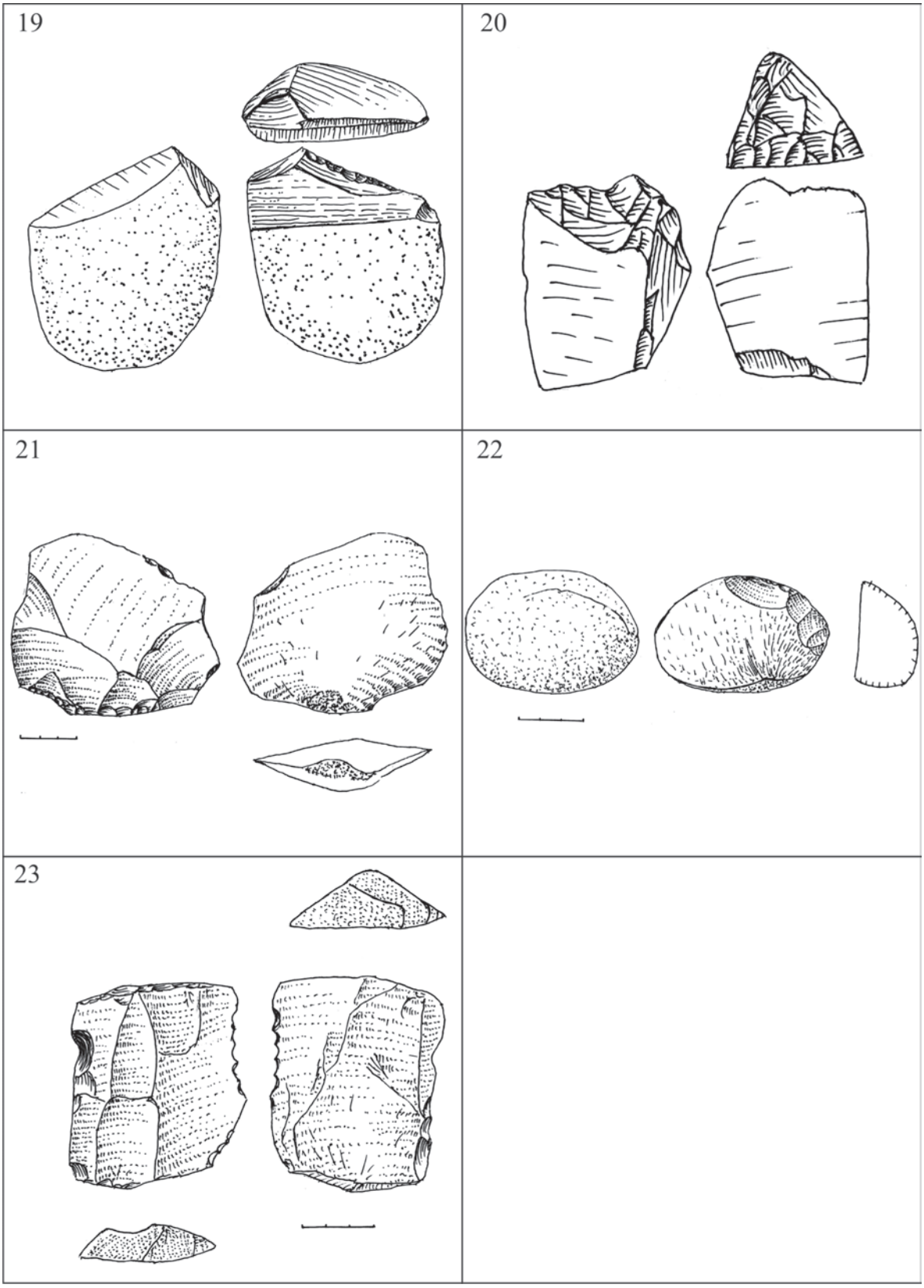


Рис. 4. Изображения орудий олдованской культуры (окончание)

19. Стоянка Аслан. Образец Аслан 1-14 – чоппер двусторонний, переход от олдована к ашелю; 20. Стоянка Аслан. Образец Аслан 2-14 – скребловидное орудие типа рабо, переход от олдована к ашелю; 21. Стоянка Аслан. Образец Аслан 3-14 – протобифас на крупном уплощенном отщепе, переход от олдована к ашелю; 22. Стоянка Аслан. Образец Аслан 4-14 – чоппер, переход от олдована к ашелю; 23. Стоянка Аслан. Образец Аслан 5-15 – двухлезвийный нож, переход от олдована к ашелю

бело-голубого цвета. Ударная площадка – естественная, галечная; ударный бугорок – слабо выражен. На правом краю рабочий край выделен мелкой ретушью с признаками проколки. На противоположной острию стороне имеются следы утилизации в виде мельчайшей ретуши. Размеры 24×26×5 мм (рис. 4-10).

Стоянка Коз, образец Коз 7-14. Тонко обработанное ножевидное орудие на сильно уплощенной, тонкой (6 мм), хорошо окатанной гальке почти правильной округлой формы. По краям окружности, местами (60%) проявляется мелкая плоская ретушь. У одного из концов галька ступенчато утончена, с целью создания более тонкого лезвия. Здесь прослеживается очень тонкая зубчатая обработка. Эти острые зубчики могли использоваться в качестве ножичка. Порода – сланец (аргиллит) темно-серого цвета. Размеры 70×63×6 мм (рис. 4-11).

Стоянка Эчки-1 находится у подножия горы Эчки-Даг, координаты N44°53’39.03”С \ Е35° 9’17.33”В, на террасовом кластере «Черепаха» в самой южной его части у туристической тропы. Поверхность – VIII Манджильская терраса высотой около 100 м абс, цоколь – на высоте 85 м, общая мощность террасовых отложений – 17 м. Первый культуросодержащий слой (КС-1) залегает на глубине 0,5–3,0 м.

Стоянка Эчки, образец Эчки 1-14. Билл-хук (клювовидный резак). Долечный отщеп орудия на окатанной гальке типа bill-hook. На проксимальном (правом) конце прослеживаются мелкие фасетки, следы использования в качестве режущего орудия. Внешний край – остатки окатанной гальки, покрытой коркой. Материал – черный андезит. Размеры – 70×33×20 мм (рис. 4-12).

Это специализированное орудие предназначено, вероятно, для раскроя шкур животных, широко представлено в материалах стоянки Байраки, где вместе с проколками является показателем обработки шкур [Анисюткин и др., 2014].

Стоянка Эчки, образец Эчки 2-14. Скребло подтреугольной формы на мелком отщепе черного кремня (обсидиан). Два противолежащих рабочих края подтреугольной формы обработаны фасетками, крутой мелкой ретушью, выделено массивное острие. Ударная площадка и бугорок сбиты интенсивной подтеской. Размеры 32×20×7 мм (рис. 4-13).

Стоянка Эчки, образец Эчки 3-14. Мелкий подтреугольный отщеп из андезита без явных следов обработки. Ударная площадка естественная, сохраняющая полированную поверхность гальки. Размеры 33×25×11 мм (рис. 4-14).

Стоянка Эчки, образец Эчки 1-15. Скребло с выпуклым рабочим краем на массивном отщепе подтреугольной формы. Рабочий край выделен грубой однородной ретушью. Материал – темно-серый андезит. Размер 74×61×30 мм (рис. 4-15).

Стоянка Эчки, образец Эчки 2-15. Обломок гальки подтреугольный с поверхности обработанный крупной выемкой и частичной двусторонний ретушью. Порода – сидерит. Размер 48×42×19 мм (рис. 4-16).

Стоянка Эчки, образец Эчки 3-15. Зубчатое орудие на удлиненном обломке подтреугольной формы (отщеп) с мелкой ретушью вдоль одного края. Порода – песчанник, зеленовато-серый ожелезненый по боковому сколу. Размер 72×38×20 мм (рис. 4-17).

Местонахождение Эчки-Даг. Тут-Агач, терраса 100 м.

Образец Тут-Агач-1. Клювовидное режущее орудие на долечном отщепе из черной андезитовой гальки с широкой естественной ударной площадкой. Брюшко в виде выпуклого и распространенного ударного бугорка с четкими волнами. Хорошо выражен конус в точке удара. Заостренный рабочий край выделен двумя противолежащими выемками. Дорсальная сторона (спинка) сложена негативами четырех сколов. Рабочий клювовидный конец выделен двумя выемками образован с брюшка фасетками плоской ретуши, а со спинки – небольшим плоским сколом. Размеры 78×71×25 мм (рис. 4-18).

Местонахождение (стоянка) Аслан расположено в 0,8 км Ю-В от стоянки Коз, координаты N44°52’1.81”С \ Е35° 6’53.25”В. Стоянка приурочена к отложениям VII Алчакской террасы высотой 75–80 м. В грубообломочных галечных отложениях с прослоями и линзами песков обнаружено более десятка артефактов, вероятно, переходных от олдованской к ашельской культуре, т.к. имеется один протобифас.

Стоянка Аслан, образец Аслан 1-14.Чоппер двусторонний, с одной стороны три глубоких скола и два боковых скола. Верхний, диагональный острый край, на котором прослеживаются мелкие фасетки- следы утилизации. Поперечный конец – без обработки. Раскалывание велось по неясной слоистости. Порода – андезит или песчаник. Размеры: 135×117×40 мм (рис. 4-19).

Стоянка Аслан, образец Аслан 2-14. Скребловидное орудие типа рабо, средних размеров четырехугольной формы с треугольным поперечным сечением. Крутой рабочий край оббит и обработан грубой ретушью (до 8–10 фасеток). Материал – трасс ярко-зеленого цвета. Размеры: 51×48×30 мм (рис. 4-20).

Стоянка Аслан, образец Аслан 3-14. Протобифас. Крупный уплощенный отщеп, без следов окатанности, подтреугольно-овальной формы из

эффузивной породы желтовато-темносерого цвета. На небольшом участке поперечного края имеется три фасетки ретуши, свидетельствующие об использование в качестве режущего орудия. Ударная площадка – естественная, ударный бугорок – выпуклый, обширный, более половины поверхности. Ударная волна – явственная, но нечеткая. Размеры: 101×115×35 мм (рис. 4-21).

Стоянка Аслан, образец Аслан 4-14.Чоппер на сколе гальки овальной формы, по внутренней стороне раскола следуют фасетки плоской ретуши, образующие выпуклый рабочий край. Рабочий край выделен плоскими, неглубокими сколами (5 фасеток). Материал – андезит. Размеры: 81×59×29 мм (рис. 4-22).

Стоянка Аслан, образец Аслан 5-15. Двухлезвийный нож. Зубчато-выямчатое орудие на кварцитовом отщепе. Один край обработан мелкозубчатой ретушью, а на другом крае – выемка и мелкая ретушь. Обе ударные площадки не обработаны. Ударный бугорок отсутствует. Размеры 82×70×30 мм (рис. 4-23).

Описанные артефакты из VIII Манджильской террасы характерны для развитого олдована, особенно близки к орудиям из стоянок Байраки на Днестре [Анисюткин и др., 2012], Таманского полуострова [Щелинский, 2014], и Дагестана [Амирханов, 2007]. Орудия из отложений VII террасы более молодые, возможно, переходные к ашельским.

Условия обитания древнего человека

Древние архантропы – носители олдованской культуры – обитали в прибрежной зоне древнего Черного моря (Гурийского солоновато-водного бассейна) на стыке с Крымскими горами, которые тогда здесь были ниже на 100 м (современная высота VIII террасы) и не превышали 400–500 м. Они бродили в поисках пищи по галечному морскому пляжу и по песчаному пляжу палеолагуны, отделенной от моря галечной косой. Здесь они охотились на млекопитающих таманского комплекса: таманского слона, кавказского носорога (эласмотерия), лошадей типа зебр. Стратотип таманского комплекса находится рядом на Таманском полуострове – это костеносный разрез Синяя балка или олдованская стоянка Богатыри [Щелинский, 2014].

Кроме этой обычной мясной пищи на берегу моря они после шторма могли найти трупы дельфинов и крупных морских рыб. Дополнительное питание могли составить моллюски из моря и лагуны, а также крупные раковины наземных улиток *Helix*. Это была пища на случай засухи на окружающей суше, т.к. в море и в лагуне всегда водились беспозвоночные и рыбы, доступные для самого примитивного человека. Наличие среди орудий билл-хуков и проколок позволяет предположить здесь, как и в Байраках обработку шкур для изготовлениях жилищ.

Откуда и когда пришли эти архантропы? В то время на месте Таманского и Керченского полуостровов была суша, узкий перешеек, своеобразный сухопутный мост между морскими бассейнами: гурийским на юге в котловине Черного моря и Азово-Кубанским заливом Апшеронского моря на севере. Древний человек мог свободно перемещаться с востока, с Кавказа на запад в Крым, т.е. территорию современной Европы. Время этой миграции – конец эоплейстоцена. В это время здесь господствовали мозаичные ландшафты с чередованием степных пространств и небольших островных лесных массивов. Это идеальная среда для архантропов: степь, лес и берега водоемов. Время – около одного млн лет, когда здесь господствовала фауна таманского комплекса.

Южно-крымское побережье было тогда грандиозным Северо-Черноморским коридором [Chepalyga, 2013] фауны и олдованских племен между Кавказом и Европой. Отсюда шло первичное заселение Европы, а Крым был первой европейской землей для переселенцев, подобно Греции сейчас – для мигрантов в Европу из Азии (рис. 5).

Но это были самые первые переселенцы, пришедшие из Азии на дотоле необитаемую территорию уже Европы. Очевидно, что самые первые мигранты появились в Крыму значительно раньше – 1,5 млн лет назад или ранее.

Выводы

1. Разрез олдованской стоянки Коз представлен террасовой обломочной толщей более 13 м мощности на VIII Манджильской 100-метровой террасе в долине речки Коз посредине террасовой лестницы из 12 террас в 1 км ниже выхода на прибрежную равнину и в 4 км от моря.

2. Террасовые отложения стоянки представляют собой прибрежно-морские фации с примесью делювия и пролювия, как циклическое чередование четырех грубообломочных галечных пляжевых и разделяющих их четырех алевритово-глинистых лагунных пачек.

3. Морской бассейн по составу фаций, содержанию остаточного хлора (0,3–0,6%), фауне моллюсков и остракод из шельфовых отложений ЮБК сближается с изолированными бассейнами Каспийского типа с соленостью 5–15‰. Это гурийский солоноватоводный бассейн эоплейстоцена.

Рис. 5. Карта миграций олдованцев из Африки через Кавказ в Европу в эоплейстоцене.
Красными точками обозначены стоянки и местонахождения олдованской культуы. На врезке – положение Северо-Черноморского коридора миграций. Под вопросом – проблематичный Антолийско-Балканский путь [Sirakov et al., 2010]

4. Артефакты (более 30 экземпляров) на гальках и обломках юрских флишевых (песчаники, алевролиты, сидериты, известняки) и вулканических пород массива Карадаг (андезито-базальты, кератофиры, трассы) собраны послойно из четырех культуросодержащих галечных пачек по всему разрезу.

5. Каменные орудия представлены чопперами и пиками различных типов, скребками, биллхуками, проколками, ножами и другими режущими и рубящими орудиями. Характер обработки позволяет отнести их к развитому олдовану и сближает со стоянками Байраки (Днестр), Богатыри и Родники (Тамань) и дагестанскими стоянками Айникаб, Мухкай.

6. По типу экологической адаптации можно выделить литоральный (прибрежно-морской) тип олдованской культуры, куда следует отнести также таманские и дагестанские стоянки и ашельскую стоянку Дарвагчай.

7. Стоянка Коз и другие южно-крымские стоянки представляются как Южно-крымский геоархеологический ареал олдованской культуры и отражают следы миграции олдованских племен с Кавказа через Тамань в Крым и далее на запад по Северо-Черноморскому коридору в процессе первичного заселения Европы в эоплейстоцене.

Работа выполнена в рамках темы госзадания 0135-2014-0029

Литература

Амирханов Х.А. Исследование памятников олдована на Северо-Восточном Кавказе (Предварительные результаты). М.: Таус, 2007.

Андрусов Н.И. Террасы окрестностей Судака // Записки Киевского об-ва естествоиспытателей. Т. 22. Вып. 2. 1912.

Анисюткин Н.К., Коваленко С.И., Бурлаку В.А., Очередный А.К., Чепалыга А.Л. Байраки — новая стоянка раннего палеолита на Нижнем Днестре //АЭА Евразии. Новосибирск. 1 (49), 2012. *Анисюткин Н.К., Степанчук В.Н.. Чепалыга А.Л.* Крецешты, новое местонахождение раннего палеолита с галечной индустрией на Днестре: каменные изделия, геологические условия, возраст / В сб.: Древнейший Кавказ: перекресток Европы и Азии. ИИМК РАН. С-Пб., 2013.

Геология шельфа УССР. Стратиграфия. Киев: «Наукова думка», 1984.

Жук С.М. Археологические разведки и охранные раскопки в окрестностях Ялты / Археологические исследования в Крыму, 1993 год. Симферополь: Таврия, 1994.

Жук С.М. Разведки и охранные раскопки на Южном берегу Крыма / Археологические исследования в Крыму, 1994. Симферополь: Сонат, 1997.

Карадаг заповедный. Научно-популярные очерки. Изд. 2-е. Симферополь: Н. Оріанда, 2012.

Клюкин А.А., Корженовский В.В, Щепинский А.А. Эчки-Даг. Симферополь, 1990.

Коссовская А.Г. Минералы терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 63. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Косовская А.Г., Шутов В.Д, Александрова В.А. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадкообразования // Литол. и полезн. ископаемые. 1964. № 2.

Природа Кара-Дага / Редакторы А.Л. Морозова, А.А. Вронский. Киев: «Наукова думка», 1989.

Ренгартен Н.В. Некоторые особенности лиманно-морских отложений антропогенного возраста // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. 1974. № 41.

Садчикова Т.А. Фациально-минералогический анализ понтических отложений среднего течения р. Когильник Черноморского бассейна // Литол. и полезн. ископаемые. 1981. № 1.

Семененко В.Н., Лупаренко А.В., Люльева Ю.Б. и др. О наличие морских плиоценовых и плейстоценовых отложений на континентальном склоне Черного моря // Геол. журнал. Т. 42. № 4. 1982.

Степанчук В.Н. Нижний и средний палеолит Украины. Киев: Наукова думка, 2006.

Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Геохимия органического вещества голоценовых отложений в областях приморского торфонакопления (Колхида, Южная Прибалтика, Западная Куба, Флорида). Тр. ГИН РАН. Вып. 520. М.: Наука, 1999.

Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Седиментогенез и ранний литогенез голоценовых отложений в областях приморского торфонакопления (Колхида, Южная Прибалтика, Западная Куба, Флорида) // Тр. ГИН РАН. Вып. 492. М.: Наука, 1998.

Чепалыга А.Л. Детальная событийная стратиграфия антропогена Черного моря // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. № 60. М.: ГЕОС, 2004.

Чепалыга А.Л. Новая концепция Черноморских террас юго-восточного Крыма // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. № 74. 2016.

Чепалыга А.Л. Этапы формирования геоэкологических ареалов как среды обитания и путей миграции архантропов в нижнем и среднем плейстоцене Кавказа и Восточной Европы // Мегаструктура Евразийского мира: основные этапы формирования. Мат. Всерос. науч. конф. Москва, Ин-т археологии РАН, 4–6 декабря 2012 г. М.: Таус, 2012.

Чепалыга А.Л., Маркова А.К., Садчикова Т.А., Трубихин В.М., Светлицкая Т.В. Детальная стратиграфия эоплейстоцена для определения возраста олдованских стоянок юга России // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. IX Всеросс. совещание по изуч. четвертичного периода, Иркутск, 15–20 сентября 2015 г. Иркутск, 2015.

Щелинский В.Е. Эоплейстоценовая раннепалеолитическая стоянка Родники 1 в Западном Предкавказье. СПб.: ИИМК РАН, ООО «Периферия», 2014.

Щепинский А.А., Клюкин А.А. История и археология / Природа Карадага. Киев, 1989.

Щепинский А.А., Клюкин А.А. Раннепалеолитическая галечная культура Крыма // КСИА АН СССР. Вып. 206. М.: Ин-т археологии АН СССР, 1992.

Chepalyga A., Anisyutkin L. The First Peopling of Europe via North Black Sea Corridor: Discovery of Oldovanean in the Dniester Valley. UISPP Congress, 1-7 September 2014, Burgos, Spain.

Chepalyga A.L. Lowland and Highland Holocene Pollen Records in Southwesterrn Crimea:interpretation using modern Pollen Spectra // Proc. Of the Conference of JGCP project 610. Fstrakhan, Russia. 2015.

Chepalyga A.L. New data on Oldowan migration to Europe via the northern Black Sea Corridor in the ligt of the latest discoveries in the northern Caucasus and Dniester Valley // Proc. Of the Conference of JGCP project 610. Tbilisi, Georgia. 2013.

Chepalyga A.L. North Black Sea passageway for the first peopling of Europe:discovery of Oldowan sites in the Dniester valley and Crimea. In “From the Caspian to

Mediterranean: environmental change and Human respons during the Quaternary"// Proc. Of the Conference of JGCP project 610. Bacu, Nafta-Press, 2014.
Sirakov N. et al. An ancient continuous human presence in the Balkans and the beginnings of human, settlement in Wetern Eurasia: a Lover Pleistocene example of the Lower Paleolithic levels in Kozarnika cave (NW Bulgaria) // Quaternary International. 2010. № 223–224.

A.L. Chepalyga, N.K. Anisiutkin,T.A. Sadchikova

FIRST MULTI-LAYER OLDOWAN SITES IN THE CRIMEA: GEOLOGY, ARCHAEOLOGY, PALAEOECOLOGY

Oldown sites Koz, Echki-1 and Aslan are located at the SE Crimean coast between Sudak and Karadag. Four artifact-bearing layers of the Koz site lay in four gravel beds of marine coastal origin in the VIII Mandzhil Terrace at an altitude of 100 m a.s.l., which is about the middle of the total terrace staircase some 200 high. Lithological and geochemical characteristics of fine-grained beds are similar to that of marine lagoon facies of the Caspian-type basin (the Gyrinian brackish basin). Stone tools include various choppers, pikes, scrapers, khives, bill-hooks, awls, etc. Such set is typical for mature Oldowan. Age is the late Eopleistocene. Taken together with other multi-layered sites is recognized as the new South Crimean geoarchaeological area of the Oldowan.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 73, 2014 г.

О ПРЕДЛАГАЕМОЙ НОВОЙ СХЕМЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ГОЛОЦЕНА В МЕЖДУНАРОДНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ

А.С. Тесаков

Геологический институт РАН, Москва; tesak@ginras.ru

Приведена новая схема подразделений голоцена, разработанная рабочей группой по голоцену Подкомиссии по стратиграфии четвертичного периода. Эта схема представлена на голосование в 2016 году.

Ключевые слова: голоцен, ярус, век, магхалаий, нортгриппий, гренландий.

Подкомиссия по стратиграфии четвертичного периода Международной комиссии по стратиграфии Международного Союза Геологических Наук объявила итоговое голосование (март 2016 г.) по новой схеме подразделений голоцена, разработанной рабочей группой по голоцену под руководством профессора М. Уолкера [Walker et al., 2012]. Проект долгое время обсуждался в комиссии. Суть новых предложений сводится к следующему:

--0 тыс. лет			
Мегхалаий (Meghalayan)	верхний ярус/век Верхний / Поздний голоцен (верхний подотдел/подэпоха)	Стратотип нижней границы (GSSP): спелеотема пещеры Момлух (Mawmluh), Мегхалая, Индия.	Дополнительный стратотип: Монт Логан (Mount Logan), ледяной керн скважины, Канада.
--4,2 тыс.лет (до 1950 г.)			
Нортгриппий (Northgrippian)	средний ярус/век Средний голоцен (средний подотдел/подэпоха)	Стратотип нижней границы (GSSP): ледяной керн скважины Нортгрипп 1, Гренландия.	Дополнительный стратотип: спелеотема пещеры Грута до Падре (Gruta do Padre), Бразилия.
--8,326 тыс.лет (до 2000 г.)			
Гренландий (Greenlandian)	нижний ярус/век Нижний / Ранний голоцен (нижний подотдел/подэпоха)	Стратотип нижней границы (GSSP): ледяной керн скважины Нортгрипп (Гренландия). Ратифицирован МСГН как стратотип нижней границы голоцена в 2008 г. [Walker et al., 2008].	
--11,7 тыс.лет (до 2000 г.)			

Для выяснения отношения российских ученых к новым предложениям осенью 2015 года был проведен экспресс-опрос членов четвертичной комиссии МСК и специалистов по изучению голоцена. Всего было получено 18 ответов, варьирующих от положительных и нейтральных до отрицательных.

Отмечается, что подразделение голоцена на три, примерно равных по длительности стратона, в целом отвечает климатической цикличности голоцена. Од-

новременно были высказаны мнения о дискуссионности ярусных рангов для подразделений голоцена и необходимости предварительного утверждения новых иерархических единиц в подкомиссии по стратиграфической классификации. Кроме того, отмечается явный перекос в пользу практически виртуальных, невоспроизводимых стратотипов, необходимость дополнительных стратотипов в длинных осадочных разрезах классических районов изучения голоцена, важность соблюдения приоритетов названий для подразделений, неоднозначность выбора границы верхнего голоцена, расположение большинства стратотипов в Северном полушарии Земли и т.д.

Примером первоклассной осадочной последовательности, которую можно рекомендовать на роль глобального или крупного регионального стратотипа голоцена приводится разрез озера Медведевского в Карелии [Subetto et al., 2002]. Высокая разрешающая способность длинных озерных разрезов Балтийского региона Европы и интеграция в них многочисленных био-климатических регистрирующих систем [Borzenkova et al., 2015] вполне может быть задействована в международной стратиграфической шкале.

Окончательные результаты голосования по новой схеме подразделения голоцена после согласований в подкомиссиях Международной комиссии по стратиграфии МСГН будут опубликованы во второй половине 2016 года.

Литература

Borzenkova I., Zorita E., Borisova O., Kalniņa L., Kisielienė D., Koff T., Kuznetsov D., Lemdahl G., Sapelko T., Stančikaitė M., Subetto D. Climate Change During the Holocene (Past 12,000 Years) // In.: Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin, Regional Climate Studies. Geesthacht: Springer Open. 2015, P. 25–49.

Subetto D.A., Wohlfarth B., Davydova N.N., Sapelko T.V., Björkman L., Solovieva N., Wastegård S., Possnert G., Khomutova V.I. Climate and environment on the Karelian Isthmus, northwestern Russia, 13 000-9000 cal. yrs BP. // Boreas. 2002. Vol. 31, P. 1–19.

Walker M., Johnson S., Rasmussen S.O., Steffensen J.P., Popp T., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J., Nakagawa T., Newnham R., Schwande J. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period) in the NGRIP ice core // Episodes. 2008. Vol.31, №.2. P. 264–267.

Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L.C., Fisher D.A., Long A.J., Lowe J.J., Newnham R.M., Rasmussen S.O., Weiss H. 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. Vol. 27, P. 649-659.

A.S. Tesakov

ON THE PROPOSED NEW SCHEME OF DIVISION OF THE HOLOCENE IN THE INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC SCALE

The paper discusses the new scheme of division of the Holocene proposed by the Holocene working group of the Subcommission on Quaternary Stratigraphy, International Commission on Stratigraphy. This scheme has been submitted for voting in 2016.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 74, 2015 г.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВОДНО-ПОТОКОВЫХ И СКЛОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАННЕГО КВАРТЕРА СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ (ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗА КАРАХАЧ)

Ю.А. Лаврушин[1], Т.А. Садчикова[1], В.П. Любин[2], Е.В. Беляева[2]

[1]Геологический институт РАН, Москва; e-mail: lavrushin@ginras.ru; tamara-sadchikova@yandex.ru.
[2]Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург; e-mail: biface@ mail.ru.

Разработана модель процесса осадконакопления аллювиальных, селевых отложений и их постседиментационных преобразований. Развиваются представления о кинемато-динамичных процессах, свойственных склоновым отложениям. Главными факторами развития постседиментационных преобразований явились гравитационные палеосейсмические процессы, а также изменения палеоклимата.

Ключевые слова: аллювий, отложения селей, седиментогенез, кинемато-динамичные индикаторы, ранний ашель, возраст, артефакты.

На севере Армении в раннечетвертичных отложениях, вскрытых в карьере Карахач, который находится в юго-восточной части предгорий Джавахейского хребта вблизи западной окраины Лорийского (рис. 1), были обнаружены артефакты раннеашельской индустрии [Асланян и др. 2007; Любин, Беляева, 2006, 2011]. Из вулканогенно-осадочных образований, в которых содержались археологические артефакты [Presnyakov et al., 2012] были получены датировки (по циркону) в диапазоне 1,9–1,7 млн л.н. Эти геохронологические данные, существенно отличающиеся от датировок возраста раннего ашеля, полученных в Восточной Африке и других районах, где известна индустрия этой культуры, способствовали оживлению дискуссии по проблеме появления ашеля на разных территориях, в том числе и в пределах Кавказского региона [Амирханов, 2013].

Это послужило одной из причин проведения специальных исследований по особенностям строения и осадконакопления раннечетвертичных отложений в составе археологической экспедиции Института материальной культуры РАН. Целесообразность организации этого направления исследований на археологическом памятнике Карахач определялась наличием в его пределах лишь своеобразного «артефактового шлейфа» времени раннего ашеля, при пока еще не обнаруженном местообитании древнего человека. Поэтому изучение генезиса отложений и выяснение приуроченности артефактов к определенным генетическим типам может оказаться весьма значимым не только для реконструкции особенностей природной среды времени обитания древнего человека, но также может быть весьма перспективным для разработки некоторых общих археологических проблем.

Как известно по результатам ранее проведенных геологических исследований, непосредственно данный район в раннем палеолите являлся областью проявления активного вулканизма преимущественного основного состава.

В изученных разрезах карьера Карахач вскрыты сложно построенные толщи склоновых вулканогенно-осадочных образований и водно-потоковых отложений. Сложность строения этих образований в ряде случаев была обусловлена проявлением разного типа не только седиментационных, но и постседиментационных преобразований. При этом, для различных типов водно-потоковых образований удалось выявить преобразования, обусловленные как меняющейся гидродинамикой, так и кинемато-динамичным

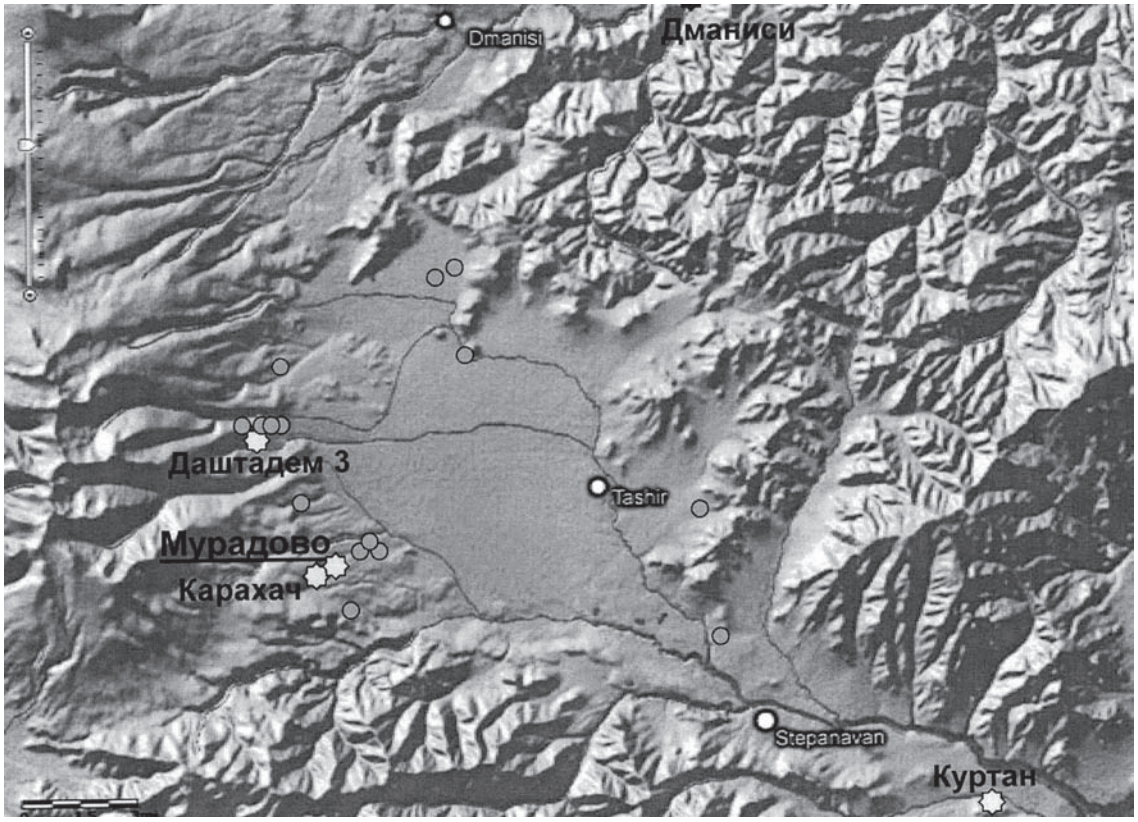


Рис. 1. Месторасположение карьера Карахач

воздействием гравитационно-палеосейсмических процессов. Это оказалось свойственно как склоновым, так для водно-потоковым образованиям.

На эти моменты было обращено определенное внимание, поскольку они могут быть важны при изучении некоторых археологических проблем и представлять более общий литологический интерес. Тем не менее, при знакомстве с настоящей работой необходимо учитывать кратковременность проведенных исследований, отсутствие возможности их продолжения, что само собой подразумевает их определенную незавершенность.

1. Краткие сведения о строении четвертичных отложений в карьере Карахач

Карьер Карахач – был заложен дорожными строителями. В настоящее время он используется лишь изредка сельскими жителями, нуждающимися иногда в дополнительном грунте для местных хозяйственных нужд.

Карьер имеет простирание близкое к субмеридиональному (с с-з на ю-в), прорезая почти в поперечном направлении прилежащий склон. Восточная рабочая стенка карьера имеет максимальную высоту до 18–20 м над его днищем, а, соответственно, западная имеет высоту всего около 4–5 м. Естественно, разрез восточной стенки в большей степени привлекает внимание исследователя, но его вертикальная стенка с торчащими из нее крупными глыбами позволяет провести изучение лишь нижней его части. Данные о строении более высоко расположенных частей разреза основаны лишь на визуальных наблюдениях.

Несмотря на высказанную оговорку, сочетание «контактного» изучения отложений в низах разреза с визуальными наблюдениями способствовало созданию общей рабочей схемы его строения, которая послужила одной из основ изложенных ниже представлений.

В центральной части рабочей стенки карьера залегают два покрова туфов пирокластически-агломератового состава, между которыми лежит маломощная толща вулканического пепла. На флангах рабочей стенки карьера почти до кровли нижнего покрова залегают отложения так называемых «сухих потоков» (рис. 2).

В нижней части восточной стенки разреза вскрыта толща агломератово-пирокластического покрова, в строении которого принимает участие в гранулометрическом плане разновеликий материал, представляющий собой сочетание частиц от алеврито-песчаной размерности до обломков размера, преимущественно, средних глыб. Среди

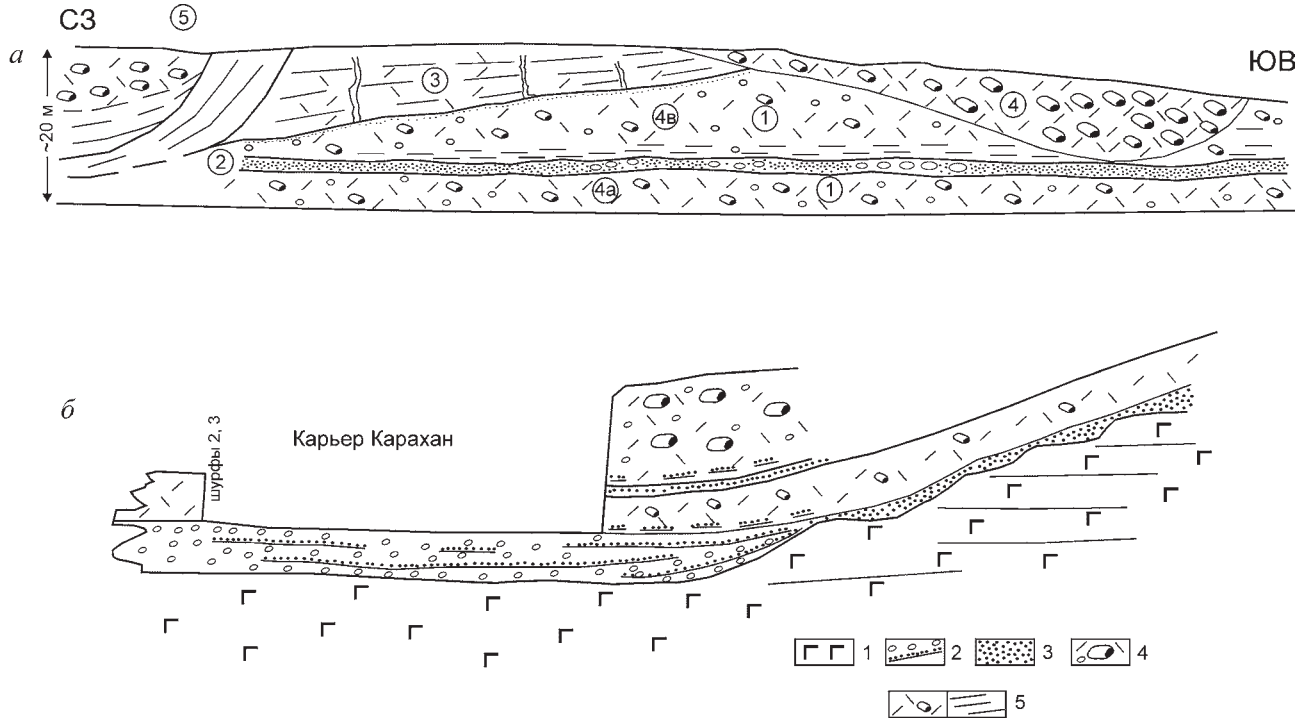


Рис. 2. Продольный и поперечный разрезы карьера Карахач

1 – базальты; 2 – склоновые агломератовые покровы туфов; 3 – покров тефры на коренном склоне; 4 – крупные глыбы; 5 – водно-потоковые образования, расслоенные плоскостями скольжения или сдвига, которые возникли в результате кинематодинамичного воздействия склонового покрова. Цифры в кружках: 1 – агломератовые покровы ; 2 – пачка вулканического пепла; 3 – агломератовый поток, разбитый палеосейсмическими трещинами на отдельные блоки; 4 – агломератовый поток в юго-восточной части рабочей стенки карьера; 4*а* – нижний покров; 4*б*-верхний покров; 5 – участок стенки с неоднократно вложенными друг в друга отложениями «сухих» потоков. Не исключено, что в данном месте находилась склоновая ложбина; в статье высказано предположение, что в данном месте могло быть местообитание раннеашельского человека.

последних преобладают обломки базальта, дацита, но встречаются также фрагменты, представленные шлаком, а среди гравийной размерности нередки скорлуповидные раздробленные частицы пемзы. Серый цвет отложений свойственен преимущественно самым низам покрова; верхняя его часть имеет заметно выраженный коричневато-красный оттенок. К ней же приурочены упоминавшиеся обломки шлака. Не исключено, что коричневато-красная окраска толщи может быть связана с возникавшими вторичными фумаролами [Малеев, 1980].

Тем не менее, несмотря на отмеченную разновеликость слагающего толщу материала, в ее нижней части (мощностью примерно около 1 м) обломочный материал валунной и мелкоглыбовой размерности почти нацело отсутствует, имеется достаточно отчетливо выраженная наслоенность, на причинах возникновения которой нам удобнее остановиться позже. Наконец, необходимо отметить, что в рассматриваемой толще заметны различия в плотности отложений: в верхней части она в большей степени сцементирована (может быть – более спекшаяся). В этой же части толщи присутствует грубообломочный материал. Верхний контакт нижнего покрова резкий. Мощность толщи до 5–6 м.

Выше лежит слой вулканического пепла, серого цвета со слабо выраженным зеленоватым оттенком. Пепел несколько уплотнен, не сыпучий. В средней части рабочей стенки карьера в пепле содержатся крупные оглаженные глыбы дацита (рис. 3). Мощность около 1–1,3 м.

Поверх пачки вулканического пепла на склоне залегает следующий покров туфа агломератово-пирокластического состава. Отложения этого покрова представлены толщей слабо сцементированного туфа серого цвета, в котором содержатся преимущественно мелкого и среднего размера обломки базальта и дацита, погруженные в алевритово-песчаный матрикс (рис. 4). Максимальная мощность толщи покрова около 10–12 м.

На флангах рабочей стенки карьера отмеченные покровы «срезаются» так называемыми «сухими» потоками. В северо-западной части карьера отмечается наличие нескольких потоков, для юго-восточной части карьера свойственен один мощный поток. По нашим представлениям возникновение этих своео-

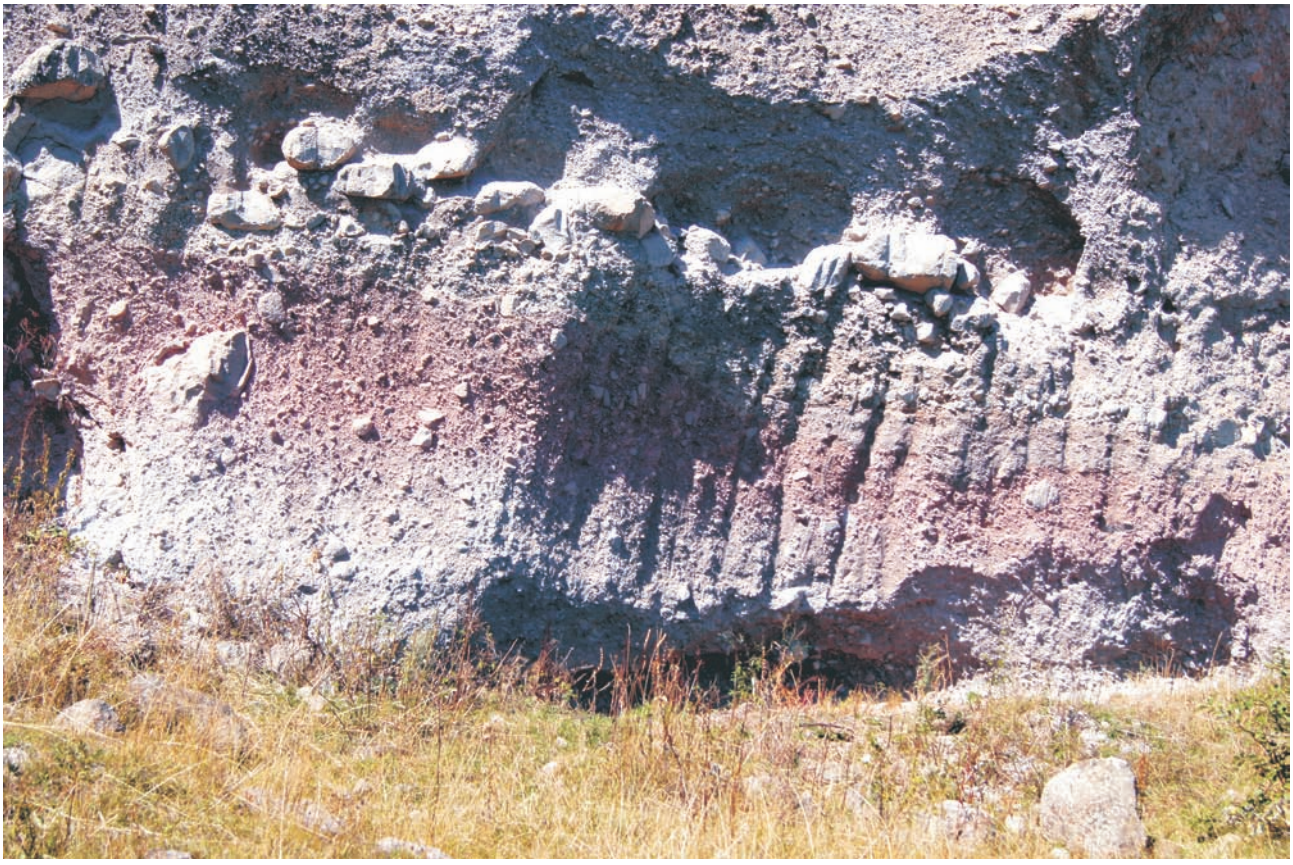


Рис. 3. Скопление крупных оглаженных глыб в пачке пепла между двумя покровами туфа

Рис. 4. Нижняя часть верхнего покрова туфа, содержащая мелкого и среднего размера обломки андезито-базальтов.

бразных «потоков» произошло вследствие локального линейного разуплотнения отложений верхнего покрова, что могло быть спровоцировано проявлением интенсивных палеосейсмических событий. В результате на склоне под воздействием гравитационных процессов возникало местное смещение разуплотненного материала, переходящее в соответствии с уклоном дневной поверхности в «течение» своеобразных «сухих потоков» или «осовов». Эти «сухие потоки», судя по заполнению имеющегося «вреза» (возможно даже сейсмического разрыва сплошности покрова туфа) обладали значительной «эрозионной» способностью, что фиксируется в «прорезании» толщ отложений, слагающих латеральные фланги карьера. Очевидным является, что осадки, заполнявшие возникшую «рытвину», смещались вниз «по течению», о чем свидетельствует однонаправленная преимущественная субширотная ориентировка длинных осей оглаженных крупных глыб (рис. 5). На северо-западной окраине карьера фиксируется неоднократная система «вложенных» друг в друга «потоков», что может свидетельствовать об относительном постоянстве пространственной разрядки сейсмических напряжений, способствующих образованию «сухих потоков» (рис. 2). При этом не исключено, что «вложению» потоков способствовало также возможно наличие достаточно глубокой лощины на поверхности склона, сложенного в основном базальтами.

При изложении материала о роли палеосейсмических событий в образовании «сухих потоков» следует обратить внимание на то, что данный район находится всего в нескольких десятках километров от г. Спитак, который расположен в зоне экстремального проявления сейсмической активности. Поэтому место расположения карьера Карахач несомненно относится также к районам высокой сейсмичности. Представляется, что есть определенные основания рассматривать полностью или частично заполненные осадками «эрозионные» рытвины «сухих потоков» в качестве одного из геоиндикаторов проявления палеосейсмических событий. Другим индикатором той же группы событий может служить блоковое строение одного из «потоков», наблюдавшееся в данном разрезе. В этом случае межблочное пространство оказалось частично заполнено выдавленным вулканическим пеплом, как отмечалось, залегающим между двумя покровами (рис. 6). Не исключено, что образование блочного строения потока могло быть связано с проявлением последующих палеосейсмических событий, частично разрушивших его относительную монолит-

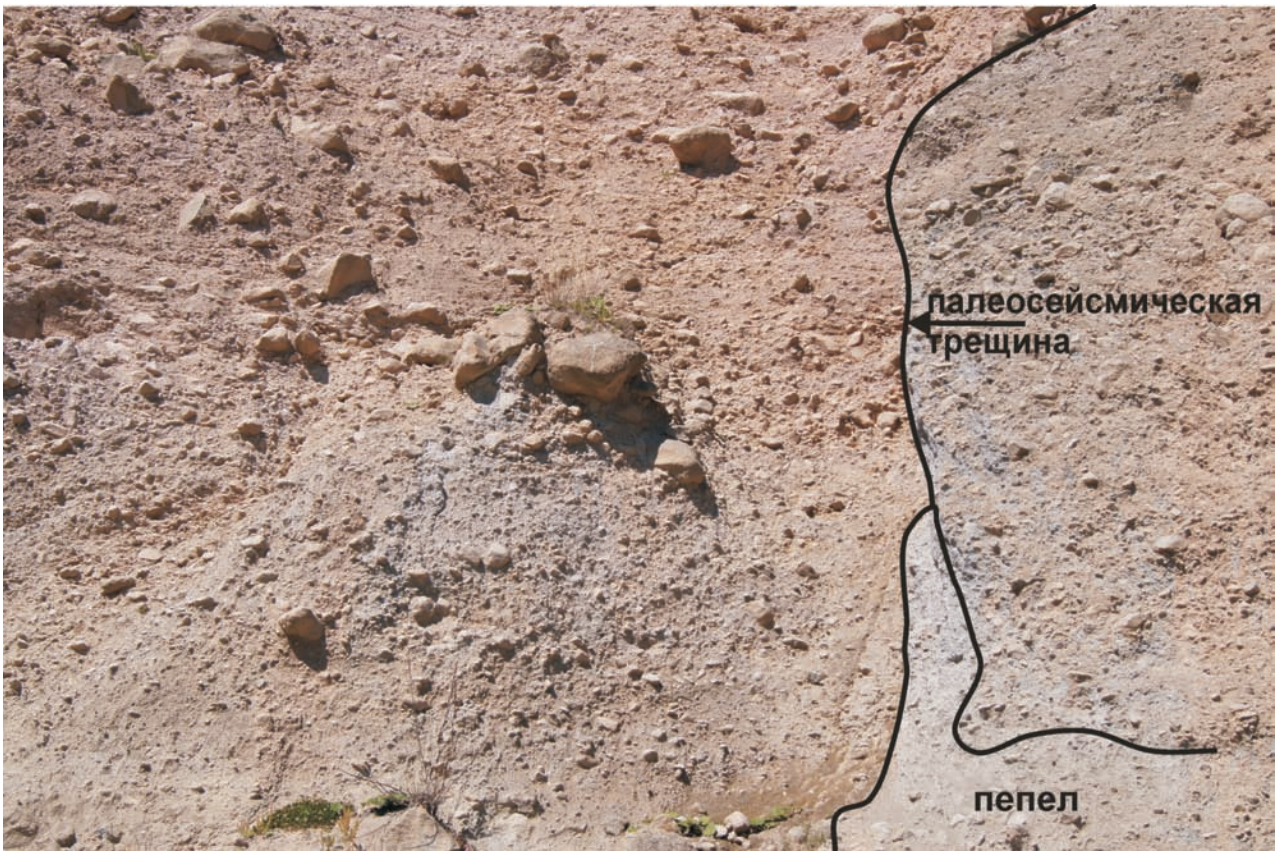


Рис. 5. Однонаправленная ориентировка длинных осей оглаженных крупных глыб в толще «сухого» потока

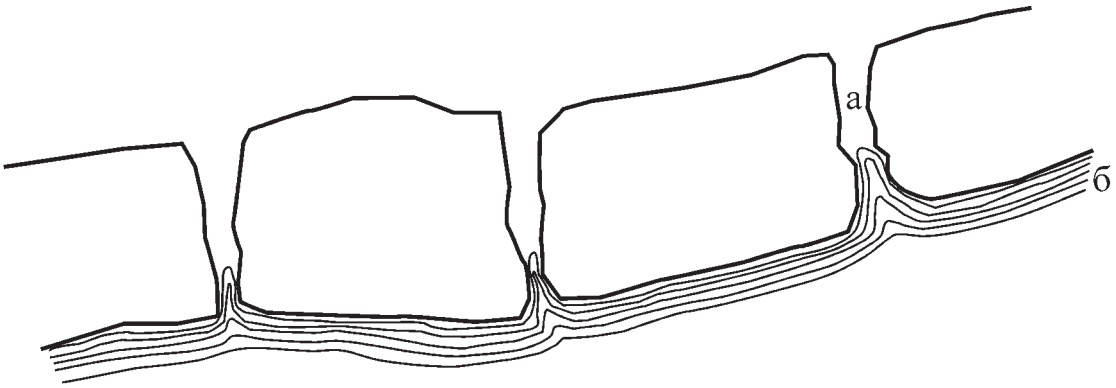


Рис. 6. Блочное строение «сухого» потока. В основании межблочного пространства заметны проявления выдавливания пепла.

ность. Наличие разновременных «сухих потоков» дает основание полагать, что палеосейсмические события проявлялись неоднократно. Наконец, необходимо обратить внимание на то, что в основании нижнего покрова имеются тонкие прослои «растертого» вулканического пепла. Это позволяет допустить, что отмеченная выше пачка пепла была не единственной. Кроме того, ниже нижнего покрова, в толще водно-потоковых образований, имеется еще несколько тонких прослоев пепла, которые, по нашим представлениям, были «затащены» в эти образования с прилежащего коренного берега водотока (рис. 2). Данные прослои пепла на коренном склоне фиксируют достаточно интенсивные процессы пеплопада и, соответственно, проявление, по крайней мере в данном районе, процессов активного вулканизма. Можно полагать, что наличие пепла, лежащего на базальтах, способствует уменьшению прочности образующихся склоновых покровов. В результате воздействия гравитационных процессов и экстремальных палеосейсмических событий покровы могут терять свою монолитность, распадаясь на отдельные фрагменты.

2. Строение водно-потоковых отложений

В днище карьера было задано 3 шурфа, в которых была обнаружена толща водно-потоковых образований. Приводимые в настоящей статье материалы по особенностям строения водно-потоковых отложений были получены, главным образом, при изучении стенок шурфа № 3, глубиной около 7,5 м, с учетом некоторых данных по шурфу № 2, устная информация о которых была получена от археологов. По-существу, приведенная глубина соответствует мощности водно-потоковых отложений, поскольку в забое шурфа была встречена кровля базальтов. Кроме того, хотя шурфы были расположены друг от друга на расстоянии примерно 80–100 м, некоторые характерные слои прослеживаются в обоих в близкой стратиграфической последовательности.

Проведенными исследованиями было установлено, что среди водно-потоковых образований имеются два генетически различных типа отложений, представленных аллювием и селевыми отложениями. Кроме того, к ним оказались приурочены линзы и прослои вулканического пепла, которые, как отмечалось, оказались «затащенными» в рассматриваемые отложения по «плоскостям скольжения» или «сдвига», возникшим в ходе гравитационного кинематодинамичного воздействия фрагмента агломератового покрова на подстилающие породы. В результате в рассматриваемой толще возникли плоскости скольжения, усложнившие строение аллювия и отложений водокаменных селей (рис. 2). По этим структурным элементам в толщу водно-потоковых отложений происходило «затаскивание» упомянутых, генетически не свойственных им фрагментов «чужеродных» образований. Влияние подобных вторичных процессов будет рассмотрено в последующем в специальном разделе настоящей статьи.

Необходимо также отметить, что при изложении особенностей строения водно-потоковых образований, вскрытых шурфом, нами была предложена нумерация слоев вскрытых отложений, используемая археологами. При возникшей необходимости выделения более детальных литологических подразделений, последние сопровождаются дополнительными буквенными индексами. Это было сделано для того, чтобы избежать недоразумений в привязке ранее полученного значительного объема археологического материала.

2.1. Седиментационные особенности строения аллювия

В толще аллювия было выделено два типа. Первый из них представлен пачкой хорошо окатанного

галечника преимущественно средней и крупной размерности (сл. 12–14; рис. 7, 8). В галечнике четко выражено преобладающее горизонтальное расположение длинных осей уплощенных галек. Имеются линзы мелкогалечного материала мощностью

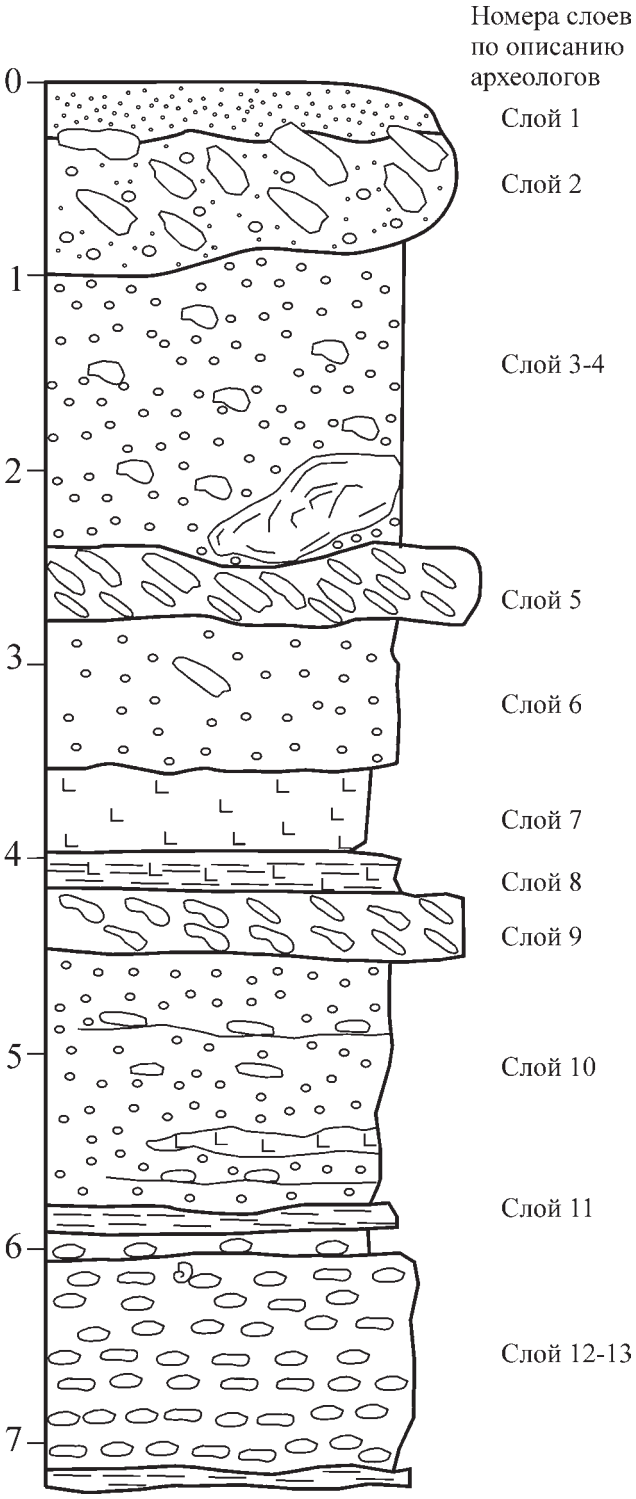


Рис. 7. Строение шурфа № 3, заданного в днище карьера.

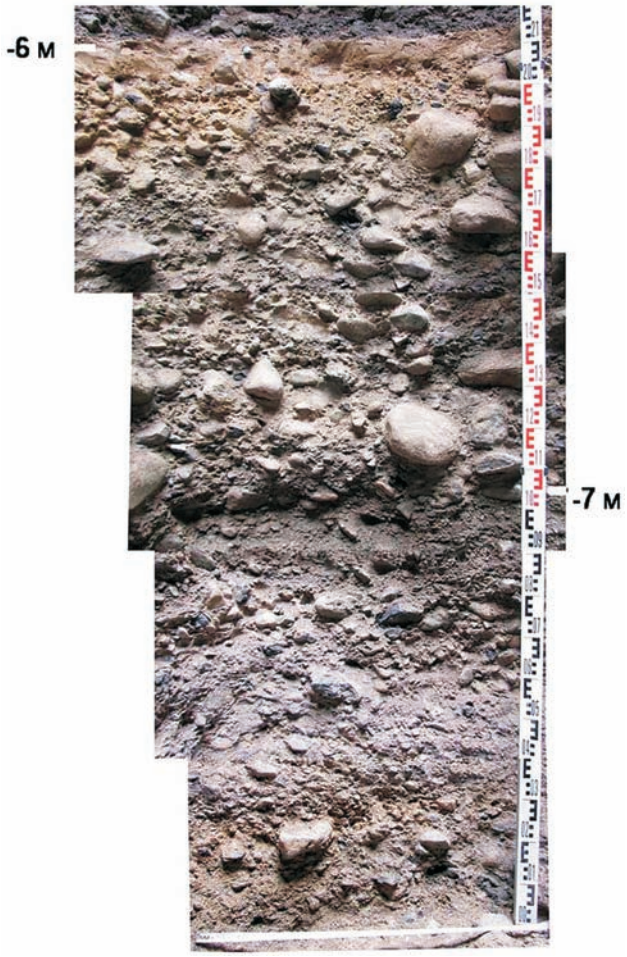


Рис. 8. Крупногалечный материал, слагающий нижнюю часть аллювия с линзами мелкого галечника. Одна из линз расположена непосредственно ниже отметки 7 м. Мощность ее около 0,3 м (фото Е.В. Беляевой).

до 0,3 м. В небольшом количестве в пачке встречаются средней размерности «плавающие» валуны (до 12 см по длинной оси), также хорошо окатанные, расположенные разобщенно друг от друга, но без какой-либо видимой закономерности. Галечник обоих указанных слоев окрашен в серовато-желтый цвет. Данная толща несомненно формировались крупным водным потоком с достаточно интенсивным течением, о чем свидетельствует прежде всего крупность и хорошая окатанность галечного материала. Эти отложения отнесены нами к пристрежневой фации руслового аллювия.

Второй тип аллювиальных отложений (сл. 3–4, сл. 6, большая часть отложений сл. 10; рис. 9) в своем типичном виде представлен мелким галечником, матриксом для которого является гравий. Преобладание мелкого галечника дало основание полагать, что накопление подобного типа отложений было свойственно небольшим протокам реки,

Рис. 9. Верхняя часть толщи аллювия, представленная гранулометрически разнородным материалом (сл. 6). Матрикс представлен преимущественно мелко-галечным материалом с отдельными небольшими глыбами и валунами. Подобное сочетание разного размера материала в рассматриваемом случае, по нашему мнению, возникло вследствие ударно-динамического воздействия позднее прошедшего селевого потока. В данном случае подобный механический состав аллювия рассматривается в качестве постседиментационного (см. раздел, в котором освещаются особенности кинемато-динамичного воздействия селевого потока на свое ложе).

для русла которой была характерна бифуркация. Подобный тип русла обычно свойствен водотокам, перегруженным несомыми наносами. Для рек с подобным режимом наносов характерно значительное количество проток и обилие кратковременно существующих островов.

В целом, не исключено, что данные типы отложений могут характеризовать единый комплекс аллювиальных образований, который был свойственен достаточно широкой долине или фрагменту одного из конусов выноса краевой части Лобийской депрессии.

Необычной особенностью строения аллювия является часто встречающееся в отложениях контрастное сочетание гранулометрически разнородного материала. В частности, речь идет о сочетании мелкого галечника и встречающихся в нем достаточно крупных так называемых «плавающих» валунов (рис. 10). По нашим представлениям, образование подобного сочетания гранулометрически различного материала обусловлено динамическим воздействием селевых потоков. Поэтому целесообразно специально остановиться на этом вопросе несколько позже. Таким образом, в рассматриваемой группе имеются собственно русловые образования, накопление которых происходило, преимущественно, при меженном уровне воды в руслах.

3. Особенности строения отложений водокаменных селей

Наше знакомство с имеющимися публикациями позволило констатировать, что по фациальному подразделению водокаменных селей, которые могли бы явиться основой для создания принципиальной схемы их строения и формирования, пока не имеется, хотя существует достаточно обширная литература по этим образованиям. При этом существует парадокс, суть которого состоит в том, что в некоторых публикациях без какой-либо аргументации нередко упоминается наличие в разрезах образований, чаще всего безошибочно отнесенных именно к рассматриваемому генетическому типу континентальных отложений.

Поскольку одной из задач проводившихся исследований являлось установление связи преоб-

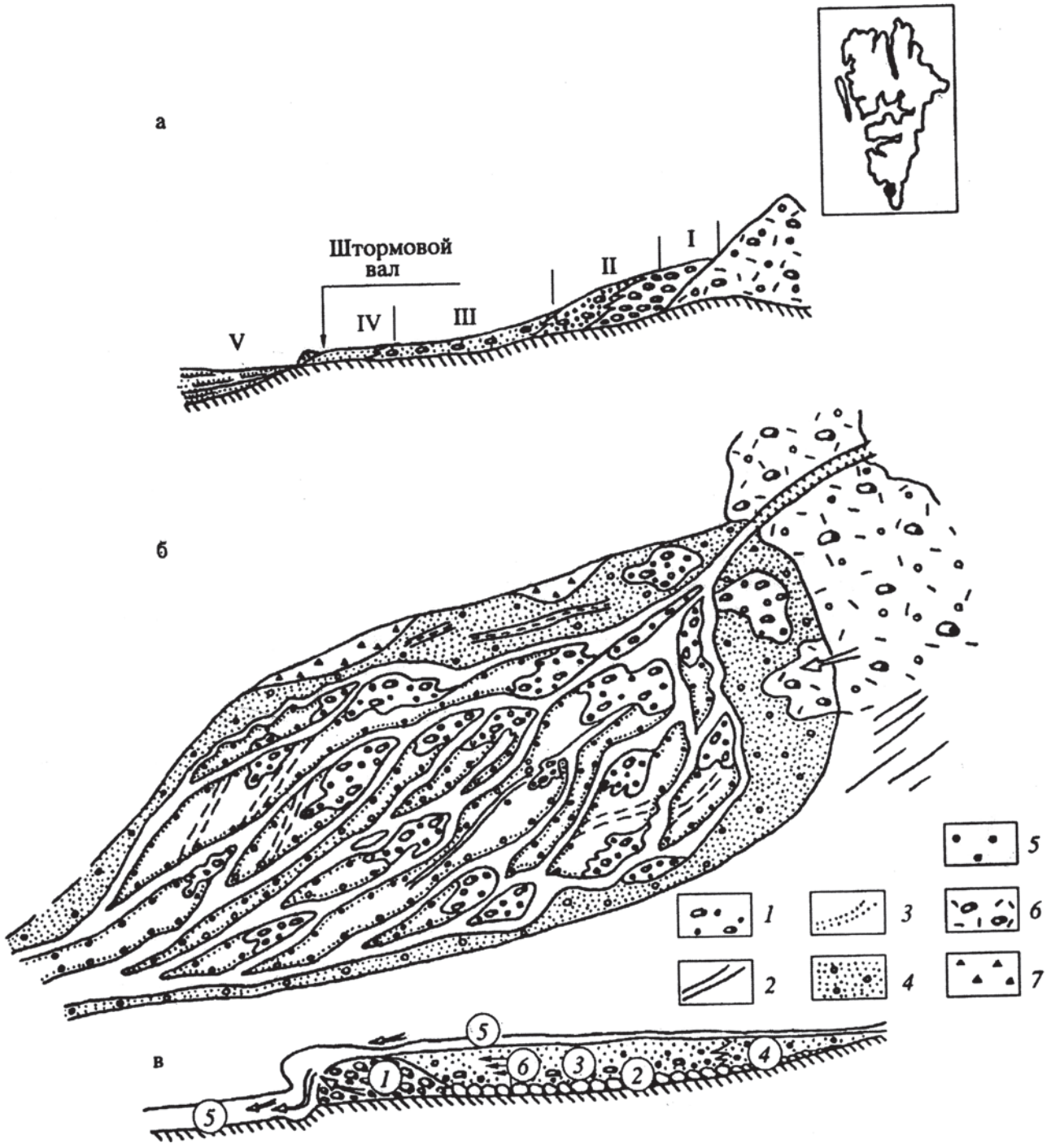


Рис. 10. Зональность и морфология современного зандра [Матишов, Лаврушин, Тарасов, 1994]

а – схема пространственного взаимоотношения зон осадконакопления : I – зона преимущественного осадконакопления спилвеев, II – зона накопления потоковыхводо-гравитационных отложений, III – зона формирования перлювиально-аллювиальных отложений, IV – наземная дельта, V – субаквальная дельта; *б* – схема строения многорукавной части зандрового конуса: 1 – отложения фронтальной части водокаменных потоков; 2 – каналы выпахивания, выстланные отложениями приподошвенных частей водокаменных потоков, 3 – отложения латеральных частей водокаменных потоков, 4 – отложения периферических частей зандрового конуса, 5 – более древние зандровые отложения, 6 – конечная морена и отложения склоновых гравитационных потоков, 7 – отложения осыпей; *в* – основные части водогравитационного потока: 1 – фронтальная, 2 – приподошвенная, 3 – средняя, 4 – хвостовая, 5 – относительно чистая вода, 6 – предполагаемая эпюра скоростей

ладающего местонахождения археологических артефактов с особенностями формирования отложений (установления фациальной природы последних), возникла необходимость хотя бы в кратком виде изложить имеющиеся в нашем распоряжении материалы по вопросу о рассматриваемом типе селевого седиментогенеза.

3.1. Осадконакопление в современных водокаменных селях, как одна из основ фациального расчленения отложений ископаемых потоков аналогичного генезиса

Основу излагаемых представлений о фациальном расчленении отложений водокаменных селей составил не только анализ имеющихся публикаций, но также обобщение собственных наблюдений в областях современного проявления селевого седиментогенеза. В этом плане исследования проводились в южной части о. Западный Шпицберген в заливе Хорсунн [Матишов, Лаврушин, Тарасов, 1994], на зандре вблизи пос. Фредериксхавен в Гренландии, а также в некоторых районах России. В интересующем нас направлении особый интерес представили наблюдения на Шпицбергене. Здесь у окончания одного из долинных ледников имелось приледниковое озеро, подпруженное конечноморенной грядой. По мере переполнения ванны водоема талыми ледниковыми водами, время от времени происходит спуск излишков воды в виде стремительного водного потока. На крутом склоне гряды, покрытом валунами, в процессе движения поток «захватывал» («смывал») часть валунного материала. При переходе на примыкающую к гряде поверхность зандра, сложенную в основном песком, отмечено резкое изменение продольного профиля, уменьшение скорости течения потока и развитие процессов аккумуляции транспортируемого материала.

Изучение на поверхности зандра геолого-геоморфологических последствий схода водного потока позволило выявить некоторые особенности, позволяющие судить о его внутренней структуре. Прежде всего на поверхности зандра выявились следы его эрозионно-аккумулятивной деятельности. Проявление эрозии было представлено в виде неглубокого прямолинейного корытообразного углубления на поверхности зандра, глубиной до 15–20 см (рис. 10). Аккумулятивная деятельность была выражена двумя типами. Первый из них – это слой черепитчато-уложенных валунов, выстилающих ложе упомянутого желоба. Второй тип представлен в виде невысоких грядовых нагромождений валунного материала, как вдоль его латеральных частей, так и поперек желоба. Эти данные позволяют утверждать что водный поток, протекая по поверхности гряды, сдвигал крупный валунно-галечный материал, транспортировка которого осуществлялась, главным образом, волочением и скатыванием по крутому склону моренной гряды. Судя по пространственному расположению материала, отложенного селевым потоком, в нем выделялись три фациальные обстановки: лобовая или фронтальная часть, ложе потока и латеральные части потока.

Для фронтальной части было свойственно содержание значительного количества транспортируемого материала, и в рельефе движущегося потока это способствовало образованию валоподобной формы в его фронтальной части. При достижении степени перенасыщенности фронтальной части транспортируемым материалом, поток останавливался, и происходил сброс наносов в виде валоподобного нагромождения валунов, ориентированного поперек желоба. Данное сооружение можно рассматривать как один из индикаторов периодически возникавшей кратковременной остановки перегруженного наносами селевого потока и одномоментного сброса почти всего содержащегося в нем материала.

Еще одна особенность фронтальной части потока состоит в том, что ей присуща наибольшая эрозионная способность. При ее прохождении, в данном случае, создается ложе потока в виде упоминавшегося желоба. В процессе движения происходит как насыщение фронтальной части потока захваченном материалом из ложа, так и частичный сброс его из ее основания. Последнее связано с возрастанием трения на контакте перегруженной наносами фронтальной части потока с ложем, что приводит к частичному выпадению из нее валунов на ложе. В это время фронтальная часть потока еще не достигла степени перенасыщенности содержащегося в ней материала.

В результате на поверхности ложа происходило возникновение черепитчатой укладки валунов. Один из возможных механизмов возникновения подобного типа «укладки» мог быть связан с преобразованием возникающей ориентировки длинной оси валунов по направлению течения потока. Этот процесс мог быть связан с частичным размывом песка у дистальной части валуна. В результате могло происходить его заваливание в возникшее углубление и приподнимание его проксимальной части. «Заваливание» валуна приводило к увеличению площади его поверхности, обращенной навстречу потоку. Это способствовало возрастанию на него давления, со стороны потока. В результате на расположенную ниже по течению дистальную часть следующего валуна могло происходить частичное надвигание последующего, создавая тем самым фрагмент черепитчатой укладки валунов.

Таким образом, подобный предполагаемый процесс допускает наличие на ложе последовательного своеобразного сдвига валунного материала. При этом допускается относительная двухфазность образования черепитчатой укладки валунов в ложе потока. В первую фазу ложе выстилалось валунами. Во вторую фазу происходил их сдвиг. При этом необходимо отметить, что временной разрыв между фазами был минимальным и определялся лишь временем подхода последующих валоподобных вздутий потока, менее насыщенных транспортируемых материалом. Дополнительно некоторые важные детали рассмотренного механизма будут рассмотрены несколько позже.

Кратко необходимо пояснить еще один момент, характерный для ложа. В этом плане остается не очень ясной «приглаженность» поверхности ложа, как будто бы испытавшей сдвиг, сопровождавшийся не только надвигом валунов, но и давлением сверху. Поэтому необходимо иметь в виду, что при прохождении потока через участок русла резкого изменения уклона продольного профиля, в его структуре происходят резкие изменения. Помимо возникновения фронтального вала, в потоке образуются валы меньшего вторичного порядка, которые в ходе своего движения также оказывают кинемато-динамичное воздействие на отложения, выстилающие ложе. Процесс выстилания ложа транспортируемым материалом зарождается при прохождении фронтальной части потока, особенно его хвостовой части. Здесь при замедлении течения в этой части потока (по мере увеличения степени его насыщения транспортируемыми наносами) происходит уменьшение скорости движения и выпадение из процесса транспортировки наиболее крупного материала. Роль последующих проходящих валов, также транспортирующих материал путем сдвига-волочения, сводится, как мы полагаем, главным образом, к «приглаживанию» отложенного в русле (остановившегося) материала и его частично сдвиговой моделировке с возникновением эффекта «приглаженности» ложа. Высказанные соображения по рассмотренному вопросу требуют определенных дополнений, поскольку рассмотренный пример не исчерпывает существующего разнообразия природных ситуаций. В частности, имеется в виду, что в большинстве случаев в орогенных областях ложе селевых потоков обычно сложено не песчаным, а обломочным материалом. Поэтому вопрос о возникновения черепитчатой укладки валунного материала на ложе, требует дополнительных пояснений.

Изучение особенностей строения отложений ложа селевых потоков показало, что мощность этих образований обычно незначительна. Иногда ее величина может составлять всего в 1–2 валуна (по вертикали). Отсюда можно полагать, что ложе является преимущественно зоной транзитного переноса осадков. Основными зонами аккумуляции материала являются фронтально-лобовая и латеральные части потока. К этим частям потоков приурочены значительно большие мощности селевых отложений, которые фиксируются в виде соответствующих латеральных и поперечных грядовых нагромождений.

Для последних, как отмечалось, свойственно не только снижение скоростей течения, но даже кратковременная остановка движения потока наносов (для фронтальной части), что способствует концентрированному сбросу транспортируемого материала и образование иногда мощных поперечных гряд. Для латеральных гряд нередко свойственно сочетание резко разнородного в гранулометрическом плане материала (песка, гравия, галечника и валунов), что возможно связано со свойственными данной зоне резкими изменениями в интенсивности скоростного режима потока. Это могло обеспечивать аккумуляцию гранулометрически разнородного материала, позволяющую рассматривать данную зону в качестве зоны повышенной аккумуляции с проявлениями нестабильной, резко меняющейся динамики режима осадконакопления. Основное динамическое воздействие в пределах латеральной части потока на транспортируемый материал происходит под острым углом. В результате ориентировка длинных осей валунов оказывается близкой к основному направлению динамического воздействия. Для рассматриваемой зоны осадконакопления также оказывается свойственна черепитчатая укладка валунного материала. Но принципиальным отличием ее от образованной в центральной части потока, являются две особенности. Во-первых, подобная «уложенность» валунов осуществляется лишь по боковым граням валунов, т.е. по их коротким осям. Во-вторых, валуны нередко «плавают» в песчаном или в гравийном материале и могут непосредственно не контактировать друг с другом. В этом случае черепитчатая укладка не всегда просматривается.

Подводя итоги рассмотрения основы фациального расчленения отложений водокаменных селей в области их современного образования, необходимо подчеркнуть важнейшие моменты, на которых базируется предлагаемая модель: 1) образование любым способом стремительного водного потока; 2) наличие гипсометрических различий, способствующих созданию в целом крутого, но с меняющимися уклонами продольного профиля движения потока; 3) захват потоком и его насыщение по пути следования практически не размокающим валунно-галечным и щебенчатым материалом.

На основе изложенного было выделено в процессе осадконакопления, свойственного водокаменному потоку, три фациальные зоны, для которых характерна индивидуальная специфика особенностей седиментогенеза. Это отложения фации фронтальной части потока, отложения фации ложа потока (своеобразной «валунной мостовой», допустимо второе наименование – «ковер волочения») и отложения фации латеральной части потока.

Необходимо отметить, что в качестве предложенного примера был рассмотрен случай одноразового схода стремительного водного потока (рис. 11). Одноактность процесса была обусловлена тем, что ниже по течению, поверхность зандра сложена песком и мелким галечником. Это способствовало быстрому насыщению потока наносами и вызывало интенсивную бифуркацию русла. По-существу, процессом формирования поперечной микрогряды в приведенном примере завершается процесс осадконакопления свойственного для селевого водокаменного потока.

В горных районах обычно у подножия бортов долин имеются значительные скопления дезинтегрированного обвально-осыпного материала, который активно захватывается бурным потоком, прорвавшимся через поперечную гряду, и последний очень быстро вновь превращается в разрушительный водокаменный сель.

Изложенное позволяет говорить о том, что одной из важнейших особенностей рассматриваемого процесса осадконакопления является его конвейерно-прерывистый тип, индивидуальные черты которого – периодический, внезапный сброс громадных порций транспортируемого материала из фронтальной селевой волны. Этот сброс происходит в стадии, когда содержание несомого материала достигает стадии перенасыщенности, что вызывает образование упоминавшихся выше поперечных гряд. Приведенный одноактный пример, позволяет уточнить некоторые детали этого процесса. Возникшая поперечная гряда не только образует преграду течению потока, но за счет пребывающей воды создает кратковременно-существовавший подпрудный водоем. В результате уровень воды в водоеме поднимается, и в конечном итоге происходит перелив водной массы через наиболее пониженную часть фронтальной гряды. Возникает эрозионная промоина, по которой осуществляется сброс воды из кратковременно существовавшего подпрудного водоема.

Естественно, в горных реках из-за быстрого течения невозможно непосредственно наблюдать отмеченную прерывистость рассматриваемого процесса. Но одним из геоиндикаторов этого процесса в долинах горных рек, по нашим представлениям, являются нередко встречающиеся крупные поперечные гряды, некоторые из которых иногда принимаются даже за конечные морены.

Естественно, отмеченная выше прерывистость осадочного процесса, скорее всего, свойственна лишь для нижних частей потока, наиболее обогащенных наносами. Отсюда вполне допустимо предположение о возможном расслаивании потока, по крайней мере на две части: нижнюю, обогащенную наносами, и верхнюю – с более бурным типом течения.

Часто селевые потоки, при выходе на гипсометрически более низко расположенную поверхность, образуют характерные конуса выноса, образованные нагромождениями обломочного материала, как это имеется на поверхности конуса в Тункинской впадине на окраине г. Аршан (рис. 11). Отложения селей в этом районе изучали сотрудники Института географии СО РАН [Макаров и др., 2014] и Института земной коры СО РАН (г. Иркутск).

По результатам наших наблюдений можно предположить, что в процессе движения селевого потока могло происходить его расслоение на

Рис. 11. Специфический глыбовый селевой поток Аршан. Фото С.А. Макарова

две части – верхнюю водную, насыщенную мелкоземом, переносимым во взвешенном состоянии, и нижнюю –«обломочно-глыбовую», транспортировка материала которой осуществлялась, главным образом, благодаря гравитационному скатыванию крупных обломков скальных пород. Естественно, можно думать, что интенсивности проявления процесса скатывания и дальности транспортировки крупных глыб, некоторые из которых достигали веса более тонны, способствовала не только водная среда и скорость течения потока, но также, возможно, «сталкивающий эффект глыб друг с другом» и главное – значительная крутизна склона. Образовавшаяся «глыбовая река», заканчивавшаяся относительно небольшим распластанным конусом, оказалась образована громадным скоплением преимущественно глыб диорита, мощность которого составляет 3–4 м, а вес отдельных из них превышает несколько тонн. В своей краевой части конусовидная насыпь заходит в прилегающий к ней сосновый перелесок. Интересно, что часть сосен, вблизи самого края конуса, оказалась не «срезана» селевым потоком, и деревья сохранили свое вертикальное положение. Это, видимо, связано с остановкой двигавшегося глыбового селевого потока несколько выше по течению, а в зоне вертикально стоящих деревьев был развит уже только шлейф конуса. Важно отметить, что на сохранившихся стволах сосен было обнаружено прерывистое воздействие селя на стволы деревьев. Снизу стволы до высоты 3–4 м оказываются «погруженными» в глыбовую «насыпь». Выше, на уровне 4–5 м ствол дерева почти не поврежден, с хорошо сохранившейся корой. Незначительные повреждения коры имеются лишь на высоте примерно около метра над поверхностью глыбового потока. Но на высоте 5–5,5 м над поверхностью глыбового нагромождения на стволе сосны были вновь видны значительные повреждения коры вплоть до появления участков в виде оголенного ствола. По-видимому, отмеченные повреждения коры деревьев отражают меняющуюся высоту уровней водного потока. Верхний уровень повреждения коры фиксирует соответствующее положение поверхности водного потока, близкое к его максимальному положению. Уровень повреждения коры примерно на 1 м выше поверхности глыбового нагромождения отражает положения уровня водного потока на стадии его завершающего скатывания. Оба уровня повреждения коры были связаны с плывущими в потоке стволами деревьев. Таким образом, верхний уровень обнаруженной поврежденности коры стволов деревьев, фиксирует высотную разобщенность, которую допустимо рассматривать в качестве признака расслоения селевого потока в пределах, по крайней мере, его периферической части.

Наличие сохранившихся стволов деревьев в этой части конуса свидетельствует о том, что поток глыб уже остановился. Данный сель обладал значительной динамикой в своей фронтальной части. Об этом свидетельствуют «срезанные» селем балконы на детском корпусе здания санатория, а также «облепленность» (до 3-го этажа) здания глинистым материалом.

В рассматриваемой периферической части поверхности глыбового потока, в пределах имеющихся небольших неровностей его поверхности , ограниченных крупными глыбами, обнаружен «пятна» песчано-гравийного материала, образование которого происходило, скорее всего, в кратковременно существовавших остаточных лужах, в которых осуществлялся «сброс» песчано-гравийного материала из остановившегося или замедлившегося свое движение водного потока. Эти образования можно отнести к отложениям субфации кратковременно существовавших остаточных водоемов. Одновременно, налипший глинистый материал на стенах здания свидетельствует о большой мутности водного потока.

3.2. Некоторые особенности строения селевых образований в разрезе шурфа

Необходимо иметь в виду, что размеры стенок шурфа существенно ограничивают в рассматриваемом случае возможности детальной характеристики селевых образований, а, с другой стороны, в определенной степени оправдывают достаточно большой объем приведенного материала по общим вопросам селевого седиментогенеза. Тем не менее, использование этих материалов позволяет определить генезис отложений. К собственно селевым образованиям нами относятся отложения слоев 2, 5, верх слоя 10 – сл. 10*а* (рис. 7). Перечисленные слои состоят, главным образом, из валунов, для которых свойственен четко выраженный, но несколько разный тип черепитчатой «укладки». Это послужило одним из оснований отнести отложения слоя 5, а также верхнюю часть слоя 10 («валунник», по принятой нами при описании разреза номенклатуре, сл. 10*а*), к отложениям фации центральной части ложа селевого потока, которая также может быть названа фацией «валунной мостовой» или «ковра волочения».

Завершается разрез пачкой алевритопсаммитового материала, частично с валунами, несколько деформированной (данный факт рассматривается позже в соответствующем разделе). Эта пачка отнесены к отложениям локального вторичного водоема, возникшего в ложе потока в заключительную стадию прохождения селя.

Предлагаемая модель рассмотрения очень динамичного типа седиментогенеза может быть дополнена материалами, характеризующими влияние данного типа осадконакопления на отложения, слагающие ложе селевого потока.

3.3. Отражение воздействия селевого потока на отложения, слагающие ложе (постседиментационные преобразования аллювия, возникшие при прохождении селевых потоков)

При изложении результатов данного направления исследований речь идет, главным образом, о преобразованиях, возникших в ранее отложенном аллювии, под динамическим воздействием селевого потока. С этими преобразованиями связано возникновение необычного сочетания гранулометрически различного материала. В этом случае речь идет о трех вариантах. Первый из них – это наличие так называемых «плавающих» валунов в толще мелкого галечно-гравийного (сл. 3–4) и крупного (сл. 13) галечника. Второй вариант – в мелком галечнике встречаются единичные среднего размера глыбы (до 0,5–0,6 м по длинной оси), имеющие почти вертикальное расположение с центром тяжести в нижней части (сл. 6). У несколько меньших обломков иногда длинная ось имеет однонаправленный наклон. Третий – это линзоподобное расслоение пачки мелкогалечного материала (сл. 10, верхняя половина, над прослоем желтого алеврита). В результате пачка мелкого галечника в стенке шурфа оказывается «расслоена» тремя линейно расположенными «полосками» разобщенных единичных валунов.

По нашим представлениям, возникновение перечисленных вариантов сочетаний гранулометрически разнородного материала может быть объяснено интенсивным кинемато-динамичным воздействием селевого потока на ранее сформированную толщу аллювия.

Остановимся на этом вопросе несколько подробнее, поскольку это позволяет рассмотреть некоторые принципиально новые особенности селевого осадконакопления. Вначале обратим внимание на гидрологические особенности селевого потока. Среди них важно отметить наличие в верхней части потока фиксируемого визуально бурного беспорядочного течения, осложненного многочисленными водоворотами. Далее, для потока оказываются свойственны периодически возникающие так называемые «селевые поперечные валы», появление которых обычно приурочено к изменениям уклона продольного профиля. Важной особенностью рассматриваемых потоков является содержание в них значительного количества разновеликого транспортируемого материала. Можно полагать, что наиболее крупные валуны – глыбы транспортируются влекомо-сдвиговым способом. Как отмечалось ранее, приоритетным источником наносов, питающим поток, является не окатанный обвально-осыпной материал, скапливающийся у подножия склонов долин горных рек. В разрезах каменный материал селевых потоков оказывается достаточно хорошо окатанным, что дает основания думать, что в нижней части потока концентрируется значительное количество транспортируемого материала и, соответственно, поток обладал повышенной плотностью. Это обеспечивало развитие интенсивных контактов соприкосновения транспортируемых обломков друг с другом, даже при прохождении небольшого расстояния, что способствовало возникновению их окатанности. В ходе существующего повышенного трения фрагментов обломочного материала друг с другом в потоке возникало большое количество мелко-дисперсного материала, что увеличивало мутность водной массы. Наличие в потоке интенсивного беспорядочно-турбулентного течения, осложненного периодически возникавшими селевыми волнами или «валами», насыщенность его нижней части транспортируемым материалом способствовали возникновению интенсивного ударного и кинемато-динамичного воздействия на ложе. По нашим представлениям в результате этого воздействия в ранее отложенных несцементированных, но достаточно плотно уложенных аллювиальных образованиях, представленных преимущественно мелким галечником, происходит процесс разуплотнения и обводнения. Это вызывает, по крайней мере, частичное возникновение в нем поступательного конвейерноподобного потокового движения (подобного движению материала на транспортерной ленте) вниз по течению. Это может способствовать образованию в русле так называемых смешанных ассимиляционных селе-аллювиальных специфических образований, которые отражают оригинальный процесс «дополнительной» начальной мобилизации («захвата») селевым потоком донного, ранее отложенного, материала. Кроме того, в ходе обводнения и разуплотнения аллювия, в него из нижней части движущегося селевого потока происходит «выпадение» и погружение отдельных влекомых валунов и даже глыб, которые, попадая в толщу разуплотненного аллювия, «зависают» в нем на разной глубине. Как отмечалось, с этим процессом связано образование так называемых «плавающих» валунов. Некоторые из них достигают глыбовой размерности, иногда имеют грушевидную форму, а расположение их длинных осей в мелком галечнике оказывается близким к вертикальному (рис.

10). Центр тяжести в этом случае располагается в нижней части глыбы. Можно также отметить, что «зависание» валунов на разной глубине в аллювии возможно связано с локальными различиями в степени его разуплотнения, что зависит от многих факторов. Среди них первостепенное значение имеют изменяющаяся интенсивность ударно-динамического воздействия селевого потока, остаточная степень уплотненности отложений ложа селевого потока и, глубина погружения внедряющихся валунов, контролируемая их массой. Наконец, встречающийся в разрезе односторонне направленный наклон длинных осей среднего размера валунов и относительно небольшого размера обломков можно рассматривать в качестве одного из индикаторов возникшего в верхах пачки аллювия «течения» обводненного разуплотненного материала. Одновременно наличие упомянутого одностороннего наклона длинных осей обломочного материала дает основание полагать, что возникшее течение мелко-галечного материала могло иметь определенные различия в скорости, имеющие большие значения вверху толщи.

Анализ строения селевых отложений, вскрытых в шурфе (рис. 7), позволяет выделить основы некоторой стадийности в развитии водокаменного селевого седиментационного процесса. Одну из выразительных стадий осадконакопления селевого потока, по нашим представлениям, отражает процесс образования на ложе потока черепитчатого типа укладки валунного материала. Как отмечалось выше, незначительная мощность этих образований позволяет говорить о последующем этапе процесса седиментогенеза в центральной части русла материала, транспортируемого потоком, и находящегося преимущественно на стадии транзитного перемещения.

Что касается возникновения в русле черепитчатого залегания валунного материала, то, дополнительно к охарактеризованному выше одноактному примеру последствий схода селя на Шпицбергене, необходимо высказать дополнительные соображения и уточнения, возникшие в ходе изучения разреза Карахач. По нашему мнению, выстилание ложа селевого потока валунами происходит, главным образом, при прохождении образующихся селевых волн или валов. Этот процесс выстилания и черепитчатой укладки валунов состоит, по крайней мере, из трех этапов. В первом из них, по мере движения фронтальной волны, происходит захват обломочного материала из днища долины. По мере насыщения головной (фронтальной) части волны материалом скорость течения потока уменьшается. Для последующего этапа свойственно выпадение из хвостовой части волны, контактирующей с ложем, наиболее крупного валунного материала, что приводит к выстиланию ложа валунами. Третий этап может быть связан с прохождением следующего, меньшего селевого «вала». Роль этого вала или волны, видимо, ограничивается своеобразным «бронированием» ложа, которое сводится, скорее всего, к упоминавшемуся сдвигу выстилающих ложе валунов, в процессе которого происходит черепитчатая укладка валунного материала. Говоря другими словами, происходит седиментационное «сжатие» образовавшегося слоя валунов. Необходимо отметить, что, возможно, в какой-то степени данному процессу частичного «сжатия» (сдвигу) и возникновению черепитчатой укладки валунного слоя способствует также его положение между движущимся высокоплотностным потоком сверху и разуплотненным, также смещающимся, материалом ложа снизу. К сожалению, механизм воздействия эффекта этой «зажатости» для рассматриваемого процесса пока известен не во всех своих деталях.

Наконец, напомним, что важной особенностью селевого седиментационного процесса является насыщение фронтальной части потока, захватываемым материалом. При достижении степени перенасыщенности, фронтальная часть потока останавливается, и происходит выпадение из транспорта крупной партии двигавшихся наносов, образующих валоподобное нагромождение материала поперечной ориентировки к направлению течения. Это сооружение может вызвать образование даже локального подпрудного водоема и накопление в нем осадков из верхней части потока наносов. Естественно, этот этап был кратковременным. Поступающая вода быстро переполняет возникший водоем и происходит его спуск. Освободившись от наносов, водный поток снова начинает насыщаться транспортируемым материалом, что приводит к достижению следующей стадии перенасыщенности и, соответственно, остановке, сбросу несомых наносов и образованию следующей поперечной гряды.

Все изложенное имеет отношение к русловым процессам селевого седиментогенеза срединных частей потока. Что касается латеральных частей, то для этой фациальной зоны также свойственна прерывистость осадконакопления. Индикатором данной особенности осадконакопления является прерывистость латеральных гряд. Это вызвано, с одной стороны, кратковременной остановкой потока возникшей поперечной грядой а, с другой, отсутствием достаточного количества материала в части потока, преодолевшей преграду. Поэтому, вблизи гряд, расположенных поперек по отношению к течению потока, с обеих сторон можно наблюдать отсутствие латеральных гряд. Изложенные соображения позволяют рассматривать

селевое осадконакопление в качестве очень динамичного прерывистого осадочного процесса.

Еще один момент, который необходимо обсудить. Речь пойдет о мелкогалечном аллювии, характерной особенностью строения которого является наличие трехкратно расположенных по разрезу «цепочек» разобщенных валунов (сл. 10), лежащих субгоризонтально. Формирование подобного типа отложений может быть связано, условно говоря, с процессом «вторичной» седиментации. В этом случае, в развитие высказанных положений, можно допустить, что в верхней части разуплотненного аллювия под воздействием селевого потока возникает послойное движение галечника, в ходе которого происходит «садка» ранее «плавающих» или однонаправленных валунов к основанию двигающегося возникшего слоя наносов, что нередко оказывается свойственно высокоплотностным потокам. Таким образом, обнаруженные «цепочки» валунов могут рассматриваться в качестве индикаторов возникшего послойного течения в ранее отложенном аллювии, под кинемато-динамичным воздействием селевого потока.

4. Отражение гравитационного кинемато-динамичного и палеосейсмического воздействий в строении агломератово-пирокластического покрова склонов

При изучении покровов склоновых отложений или их фрагментов, а также в толще водно-потоковых отложений установлены преобразования их внутреннего строения, возникновение которых было связано с кинемато-динамичным воздействием гравитационных процессов. При этом интенсивность гравитационных процессов может быть связана не только с крутизной склона, но и с интенсивностью палеосейсмических событий.

В строении склоновых покровов можно выделить несколько типов гравитационных преобразований первичных отложений указанными процессами.

Первый тип, на который необходимо обратить внимание, связан с возрастанием нарушения сплошности покрова склоновых образований. В результате образовавшиеся фрагменты покрова под действием тех же процессов начинают свое движение вниз по склону. В процессе движения фрагментов в их основании происходит формирование нового типа отложений. Основу этих отложений составляет «перетертый» материал, слагавший нижнюю часть движущегося фрагмента. Вторым компонентом данного типа возникающих отложений является захват материала из ложа, по которому двигался рассматриваемый фрагмент. Нередко, материал из ложа захватывается и перемещается в виде не полностью перетертых пластиноподобных включений, которые утоняются по мере удаления от места экзарации. Таким образом, вновь возникающее осадочное образование представляет собой смесь полностью или частично «перетертого» материала. Характерной особенностью строения возникшего материала является наличие в нем характерной «кинемато-динамичной наслоенности», которая иногда принимается за седиментационную слоистость. По-существу, речь идет о текстуре, возникшей в результате приповерхностного «сползания» или «скольжения» фрагмента склонового покрова, близкой к образующейся в некоторых случаях в зонах надвигов. Учитывая механизм образования этого типа текстуры, можно допустить, что она является результатом проявления послойно-пластического (или близкого по характеру) течения.

В некоторых случаях, в процессе движения фрагмента склоновых образований, первоначально содержащийся в них крупный глыбовый материал постепенно смещался в приподошвенную (приконтактную) часть толщи, где происходила его концентрация в виде линейного типа скоплений (рис. 3). Одновременно, возникающее на некоторых участках приконтактной зоны трение, оказывалось столь значительным, что способствовало возникновению уплотненных прослоев, образованных материалом алеврито-песчаной фракции.

Наконец, необходимо напомнить, что между имеющимися фрагментами агломератовых покровов, а также между нижним покровом и внутри лежащей под ним толщи водно-потоковых образований имеются прослои вулканического пепла. Эти пеплы не только обогащали так называемые «зоны скольжения», но и способствовали возникновению «срыва» и образованию смещающихся фрагментов склоновых образований. В результате в приподошвенной части покрова встречаются тонконаслоенные отложения, представленные тонкими прослоями пепла или мелкой растертой пемзы, имитирующей слоистость, свойственную иногда озерным отложениям. По нашим представлениям, «утонение» наслоенности или ее огрубление может служить одним из индикаторов существования различий в скоростном режиме перемещения фрагментов покрова склоновых образований. Они могут быть выделены в качестве соответствующих гравитационных кинемато-динамичных фаций склоновых образований зоны активного вулканизма.

В связи с изложенным, вполне уместным представляется привести в качестве примера детальное строение отложений кинемато-динамичной зоны «скольжения», возникшей в основании нижнего фрагмента агломератового покрова вблизи

шурфа 3. Данный пример замечателен тем, что в нем оказались достаточно выразительно представлены как динамические преобразования в ложе, возникшие в ходе движущегося покрова, так и непосредственно в его нижней части. В результате в основании покрова возникла зона, для которой оказалось свойственно переслаивание образований разновозрастных отложений, состоящих из фрагментов заимствованных из кровли водно-потоковых, и, собственно, отложений покрова. Последние представлены темно-серой мелко-щебенчатой массой преимущественно гравийной размерности, среди которой имеется также мелкие раздавленные обломки пемзы. По нашим представлениям, наличие в данной зоне «перетертых» отложений собственно основания покрова, в которые включены фрагменты нижележащих пород, свидетельствует об активном кинемато-динамичном воздействии движущегося агломерато-пирокластического фрагмента покрова на подстилающие отложения.

Представляется уместным более детально продемонстрировать подобного типа преобразования строения отложений, которые были обнаружены в кровле водно-потоковых образований в верхней части шурфа № 3 (слой 2) и в низах перекрывающего их агломератово-пирокластического покрова (рис. 12; описание приводится снизу вверх по разрезу).

1. Сл. 2*a* – скопление валунов разной окатанности – от хорошо окатанных до угловатых. Характерна черепитчатая уложенность валунов. Отложения отнесены к фации ложа селевого потока. Мощность до 0,25 м.

2. Сл. 2*b* – туфо-песчаник; преобладает среднезернистый гранулометрический состав, плохо сортированный с некоторым содержанием крупнозернистых частиц и гравийного щебня. В данном слое валуны плохо окатаны, часто остроугольны; имеются также раздавленные валуны почти без смещения отдельных своих частей. Отмеченная угловатость валунного материала, по нашему мнению, связана с кинемато-динамичным «раздавливанием» валунов в процессе смещения вышележащего покрова. Преобладающая мощность слоя – до 0,12 м, есть раздувы до 0,3 м. Подобный

Рис. 12. Фрагмент зоны смещения между кровлей водно-потоковых образований и основанием нижнего агломератового покрова (описание см. в тексте), в строении которого имеются срезанные «пластины» отложений вторичного водоема и материала низов покрова.

«раздув» расположен в левой части демонстрируемого фото (рис. 13). При этом в его основании сосредоточен материал песчаной размерности, а в верхней части в том же туфо-песчанике превалируют остроугольные обломки валунов, и имеется валун, разбитый трещинами. При движении покрова захваченные из ложа селевого потока валуны подверглись интенсивному давлению и, соответственно, раздавливанию, что отражается в их угловатости. Данный слой, скорее всего, представляет собой основание зоны скольжения.

3. Сл. 2*c* – туфо-песчаник с хорошо окатанными валунами, не контактирующими друг с другом. Верхний контакт волнистый, напоминающий по своей форме шифероподобный тип. При этом гребнеподобные выступы контакта приурочены к содержащимся в слое валунам. На межвалунных участках мощность слоя заметно уменьшается. Невыдержанность мощности слоя может быть объяснена кинемато-динамичным воздействием смещающегося покрова. На участках отсутствия валунов происходило, скорее всего, латеральное выдавливание песчаного материала. В местах наличия валунов процесс вдавливания проявлялся в меньшей степени. По-видимому, с этим было связано возникновение шифероподобного типа верхнего контакта данного слоя. В целом сл. 2*c* представляет своеобразную смесь разнородного материала. С одной стороны – это мелкоземистый материал бурого цвета, являющийся деформированным фрагментом отложений небольшого остаточного водоема на поверхности ложа селевого потока. На участке ложа, образованного водно-потоковыми отложениями, движущийся сверху покров, оказывая кинематодинамичное воздействие на подстилающие осадки, вдавливал некоторое количество валунов в толщу туфо-песчаника.

4. Сл. 2*d* – тот же бурый туфо-песчаник, но без валунов. Скорее всего, это также отложения кратковременно существовавшего все того же подпрудного водоема, возникшего на поверхности отложений селевого потока. Судя по тому, что подстилаются эти отложения «черепитчатоуложенным валунником» – водоем возник в ложе селевого потока.

Интересен верхний контакт отложений водоема, особенностью которого является наличие мелких клиновидных структур, глубина которых достигает 5–7 см (рис. 17). Заполнены эти струк-

Рис. 13. Текстура наслоенности в слое пепла между двумя склоновыми покровами.

туры мелкощебенчатым материалом. Скорее всего, данные структуры возникли в ходе движения – «скольжения» вышерасположенной приподошвенной части покрова (сл. 1). При этом содержащаяся в сл. 1 мелкая щебенка производила на поверхности уплотненного песка V-образные «царапины», простирание которых, скорее всего, совпадало с направлением движения покрова. Мощность слоя около 0,25–0,3 м.

5. Сл. 1 – это, собственно, основание покрова, представленное мелкощебенчатым материалом в песчано-гравийном заполнителе. Наиболее интересным для нашего рассмотрения является наличие в толще линзоподобных коричневато-бурых прослоев песчано-псаммитового материала (мощностью от 0,03 до 0,1 м), являющегося основой нижележащего слоя 2*d*. Подобные включения в виде пластин являются типичными для ассимиляционных контактов, возникающих в ходе «срезания» основанием движущего покрова тонких пластинчатых фрагментов с поверхности подстилающих пород.

В качестве резюме, необходимо сделать небольшое пояснение к рассмотренному случаю. Главным является то, что преобразования в отложениях ложа под двигавшимся фрагментом склонового покрова, установленные в слое 2, отличаются своей разномасштабностью и разнообразием проявлений. Особенностью строения слоя 1 является чередование уплощенных фрагментов разновозрастных отложений, образующих наслоенность. Эта черта строения является надежным индикатором экзарационного воздействия движущегося покрова или его фрагмента по склону. Об этом же свидетельствуют так называемые «царапины» на поверхности слоя 2, а также особенности строения рассмотренной зоны в основании двигавшегося покрова. Важно отметить, что близкая по типу наслоенность, как отмечалось, имеется в отложениях, вскрытых в рабочей стенке карьера (рис. 4). В этом плане, необходимо напомнить о пачке вулканического пепла, залегающего на контакте между упоминавшимися покровами. Ее роль, в свете развиваемых соображений, как отмечалось, оказывала влияние на интенсивность движения верхнего покрова, а также на увеличение мощности «зоны скольжения» в его основании. В отложениях, слагающих данную зону, почти полностью отсутствует материал крупноглыбовой размерности. Одновременно в пачке пепла, лежащего между двумя покровами, имеется линейная концентрация крупных уплощенных глыб (рис. 3). Возникновение этого скопления глыб, скорее всего, является результатом локального разуплотнения отложений в нижней части движущегося верхнего покрова по пачке пепла. В результате происходило обогащение основания движущегося покрова пеплом, уменьшение его первичной плотности, что способствовало смещению содержащихся в покрове крупных глыб вулканогенных пород к его основанию, в пачку относительно рыхлого пепла. Концентрация глыб в виде линейно-вытянутой полосы была обусловлена наличием под пачкой пепла уплотненной толщи нижерасположенного покрова.

Скопления крупно-глыбового материала в самом основании верхнего покрова, а также в нижних частях покровов с отчетливой текстурой наслоенности, вполне уместно выделить в особую группу образований в качестве гравитационно-сейсмических динамических субфаций или фаций склоновых отложений (рис. 13).

Выше отмечалось наличие в изученном разрезе так называемых «сухих» потоков или осовов, «прорезающих» латеральные части изученного разреза. По нашим представлениям, возникновение их было связано с катастрофическими палеосейсмическими событиями. Этот фактор мог вызвать узко-линейное разуплотнение толщи отложений, слагающих фрагмент верхнего склонового покрова, что способствовало возникновению «сухого течения» грунта по уклону поверхности склона и соответственно образованию «сухих» потоков или осовов.

В строении этих образований установлены определенные закономерности. В верхней их части имеется значительная концентрация крупных уплощенных глыб примерно с субширотной однонаправленной ориентировкой длинных осей, отражающей внутреннее направление течения, слагающего их материала. Подобная направленность «течения» материала совпадает с уклоном склона. Возникновение отмеченной однонаправленной ориентировки крупных глыб, по нашим представлениям, было обусловлено значительным разуплотнением верхней части покрова. При этом степень разуплотнения, вероятно, приближалась к такому состоянию, когда в толще возникали элементы проявления «вязкого» течения, контролировавшие возникновение указанной ориентировки крупного обломочного материала.

В нижней части отложений, слагающих «сухие потоки» или осовы, нередко можно наблюдать наслоенность и констатировать почти полное отсутствие крупных глыб. По своему типу эта часть разреза напоминает осадочные образования, возникшие в ходе послойно-пластического течения. Данные элементы строения толщ могут быть выделены в особую гравитационно-сейсмическую динамическую фацию склоновых образований области активного вулканизма, с проявлением экстремальных палеосейсмических событий.

В ходе исследований, как отмечалось, была установлена разнонаправленность этих элементов склоновых образований, а также концентрация их неоднократного возникновения и даже «врезание друг в друга» в северо-западной части карьера. В пределах юго-восточной части карьера установлено возникновение лишь одного крупного осова. Подобные различия могли быть обусловлены разновременными сейсмическими событиями, для которых была свойственна меняющаяся направленность и различная интенсивность энергетического воздействия на приповерхностную часть склона. При этом концентрация осовов в северо-западной части карьера, возможно, отражает экстремальность и неоднократность проявления сейсмических процессов. Наконец, необходимо подчеркнуть, что столь специфические образования «сухих» потоков или осовов возникали в процессе частичного переотложения верхнего агломератового покрова.

Наконец важно отметить еще один момент, имеющей отношение к зонам приповерхностного смещения или «скольжения». В гранулометрическом плане нередко эти зоны представляются наиболее благоприятными для отбора образцов для некоторых аналитических методов исследований. При этом имеются в виду палинологический и палеомагнитный методы, используемые соответственно для реконструкции природной среды и корреляции с глобальными палеомагнитными событиями квартера. Как было показано выше, в связи с высказанными соображениями об особенностях формирования этих отложений, в рассматриваемом случае к интерпретации полученных результатов этими методами необходимо подходить более осторожно.

5. Возможное кинемато-динамичное воздействие движущегося фрагмента склоновых образований на строении водно-потоковых образований

Изучение строения водно-потоковых отложений, вскрытых в разрезе шурфа мощностью до 7,5 м, показало наличие в них особенностей, которые не могут быть объяснены синседиментационными или постседиментационными процессами. В данном разделе речь пойдет о причине появления в толщах водно-потоковых образований чуждых для них отложений. Имеются в виду, прежде всего, горизонтально лежащие прослои вулканического пепла мощностью до 0,3–0,4 м (сл. 7) и 0,2 м, примерно в середине слоя 10, с подстилающим его листоватым уплотненным алеврито-пелитовым туфом рыжего цвета, мощностью до 0,07–0,08 м (рис. 7). Этот туф представлен пеплом, преобразованным под воздействием, возможно, процессов педогенеза. Объяснить наличие прослоев слабо уплотненного пепла, также как тонких листоватых слойков залегающего в толще горного аллювия или непосредственно подстилающего селевые отложения, практически невозможно, учитывая гидрологические особенности этих потоков. Это послужило основанием для допущения, что материал отмеченных прослоев является инородным и первоначально залегал на палеосклоне в прибрежной части водных потоков. В толщу водно-потоковых отложений этот материал был «затащен» по возникшим плоскостям скольжения, появившимся в ходе гравитационного кинематодинамичного воздействия фрагмента нижнего покрова на отложения, слагающие его ложе.

В данном случае речь идет о том, что движущийся фрагмент агломератового покрова оказывал значительное «экзарационное» воздействие на развитые на склоне отложения. При его движении по толще водно-потоковых образований в ней возникали вторичные плоскости скольжения, по которым происходило «затаскивание» тефры в толщу водно-потоковых образований (рис. 2, *б*). Наличие тефры, залегающей на вулконогенных отложениях, в разной степени подвергнутой последующим преобразованиям, позволяет высказать мнение о их разном возрасте. В этом отношении следует напомнить, что из почти рыхлого серого цвета пепла слоя 7 в шурфе была получена дата по циркону 1,947 ± 0,046 млн лет [Presnyakov et al., 2012]. Самый нижний прослой уплотненного листоватого туфа рыжего цвета лежит в основании водно-потоковых отложений на вулканогенных породах. Возможно, что рыжего цвета туф сохранился лишь в западинах на поверхности лавы и возраст его может оказаться несколько древнее. В этом плане имеется две датировки, полученные K-Ar методом по лавам: 1,96 ± 0,08 и 1,87 ± 0,10 млн лет.

Это значит, что водно-потоковые отложения и залегающие в них прослои прослои тефры могут иметь разный возраст. При такой интерпретации положения отмеченных прослоев становится очевидным, что материал, слагающий их, может иметь более древний возраст, чем собственно водно-потоковые отложения. Также необходимо обратить внимание на то, что в ходе образования внутренних плоскостей скольжения и возможного некоторого перемещения по ним возникших блоков водно-потоковых образований в них могла быть нарушена первичная стратиграфическая последовательность отложений. Это необходимо иметь в виду при анализе распределения по разрезу артефактов с проявлениями различных типов обработки.

6. Некоторые результаты минералогического изучения тефры вторичных водоемов и в плоскостях смещения в толще водно-потоковых образований[1]

Как было показано (рис. 2, *б*; 7) в толще водно-потоковых образований имеются обособленные прослои туфов, зафиксированные на разных уровнях. В **верхней** части толщи водно-потоковых образований имеется прослой алеврито-песчаных отложений бурого цвета, накопление которых, как отмечалось, происходило в остаточном водоеме, располагавшимся в ложе селевого потока. В разделе 4 в данной пачке были описаны проявления кинемато-динамичного воздействия двигавшегося по ним нижнего агломератового покрова. Литолого-минералогические исследования позволили идентифицировать эти образования как литокристаллокластический туф буровато-серой окраски с интенсивным охристым оттенком за счет оксидов железа, слабо сцементированный, пылеватый, местами мелко комковатый. При изучении шлифов в поляризационном микроскопе была установлена преобладающая алевро-пелитовая размерность обломочных зерен. В составе обломков изверженные породы – андезито-базальты (обломок базальта отчетливо виден на рис 1, *а*) и характерные для них минералы: плагиоклазы среднего состава (преимущественно – андезин), роговая обманка, авгит, рудные минералы и др. Обломки пород и минералов остроугольные, не окатанные, без признаков сортировки по размерности зерен. Цемент глинистый, пелитоморфной текстуры, со слабо прослеживаемой слоистостью (по ориентированному расположению слюдистых пластин), с участками колломорфных пленочных образований, преимущественно вокруг полых отверстий и каемок минеральных зерен.

В **нижней** части толщи водно-потоковых образований имеются несколько маломощных алевритовых прослоев «рыжего» цвета (рис. 7). В сухом состоянии эти прослои имеют палевую, серовато-желтую окраску, со следами ожелезнения (в виде мелких темно-бурых пятен). Минеральный состав практически не отличается от выше описанного и представлен обломками изверженных андезито-базальтовых пород (рис. 14, *а*) и слагающих минералов, с обилием мелких углистых частиц и фрагментов растительных волокон. Цемент глинистый пелитоморфный и пелитоморфно-колломорфный, с участками бесструктурной минеральной массы, образующей каемки вокруг полых отверстий и «рубашки» вокруг минеральных зерен. При значительном содержании этого коллоидно-дисперсного вещества, оно образует колломорфную цементирующую массу, желтовато- и красновато-бурой окраски, изотропную или слабо плеохроирующую в красновато-коричневых тонах, заполняющую межзерновые пространства, словно «пропитывая» породу.

На приведенных фотографиях отчетливо видно, что колломорфная масса образует каемки и корочки вокруг отдельных минеральных зерен (рис. 14, *б*), округлых отверстий (рис. 14, *в*), выполняет межзерновые пространства в качестве цемента (рис. 14, *г*).

Можно предполагать, что это переработанное глинистое вещество, очевидно – высокожелезистое (о чем свидетельствуют красновато-бурые окраски), преобразованное под воздействием органических кислот в коллоидно-дисперсную минеральную массу, с последующим осаждением в виде бесструктурной гелеобразной субстанции. Имеющиеся в породе пустоты, вероятно, образовались в результате разложения и растворения корневых нитей, которые, по всей видимости, и являлись основным источником органических фульвокислот [Ренгартен, 1977; Ренгартен, Садчикова, 1982], способствовавших переработке глинистых минералов.

Состав минералов глин исследован рентгендифрактометрическим методом на установке D8 Advance в порошке и во фракции < 0,001 мм по стандартной методике изучения глинистых минералов: а) в природном ориентированном препарате, б) насыщенном этиленгликолем; в) прокаленном при 550◦С (аналитик – инженер-исследователь Е.В. Покровская, Лаборатория физических методов изучения породообразующих минералов ГИН РАН). При этом какого-либо существенного различия в составе минеральных ассоциаций верхнего и нижнего горизонтов туфов не отмечено.

Установлено присутствие слюды, очень тонкодисперсного слабо окристаллизованного смектита, галлуазита, примесь хлорита, возможно – каолинита, следы кварца и кристобалита (рис. 15, *1*, *2*.).

Обнаружение галлуазита (рис. 15, *2*) является важным признаком развития педогенеза. Известно, что галлуазит – минерал почв, обогащенных органическими кислотами [Лазаренко, 1971]. Присутствие очень тонкодисперсного смектита также свидетельствует о влиянии активной органики. Как наиболее легко растворимый среди глинистых минералов, смектит прежде других под-

[1]Авторы выражают признательность доктору г.-м.н. А.Р. Гептнеру и доктору г.-м.н. В.В. Петровой за консультации при изучении структур и текстур литокристаллокластических туфов, а также доктору наук О.С. Хохловой за любезно предоставленные шлифы и образцы пород из своей коллекции.

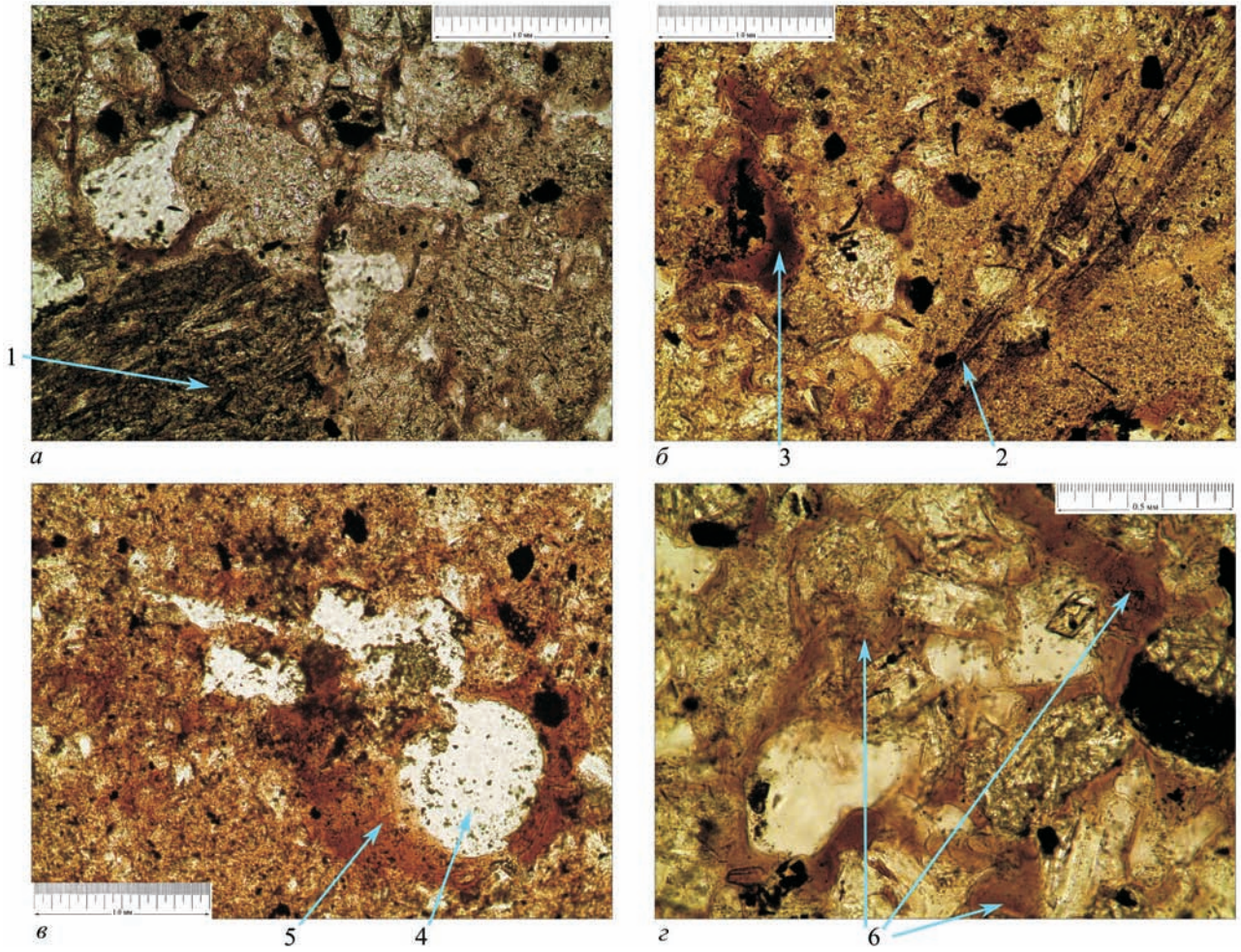


Рис. 14. Литокристаллокластический туф: структуры и текстуры в шлифах

а – угловатые и слабоокатанные обломки изверженных пород, в левом нижнем углу шлифа обломочное зерно андезито-базальта (стрелка *1*), ув. ×10; *б* – фрагменты растительных волокон в структуре туфа (стрелка *2*); колломорфные оконтуривающие новообразования вокруг минеральных зерен (стрелка *3*); ув. ×10; *в* – полости, оставшиеся от корневых нитей (стрелка *4*), с колломорфными каемками (стрелка *5*); ув. ×10; *г* – колломорфная цементирующая масса в межзерновом пространстве структуры туфа (стрелка 6) ; ув. ×20.

вергался воздействию органических кислот. Происходило разрушение его кристаллической решетки, частичное или полное растворение, перевод в коллоидно-дисперсное состояние и последующее осаждение в виде бесструктурной колломорфной массы [Ренгартен, 1977; Ренгартен, Садчикова, 1982]. Перечисленные признаки позволяют говорить о развитии палеопедогенеза в этих тефровых горизонтах.

Как было отмечено ранее и показано на рис. 2, *б*, включения рассмотренных туфов находились предположительно на разных уровнях в толще водно-потоковых отложений. Таким образом, в процессе кинемато-динамиченого воздействия движущегося фрагмента нижнего склонового покрова часть толщи тефры, лежащей на коренном склоне, была ассимилирована и «затащена» в полости вторичных разрывных нарушений, возникших в водно-потоковых отложениях.

Исследование состава образцов пеплов, взятых из разных частей разреза, показало, что в целом они имеют одинаковый первичный состав (а именно – литокристаллокластический туф андезито-базальтового состава), со следами явного палеопедогенеза, выразившегося в повсеместном развитии колломорфных структур по глинистой основной массе. При этом более интенсивно отмеченные колломорфные образования развиты в палевых пеплах погребенного слоя, нежели в буроватом охристом прослое покровного горизонта. Если в верхнем прослое – это фрагментарные образования каемок вокруг полых отверстий и отдельных минеральных зерен, то в пеплах из нижней частит толщи – участки интенсивного

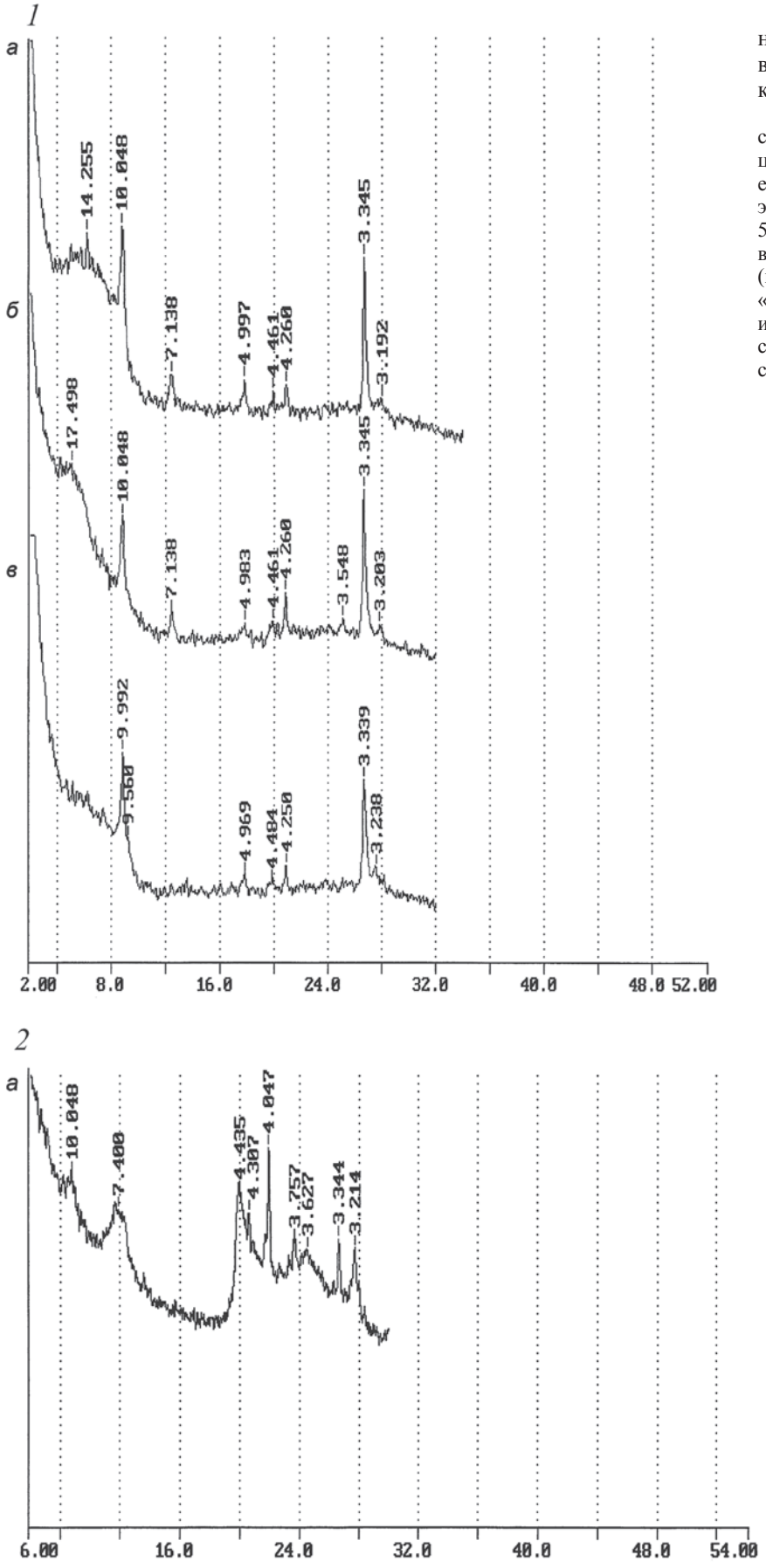


Рис. 15. Дифрактограммы глинистых минералов (фр. < 0,001 мм), входящих в состав литокристаллокластического туфа

1 – глина представлена слюдой и смектитом, со следами каолинита, кварца, полевых шпатов (*а* – природный ориентированный образец; *б* – насыщенный этиленгликолем; *в* – прокаленный при 550°С); *2* – глина галлуазитового состава, со следами смектита, кристобалита (представлен только природный образец «*а*», поскольку на кривых насыщенного и прокаленного препарата характеристические пики галлуазита не меняют своего положения).

замещения пелитоморфного глинистого цемента колломорфным. Отличительной особенностью верхнего прослоя туфов является также, вероятно, более высокая степень оксидности железа, что выражается в яркой охристой окраске осадка.

Исходя из этого, можно полагать, что генетически это был один тип осадков – литокристаллокластические туфы (мощностью около 1,0 м), подвергшиеся существенным преобразованиям в процессе почвенной переработки пеплового субстрата, выразившейся в разрушении и растворении минералов глин под действием органических фульвокислот и образовании коллоидно-дисперсных минеральных масс. В результате последующего разрушения (возможно, частичной раскристаллизации) этих коллоидов и происходило образование бесструктурных минеральных агрегатов, частично цементирующих эти отложения и образующих колломорфные каемки. При этом степень палеопедогенеза могла быть различной, что, собственно, и отмечено при изучении шлифов из разных пепловых прослоев: в верхнем прослое колломорфных аутигенных минеральных образований значительно меньше, чем в пеплах нижнго горизонта.

В результате проведенных исследования намечается следующая последовательность залегания рыхлых отложений на андезито-базальтах. Наиболее древними являются так называемые «рыжие» алевриты и лежащий на них слой серого пепла. В последнем был определен возраст кристалла циркона в 1,9 млн лет. Вблизи коренного склона была река, формировавшая водно-потоковые образования. Вышележащие склоновые образования оказываются моложе. Таким образом, можно говорить о неоднократных пеплопадах и существовавшем достаточно значительном водотоке, в конце существования которого, по крайне мере в данном месте, начался этап селевого осадконакопления, что, возможно, было связано с соответствующими климатическими событиями. Впоследствии данный водоток прекратил свое существование, поскольку был перекрыт значительным фрагментом склоновых образований.

7. Обсуждение имеющихся датировок и возможности использования результатов палеомагнитных исследований для определения времени появления раннеашельского человека в районе археологического памятника Карахач

С целью выяснения наиболее ранней миграции гоминид из Африки в северную часть Евразии археологи использовали результаты различных геохронологических методов (SHRIMP U-Pb; K-Ar; A/Ar). При работах в карьере Карахач датировки были получены первым из перечисленных методов. Для толщи водно-потоковых образований, вскрытых шурфом в днище карьера, из слоя пепла (шурф 2) была получена дата 1,947 ± 0,045 Ma. В этом слое, а также в подстилающих и перекрывающих отложениях водно-потоковых образований, археологами были обнаружены каменные артефакты, которые по типу своей обработки отнесены к раннеашельской индустрии. Относительно использования полученных датировок для установления возраста данной культуры среди соавторов настоящей статьи имеются некоторые разногласия. Е.В. Беляева и В.П. Любин используют полученные даты в качестве надежного аргумента, определяющего возраст артефактов. Ю.А. Лаврушин придерживается мнения о том, что в этом вопросе пока целесообразно проявить определенную осторожность. Как отмечалось геохронологами, полученные результаты, отражают время кристаллизации этого циркона в камере внутри вулкана. Уже поэтому приводимые цифры не столь однозначно можно использовать для датирования артефактов. Кроме того, выше специально обращалось внимание на то, что возможность сохранности прослоя пепла в толще динамически активного горного речного или селевого потоков, обладавших значительной эрозионной способностью, естественно, вызывает определенные сомнения. В связи с этим было высказано предположение о том, что первоначально пепел залегал на коренном склоне вблизи реки, а затем движущимся фрагментом склоновых образований был «внедрен» в толщу водно-потоковых образований, в возникшие вторичные разрывные нарушения. Поэтому не корректно использовать полученные даты в качестве репера, фиксирующего время проникновения раннеашельского человека на территорию Северной Армении и тем самым удревнять соответствующую индустрию. Как было показано выше, возникновение пласта пепла, в основании которого имеется тонкий пропласток алеврита, скорее всего, связано с внутренней плоскостью скольжения, затаскивание по которой ранее выпавшего пепла произошло в ходе гравитационного кинемато-динамичного движения вышележащего агломератового покрова по склону после накопления водно-потоковых образований. По образцам из основания этого покрова было получено тем же методом три даты: 1,942 ± 0.042; 1,804 ± 0,030; 1,705 ± 0,020 [Любин и др., 2015]. Эти даты также отражают время кристаллизации циркона, хотя получившаяся их последовательность выглядит подкупающе. В этом плане уместно напомнить, что в основании агломератового склонового покрова имеется зона «скольжения», одной из особенностей строения

которой является наличие в ней тонких «пластин» разновозрастных отложений. Не исключено, что в процессе движения покрова проявился «эффект рубанка», когда происходило срезание подстилающих покров отложений и их перемещение на очень небольшое расстояние. В связи с обсуждением данного вопроса следует напомнить, что в Восточной Африке раннеашельская индустрия датирована временем 1,75–1,76 млн лет назад. На стоянке Дманиси в Южной Грузии, находящейся лишь в 35 км от разреза Карахач, были обнаружены артефакты олдованской индустрии [Любин и др., 2015]. Слои, содержащие артефакты этой индустрии, были датированы временем 1,85–1,75 млн лет. Перечисленные даты были получены K-Ar методом. В результате анализа коллекции каменных артефактов, учета геохронологических данных, археологами был сделан вывод о возможном сосуществовании в данном районе носителей культур, как раннего ашеля, так и олдована. Эта интересная проблема, естественно, требует своего дальнейшего археологического обоснования. В этом плане иногда даже проявляется своеобразный парадокс. В одной и той же работе некоторые исследователи допускают ограниченность использования (по циркону) полученных дат для определения возраста раннеашельской индустрии и одновременно используют их в качестве основы для корреляции с глобальными палеомагнитными событиями. Так, по мнению значительной группы исследователей, столь раннее появление раннего ашеля в Северной Армении может быть «объяснимо благоприятными природными условиями раннего плейстоцена и обилием крупноразмерного и плитчатого вулканического сырья» [Любин и др., 2015, стр.48; Беляева, Любин, 2014]. Очевидным является, что возникшие сложности с датированием, а также с результатами геологических исследований, подразумевают необходимость проведения дополнительных исследований контрольного датирования другими методами.

На основе собранных данных можно высказать предположение, что местообитание древнего человека находилось поблизости – на коренном берегу водного потока, но обнаружить его или «его шлейф» можно лишь под толщей нижнего агломератового покрова или в его основании, в так называемой толще отложений зоны его скольжения. Возможен и другой вариант. По устному сообщению археологов, на северо-западной части рабочей стенки карьера, в том месте, где было обнаружено несколько осовов, отложения которых заполнили существовавшую лощину, ранее было обнаружено значительное количество каменных артефактов. Это послужило основанием высказать предположение о том, что именно эта часть карьера может оказаться наиболее перспективной для поиска местообитания ранних ашельцев. В этом отношении обнаруженное повышенное количество артефактов, возможно, представляет собой фрагмент шлейфа от места, где находилось их «жилище». Это место находилось уже достаточно высоко над водными потоками и не заливалось во время половодий (рис. 2, *а*).

В связи с изложенным необходимо отметить, что отбор образцов для палеомагнитных исследований производился из нижних частей так называемых «сухих потоков» и отложений основания нижнего агломератового покрова, для которых оказалась характерна наслоенность свойственная зонам скольжения. В этих зонах возможно изменение намагниченности под воздействием гравитационных процессов, в ходе которых допустимо возникновение кинематической переориентации магнитных минералов.

Заключение

В результате проведенных исследований на примере изучения раннечетвертичных отложений в карьере Карахач (Северная Армения) были установлены постседиментационные преобразования водно-потоковых и склоновых образований.

Среди водно-потоковых отложений наибольшие преобразования возникли в толщах аллювия под влиянием ударно-динамичного воздействия на них проходящего селевого потока. В результате в приповерхностной части толщи аллювия, непосредственно подстилающей ложе селевого потока, происходило разуплотнение, что нашло свое отражение в двух особенностях. Первая из них была связана с возникновением вновь поступательного движения в ранее отложенном аллювиальном галечнике. Вторая особенность обуславливалась «выпадением» из основания движущегося селевого потока транзитного крупного валунно-глыбового материала, который «тонул» в толще более медленного перемещающегося аллювия. В результате происходило существенное изменение гранулометрического состава аллювиальных образований.

Изучение отложений водокаменных потоков позволило разработать основу принципиальной схемы их строения и установить важнейшие особенности процесса осадконакопления. Одной из специфических особенностей седиментогенеза этих образований является условно названный нами конвейерно-прерывистым способ локального «сброса» потоком на стадии его перенасыщенности громадных порций переносимого материала. Индикатором этого процесса в долинах горных рек, по нашему мнению, являются валоподобные

гряды, ориентированные поперек основного направления течения потока, а также латеральные гряды, фиксирующие распространение селевого осадочного процесса в днищах долин.

Что касается склоновых образований рассматриваемой части зоны активного вулканизма раннего квартера, то для нее развиваются представления о лавинных скоростях склонового осадконакопления и широкого распространения постседиментационных преобразований, возникновение которых было обусловлено гравитационными процессами. Интенсивность проявления их контролировалась не только уклонами поверхности склонов, но также палеосейсмическими событиями. С этими процессами связано возникновение разрывов в сплошности склонового покрова, образование его фрагментов и смещение их вниз по склону. В результате выделены индикаторы этих процессов. Во-первых, к ним относится возникновение зон приповерхностного скольжения в основании возникших фрагментов склоновых образований. В зоне скольжения происходит экзарация материала из ложа, а также «перетирание» отложений, слагающих как основание движущегося фрагмент склона, так и приповерхностную часть ложа. В ходе кинемато-динамичного воздействия в зоне скольжения образуется новый тип отложений. Во-вторых, на участках ложа, сформированного относительно рыхлыми водно-потоковыми отложениями, в ходе движения фрагмента покрова возникают плоскости внутренних сколов, по которым затаскиваются с коренного борта в толщу водно-потоковых отложений фрагменты элювия, палеопочвенных образований или вулканического пепла, перекрывающие вулканогенные образования. Эти затащенные в толщу водно-потоковых отложений генетически чуждые образования («элювиально-почвенные») являются геоиндикатором активного экзарационного воздействия движущегося фрагмента склонового покрова на свое ложе. Наконец, третий момент, обусловленный палеосейсмическими событиями, связан с процессами разуплотнения приповерхностной части фрагментов, которые способствуют возникновению так называемых «сухих» потоков или осовов.

Интересные данные были получены археологами при изучении концентрации каменных артефактов в толще водно-потоковых образований. Наибольшее их количество было обнаружено в аллювиальных и селевых образованиях (за исключением сл. 2), при полном отсутствии в слоях рыжевато-желтого алеврита, а также в слое 1, представленном преимущественно песчано-глинистым материалом. Кстати говоря, накопление пачки последнего, скорее всего, происходило в селевом остаточном водоеме на поверхности толщи водно-потоковых отложений, возможно, незадолго до их перекрытия нижним агломератовым покровом туфа. Не исключено, что с этим событием, обусловившим исчезновение постоянного водотока, возможно, было связано локальное изменение первоначального местообитания здесь раннеашельского племени.

В строении агломератовых покровов и потоков достаточно четко выделяются три части. В верхней части содержится большое количество крупных глыб и валунов, длинные оси которых нередко ориентированы однонаправлено. В средней части крупный обломочный материал отсутствует. Основу имеющегося в ней обломочного материала составляют включения меньшей размерности, а сама толща представлена смесью тонкого пепла и «перетертого» остроугольного материала песчаной и гравийной размерности. В данной части имеется «наслоенность» или «расслоенность», приближенная к горизонтальной. Наконец, в подошве агломератового покрова или потока, как это наблюдалось в центральной части рабочей стенки карьера Карахач, встречается материал разного гранулометрического состава. В отдельных частях приконтактной зоны иногда концентрируется материал песчано-алевритовой размерности, а в других – скопления крупных глыб и валунов (рис. 2, 3). Последние рассматриваются нами в качестве отложений фации «ковра волочения».

И еще один интересный момент. На контакте между имеющимися агломератовыми покровами, а также между нижним покровом и толщей водно-потоковых образований залегают толщи вулканического пепла. Этот материал, видимо, способствовал не только обогащению так называемой «зоны скольжения», нарушению сплошности и образованию смещающихся фрагментов склоновых образований, но и фиксировал события интенсивных пеплопадов. В результате в отложениях приподошвенной части покровов или потоков встречаются тонконаслоенные отложения, иногда содержатся мелкие фрагменты растертой пемзы, которые иногда принимаются даже за остатки озерных отложений. По нашим представлениям «утонение» наслоенности или ее «огрубление» может служить одним из индикаторов существования различий в скоростном режиме движения склоновых образований.

Что касается каменных артефактов, то, по результатам исследований Е.В. Беляевой и В.П. Любина, они встречаются, главным образом, в аллювии. В ряде случаев в толще мелкого галечника обнаружены достаточно крупные артефакты. Такие гранулометрические несоответствия могут быть связаны как с первичным отбором ранним

ашельцем материала для изготовления орудий, выбросом чем-то не понравившегося камня в русло реки, так и седиментологическими причинами. Не исключено, что преобладающая часть каменного материала, пригодного для изготовления орудий, раннеашельцами собиралась на существовавших латеральных валах, на которых эту работу можно было делать в более комфортных условиях. В этом плане возможно рассмотрение латеральных валов в качестве специфических рабочих площадок, хотя обоснование данного предположения нуждается в дальнейшем соответствующем фактическом подтверждении (рис. 16). Нахождение артефактов в аллювии в этом случае можно рассматривать в качестве специфического «артефактового шлейфа», возникшего вследствие первичного отбора ранними ашельцами материала для изготовления орудий. В отношении необнаруженного местообитания ранних ашельцев было высказано предположение, что оно было перекрыто нижним агломератовым покровом на прибрежном коренном уступе, сложенном дацитами. В этом плане, возможно, было бы полезно более детально исследовать основание упомянутого покрова, с целью обнаружения возможного наличия «растащенных» следов места обитания человека.

Наконец, важно отметить, что установленные особенности строения отложений и их генезиса позволяют говорить о том, что рельеф рассматриваемого района отличался значительной расчлененностью. Об этом свидетельствуют наличие отложений горного аллювия, селевых образований, а также гравитационные кинемато-динамичные деформации, установленные в склоновых образованиях.

Работа выполнена в рамках темы № 0135-2014-0029 государственного задания, при частичном финансировании по проекту РФФИ № 14-06-00061.

Литература

Амирханов Х.А. Геоархеология памятников олдована Центрального Дагестана // Естественнонаучные методы исследований и парадигма современной археологии. М.: Изд-во ЯСК, 2015. С. 42–44.

Амирханов Х.А. К проблеме становления ашеля на Северном Кавказе // Фундаментальные проблемы археологии, антропологии и этнографии Евразии. Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2013. С. 15–23.

Асланян С.А., Беляева Е.В., Колпаков Е.М., Любин В.П., Саркисян Г.М., Суворов А.В. Работа Армяно-Российской экспедиции в 2003–2006 гг. // Записки Ин-та истории материальной культуры РАН. 2007. № 2. С. 142–154.

Беляева Е.В., Любин В.П. Ашельские памятники Северной Армении // Фундаментальные проблемы археологии, антропологии и этнографии Евразии. Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2013. С. 37–54.

Лазаренко Е.К. Курс минералогии. М.: «Высшая школа», 1971. 606 с.

Любин В.П., Беляева Е.В. Кавказ в ранней преистории Евразии // Этнокультурное взаимодействие в Евразии. М.: Наука, 2006. С. 69–90.

Любин В.П., Беляева Е.В., Трифонов В.Г., Симакова А.н., Ожерельев Д.В., Хохлова О.С., Носова А.А., Сазонова Л.В., Колесниченко А.А., Гольева А.А., Трихунков Я.И., Тесаков А.С., Бачманов Д.М., Шалаева Е.А., Фролов П.Д. Динамика природной среды и

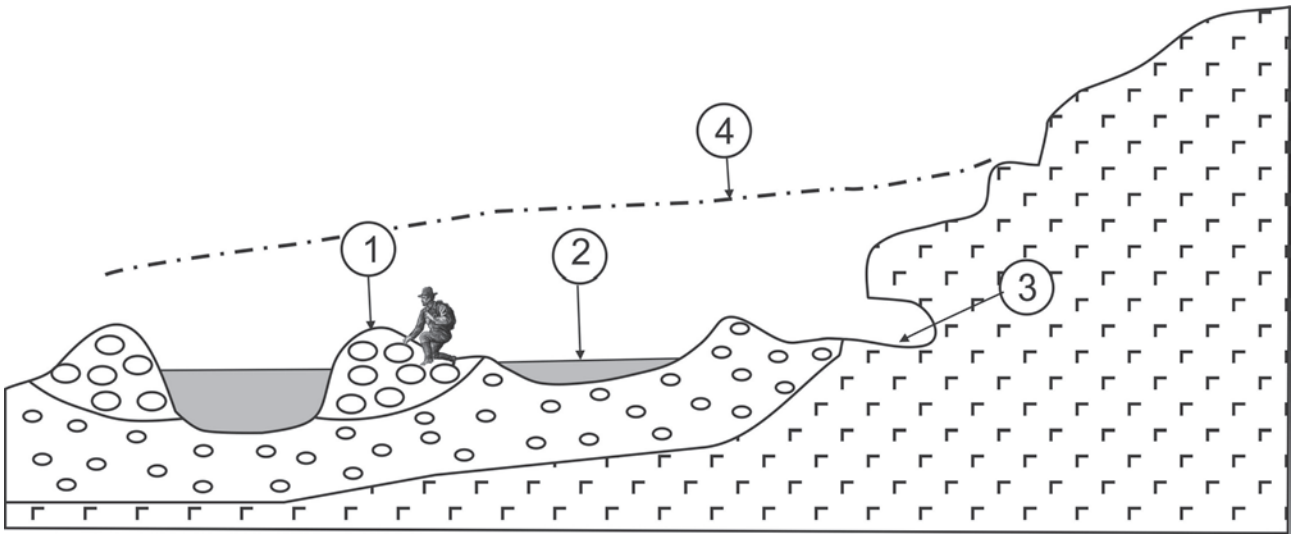


Рис. 16. Один из возможных вариантов поиска и сбора каменного материала раннеащельцем (но без шляпы) для последующего для последующего изготовления орудий.

формирование древнейших раннепалеолитических культур Юго-Западной Азии // Естественнонаучные методы исследований и парадигма современной археологии. М.: Изд-во ЯСК, 2015. С. 45–49.

Макаров С.А., Черкашина А.А., Атутова А.В., Воропай Н.Н., Кичигина Н.В., Мутин Б.Ф., Осипова О.П., Ухова Н.Н. Катастрофические селевые потоки в поселке Аршан Тункинского района республики Бурятия 28 июня 2014 г. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2014. С. 110.

Малеев Е.Ф. Вулканиты. М.: Недра, 1980. 240 с.

Матишов Г.Г., Лаврушин Ю.А., Тарасов Г.А. Зональность процессов осадконакопления на современных зандрах Шпицбергена // ДАН. 1994. Т.337. № 4. С. 494–496.

Ренгартен Н.В. Литологические критерии реконструкции палеоклимата и история формирования отложений стоянки Кормань IV // Многослойная палеолитическая стоянка Кормань IV. М.: Наука, 1977. С. 78–97.

Ренгартен Н.В., Садчикова Т.А. Литология четвертичной толщи, вмещающей палеолитические слои стоянки Молодова I // Молодова I. Уникальное мустьерское поселение на Среднем Днестре. М.: Наука, 1982. С. 103–110.

Presnyakov S.L., Belyaeva E.V., Lyubin V.P., Rodionov N.V., Antonov A.V., Saltykova A.K., Berezhnaya N.G., Sergeev S.A. Age of the earliest Paleolithic sites in the northern part of the Armenian Highland by SHRIMP-II U-PB geochronology of zircons from volcanic ashes // Gondwana Research. 2012. 21. P. 928–938.

Yu.A. Lavrushin, T.A. Sadchikova, V.P. Liubin,E.V. Belyaeva

POST-SEDIMENTATION CHANGES OF THE EARLY QUATERNARY FLUVIAL AND MASS-MOVEMENT DEPOSITS OF NORTH ARMENIA (THE KARAKHACH SECTION CASE STUDY)

The model was elaborated of alluvial and mudflow deposits sedimentation and their post-sedimentary changes. The idea is proposed of kinemato-dynamical processes characteristic for mass-movement deposits. Main drivers of post-sedimentary changes were gravitational and palaeoseismic processes as well as palaeoclimate change.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 74, 2015 г.

БРЯНСКАЯ ПАЛЕОПОЧВА НА СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ: ^{14}C-ВОЗРАСТ, ДЛИТЕЛЬНОСТЬ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

С.А. Сычева[1], С.Н. Седов[2], О. Хохлова[3]

[1]Институт географии РАН, Москва, e-mail: sychevasa@mail.ru
[2]Институт геологии национального университета Мексики, UNAM, Mexico
[3]Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, e-mail: olga_004@rambler.ru

Определен и проанализирован радиоуглеродный возраст Брянской палеопочвы в разных разрезах Восточно-Европейской равнины (Александровский карьер, Железногорск, КБС-13, Танеевский карьер, Фатьяновка, Монастырщина, Костенки 14 и других), полученный по разным углеродосодержащим материалам: гуминовые кислоты (ГК), карбонаты, древесный уголь, коллаген костей. Установлен лугово-карбонатный, дерново-карбонатный, дерново-глеевый генезис этой почвы с участием мерзлотных процессов на заключительных этапах. Интервал ее развития составил 28–33 тыс. лет ВР, а длительность почвообразования – около 5–6 тыс. лет. Омоложение радиоуглеродного возраста объяснено нахождением почвы длительное время на дневной поверхности (в максимум валдайского оледенения). Сделан вывод о начале последнего этапа лёссонакопления на Среднерусской возвышенности – 17–15 тыс. лет ВР.

Ключевые слова: гляциал, перигляциал, интерстадиал, палеопочва, педолитокомплекс, геосоль

Введение

Середина последнего (валдайского, вюрмского) плениглядиала (60–25 тыс. лет ВР) на Среднерусской возвышенности, как и в других регионах мира, характеризуется существенным смягчением суровых климатических условий перигляциальной зоны, трактуется как мегаинтерстадиал и сопоставляется с морской изотопной стадией (МИС) 3, [Величко и др., 1997а, 2002; van Andel, Tzedakis, 1996]. После него разворачиваются самые экстремальные события плейстоцена – максимум последнего гляциала (LGM) и его последующая деградация в позднеледниковье (LGT), [Маркова и др., 2008; Peltier, Fairbanks, 2006]. Однако длительный период МИС 3 не был однородным. Он характеризовался динамичностью климата, реконструированного по различным палеоархивам: океаническим, ледовым, озерных, палеоботаническим спектрам и других показателям, полученным по изучению наиболее полных позднеплейстоценовых разрезов, [Величко и др., 2002; Bibus et al., 1996; Boettger et al., 2005; Imbrie et al., 1984; Martinson et al, 1987; Meese et al., 1997; Soowers et al., 1993; van Andel, 2002; van Andel, Tzedakis, 1996].

Серия потеплений внутри средневалдайского мегаинтерстадиала (МИС 3), разделенных похолоданиями, были не столь значительными, как интерстадиалы раннего гляциала. В первый из раннегляциальных интерстадиалов (МИС 5а) на Среднерусской возвышенности формируется кукуевская палеопочва; во второй (МИС 5с) – стрелецкая палеопочва [Пушкина, Сычева, 2013; Сычева, Гунова, 2004; Сычева и др., 2007; Sycheva, 2010]. Обе почвы – черноземные умеренной, но более холодной и континентальной лесостепи, чем современная лесостепь Восточно-Европейской равнины. В разрезах с пониженной седиментационной активностью они наложены друг на друга, а также на нижележащую межледниковую салынскую (рышковскую) палеопочву (МИС 5е). Все вместе эти почвы формируют главный стратиграфический маркер позднего плейстоцена (геосоль) [Сычева, 2012; Sycheva, 1998; Sycheva, Sedov, 2012]. Этот позднеплейстоцено-

вый межледниково-раннеледниковый педокомплекс (мезинский, бердский, кайдакский, гороховский, ПК II, Штильфрид А, сангамонская почва и другие временные аналоги) широко распространен во всем мире, [Богуцкий, 1987; Величко и др., 1997а, б; Герасименко, 2004; Зыкина, 2006; Морозова, 1981; Глушанкова, 2012; Сычева, 1979; Цацкин, 1980; Antoine et al., 2001, 2008; Bibus, 1999; Bronger, Heinkele, 1989; Frechen et al., 2001; Gerasimenko, 2000; Haesaerts, Mestdagh, 2000; Havlíček, Smolikova, 1995; Konescka-Betley,1994; Kukla LOESSFEST'14-7th Loess Seminar, 2014; Sedov and et all., 2013; Smolikova, 1991; Terhorst et al., 2011, 2014; Zoller et al., 1991]. В разрезах с повышенной седиментационной активностью в палеодепрессиях и на склонах ранневалдайские палеопочвы разделены педоседиментами и лёссами. Межледниковая рышковская почва в днищах палеодепрессий преобразуется сложный многопрофильный педолитокомплекс (рышковский) [Sycheva, 1998; Sycheva, Sedov, 2012].

В интерстадиалы МИС 3 на Среднерусской возвышенности также образуются палеопочвы, но уже перигляциальной лесостепи: александровкая – около 53–50 тыс. лет ВР, гидроузелская – около 38–36 тыс. лет ВР, брянская – 33–26 тыс. лет ВР [Сычева и др., 2007; Sycheva, 2010]. Последний из интерстадиалов МИС 3 – Денекап, Паудорф или Брянск является широко распространенным значительным событием в истории позднего плейстоцена. Палеопочвы этого интерстадиала (брянская палеопочва в Европейской России, Lohner soil in Germany, Shtilfrid B in Austria, витачевская почва 2 в Восточной Украине, дубновская почва в Западной Украине, искитимский ПК в Западной Сибири, осинский ПК – на юге Средней Сибири ПК I, Штильфрид Б, Денекамп, Гранд Буа, Фрамдейл и другие) наиболее широко распространены в лессах Евразии и мира [Богуцкий, 1987; Величко, Морозова, 1972; Зыкина, 2006; Сычева, 1979; Ударцев, Сычева, 1975; Цацкин, 1980; Antoine et al., 2001, 2008; Bibus, 1999; Bronger, Heinkele, 1989; Frechen et al., 2001; Haesaerts, Mestdagh, 2000; Havlíček, Smolikova, 1995; Konescka-Betley,1994; Peticzka, Terhorst, 2008; Smolikova, 1991; van Andel, 2002]. Брянская палеопочва является важнейшим палеогеографическим рубежом, завершающим мегаинтерстадиальное потепление внутри последнего гляциала. В перигляциальной области валдайского оледенения она – второй важной геосолью, разделяющий средне- и поздневалдайские лессы.

Брянская ископаемая почва как стратотипический горизонт (геосоль) выделена в карьере кирпичного завода г. Брянск [Величко, Морозова. 1972]. Как показали радиоуглеродные исследования, возрастной диапазон брянской почвы широкий: от 22–24 до 32–34 ka BP (таблица) [Морозова, 1981; Чичагова, 1985; Чичагова, Черкинский, 1988]. Исходя из этих цифр следует, что продолжительность брянского интерстадиала равна 10–12 тысяч лет, что соизмеримо с длительностью межледниковья (микулинского или голоцена). Однако морфотипический облик и физико-химические характеристики брянской палеопочвы не соответствуют межледниковым почвам [Величко, Морозова, 1972; Морозова, 1981; Сычева, 1979]. И это нельзя объяснить только различными климатическими условиями последнего межледниковья и интерстадиала – потепления внутри плениглициала. Несомненно, своеобразие Брянской палеопочвы связано с историей ее развития и локальными палеоэкологическими условиями.

Кроме загадок возраста и длительности почвообразования брянская палеопочва обладает также рядом своеобразных макро-, микроморфологических характеристик и физико-химических свойств, трудно поддающихся интерпретации с позиций актуализма. К таким свойствам относятся, например, оглинивание горизонтов А и АВ без признаков перемещения ила внутри профиля, наличие ооидной структуры в гор. АВ и другие.

Поэтому в данной публикации мы поставили перед собой ***задачи***:

- определить радиоуглеродный возраст разных горизонтов брянской палеопочвы: гумусового и карбонатного, на основе датирования различных углеродосодержащих материалов: сумма гуминовых кислот (ГК), карбонаты, коллаген костных остатков, древесный уголь;
- выявить зависимость возраста Брянской палеопочвы от положения ее в древнем и современном мезо- и микрорельефе и в связи с дневными почвами;
- установить продолжительность почвообразования, генезис и эволюцию брянской палеопочвы.

Объекты и методы

Объектом исследования является Брянская палеопочва, изученная в нескольких разрезах, расположенных на Среднерусской возвышенности: Александровский карьер (наиболее детально), Железногорск (Михайловский карьер), Фатьяновка, Танеевский карьер, КБС, карьер Монастырщина, Костенки 14 (рис. 1). Наряду с некоторыми собственными наблюдениями широко использовался литературный материал (разрезы Брянск, Мезин, Араповичи и др.) [Величко и др., 1997б; Седов и др., 2010; Sinitsyn, Hoffecker, 2006].

Применялся стандартный набор методов палеопедологического исследования: макро- и микро-

Таблица. Радиоуглеродный возраст средне-, поздневалдайских лёссово-почвенных серий в разных разрезах Русской равнины

Разрез	Геоморфологическое положение	Глубина, см	Горизонт, палеопочва, культурный слой	Лабораторный номер	Радиоуглеродный возраст, лет назад	Датируемый материал
Брянск[1]	Плакор	505	AB, Br	IGAN-492	22760±410	ГК
Брянск[2]	«	«	«	Mo-337	24920±1800	«
Араповичи[1]		700	«	IGAN-46	24000±300	«
Мезин[2]		300	«	Mo-342	24200±1680	«
Мезин [1]		«	«	IGAN-88	24300±370	«
Мезин[1]	«	320	«	IGAN-89	24210±270	«
Фатьяновка[3]	Древняя терраса	520	AB, Br	IGAN-197	22300±250	«
Железногорск[4]	Палеоложбина	230	«	IGAN-338	24180±900	«
Шпикулово[3]	Плакор	150	«	IGAN-511	24580±560	«
Монастырщина[5]	Палеосклон	210	«, Br 1	Ki-8475	24400±700	«
«,[5]	«	250	«, Br 2	Ki-7684	29100±340	«
Костенки 14[6]	Палеобалка		Кс II	OxA-4115	28580±420	Костный коллаген
«,[6]	«		«	CrA-13312	29240±330	Уголь
«,[6]	«		Кс III	CrN-21802	30080±590	«
«,[6]	«		«	CrA-13288	31790±430	«
КБС-13,[7]	Плакор	180-190	AB, Br	Ki-16670	16670±140	ГК
Танеевский карьер [9]	Склон	105-120	«	Ki-15277	23400±230	«
Александровский карьер, 2001, [8]	Делль	160	AL	Ki-9360	11140±190	«
«,[8]	«	190	BO	Ki-9361	12200±180	«
«,1999,[8]	Палеобалка	200-250	AB, Br	Ki-8211	33140±230	«
«, 1999,[8]	«	310	ls, Tu	Ki-10868	40200±420	Костный коллаген
«, 2001,[8]	«	300	«	Ki-9362	39710±580	«
«, 2005,[8]	«		A, Alx	Ki-15275	49600±700	ГК
«, 2008,[9]	«	230	AB, Br	Ki-16586	16330±200	«
«,[9]	«	260	«	Ki-15823	15150±250	«
«,[9]	«	290 см	«	Ki-15815	15520±180	«
«, 2013,[9]	Палеосклон	200-220	Bk, Br	Ki-18388	13200±160	Карбонатыs
«,[9]	«	220-240	«	Ki-18400	16300±190	«
«,[9]	«	240-260	«	Ki-18401	16920±260	«
«, 2014,[9]	«	130-135	«	Ki-18714	15400±100	«
«,[9]	«	90-100	AB, Br	Ki-18715	17920±250	ГК

Примечания. [1]Морозова, 1981; [2]Чичагова, 1985; Чичагова, Черкинский,1988; [3]Сычева, 1979; Морозова, 1981; [4]Путеводитель…, 1982; Сычева, 1993; [5]Sycheva, 2002; [6]Sinitsyn, Hoffecker, 2006; [7]Путеводитель…, 2013; [8]Сычева, 2012, Sycheva, 2000, 2010; [9]даты публикуются впервые. Подписи: AB, Br – горизонт AB брянской почвы; Bk, Br – горизонт Bk брянской почвы; Br 1 – верхняя (первая) брянская почва; Br 2 – нижняя (вторая) брянская почва; КС II – культурный слой II в разрезе Костенки 14; КС III – культурный слой III в разрезе Костенки 14: Al – аллерёд: B – бёллинг: Ls, Tu – тускарьский лёсс; A, Alx – горизонт A александровской почвы.

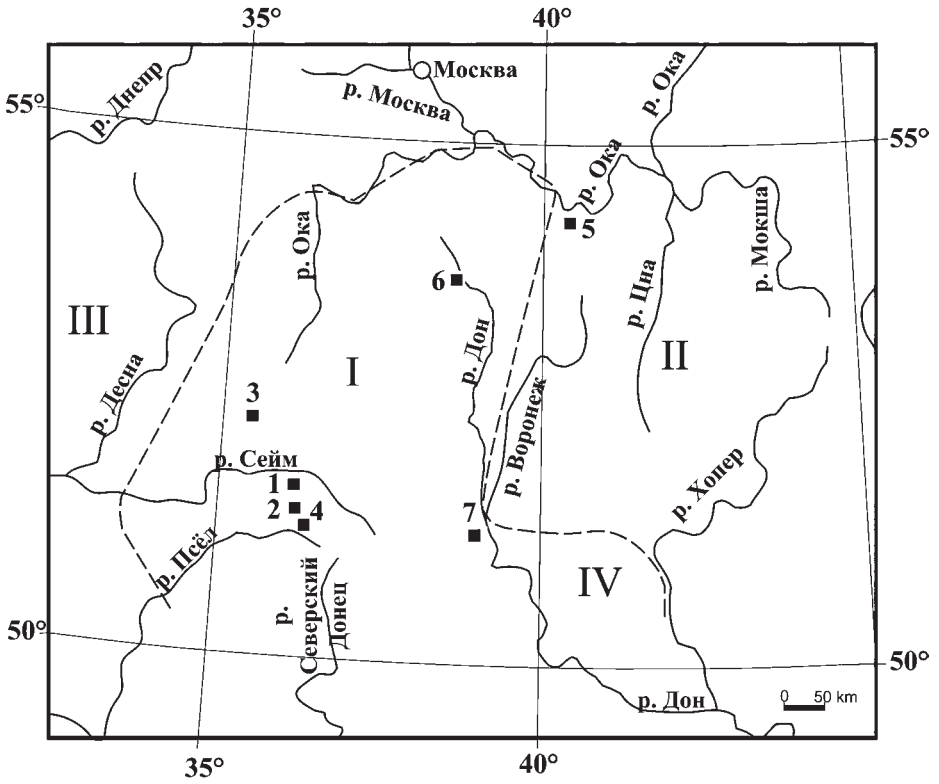


Рис. 1. Карта нахождения изученных разрезов

1 – Александровский карьер, 2 – КБС, 3 – Танеевский карьер, 4 – Железногорск, 5 – Фатьяновка, 6 – Монастырщина, 7 – Костенки 14. I – Русская равнина, II – Окско-Донская равнина; III – Приднепровская низменность; IV – Калачская возвышенность

морфологическое описания, зарисовки, основной набор физико-химических анализов (гранулометрический и валовой состав, содержание гумуса, карбонатов и другие химические свойства). Результаты приводятся по опубликованным ранее работам [Пушкина, Сычева, 2013; Сычева, 2002; Сычева и др., 2007; Сычева, Гунова, 2004; Сычева и др., 2013; Sycheva 1998]. Основным методом исследования явилось радиоуглеродное датирование Брянской палеопочвы по разным углеродосодержащим материалам, выполненное в двух лабораториях: Института Географии РАН, г. Москва, Россия (индекс – ИГАН) и Института геохимии окружающей среды НАНУ, г. Киев, Украина (индекс – Ki).

Материалы исследования

В стенках ***Александровского карьера,*** находящегося на южной окраине г. Курска (51°35′31.59″N и 36°3′21.76″E), Брянская палеопочва выдержана по простиранию в виде единого стратиграфического уровня, залегает на большой площади древних склонов и палеодепрессий (рис. 2, 3). Наблюдения за погребенной эрозионной московско-микулинской (МИС 6-5e) системой, включающих палеобалку, ее отвершки (ложбины) и склоны, вскрываемые по мере продвижения карьерной выработки, проводились нами в течении 30 лет [Сычева, 1997, 2007, 2012; Сычева, Гунова, 2003, 2004; Сычева и др., 2013; Sycheva, 1998; Sycheva, 2000]. Это позволило проследить различные локальные варианты строения позднеплейстоценовой толщи, а также изучить разновозрастные палепочвы, в том числе, и Брянскую почву на разных элементах мезорельефа. Было установлено, что в Брянский интерстадиал разветвленная и глубокая линейная депрессия – палеобалка, была почти полностью заполнена продуктами разрушения почв и материнских пород, развитых на склонах и водоразделах, и превратилась в обширное степное блюдце [Сычева, 1997, 2007].

Брянская палеопочва в Александровском карьере залегает на глубине 1,8/2,0–3,2/3,5 м и развита более широко, чем другие позднеплейстоценовые палеопочвы, не только над днищем палеобалки, но и на склонах. На водоразделах она отсутствует – уничтожена процессами денудации. В зависимости от положения в древнем палеорельефе Брянская палеопочва в Александровском карьере, подстилается разновозрастными отложе-

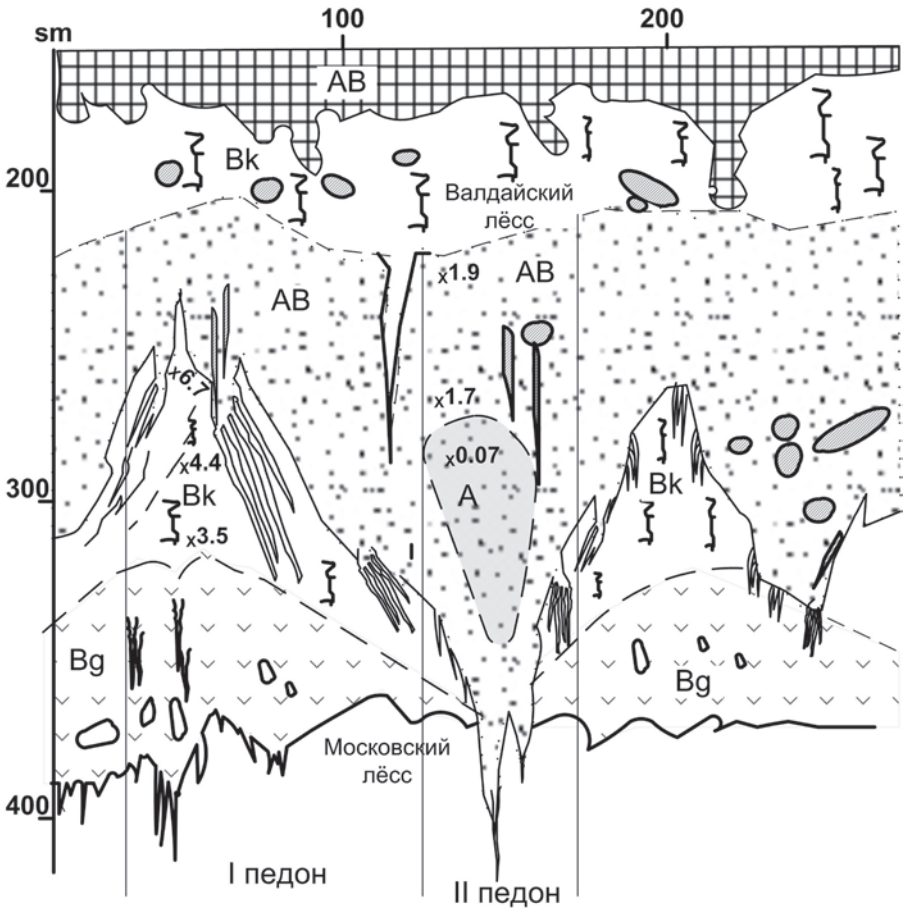


Рис. 2. Строение брянской палеопочвы в Александровском карьере и содержание CO_2 карбонатов в двух педонах AB, Bk, Bg – горизонты современной и брянской почв, x – содержание CO_2 карбонатов.

ниями: московским лёссом – на высоких склонах, тускарьским лёссом и Александровкой палеопочвой – в палеодепрессиях (рис. 3–5).

Брянская палеопочва перекрыта поздневалдайским лёссовидным суглинком, в который врезаны эрозионно-термокарстовые формы – делли с заполнением более тяжелым по гранулометрическому составу суглинком с многочисленными древними копролитами.

Почва сильно деформирована – разбита псевдоморфозами по ледяным клиньям (владимирский криогенный горизонт LGM). Поэтому изучение Брянской палеопочвы проводилось по профилям двух главных педонов: в заполнении криогенной трещины (в микродепрессии) и в межструктурном пространстве (карбонатное пятно – микроводораздел) (рис. 2).

Криогенные клиновидные структуры шириной от 100–120 см до 150 см глубиной 100–150 см, которые чередуются через 180–200 см. В самом низу они часто имеют «бороду» из множества прожилок. «Клинья» заполнены плотноватым бурым с коричневатым оттенком суглинком, неоднородным по цвету, микропористым, с Mn-Fe примазками, карбонатными трубочками и древними копролитами. Это – горизонт AB палеопочвы (180/200–300/320 см). Внутри крупных «клиньев» может находиться плотное ядро из более гумусированного суглинка. Ядро имеет грушевидную форму (вверху шириной 50–60 см, внизу сужаются до 5–6 см, высотой около 1 м), заполнено суглинком коричневато-бурым с серым оттенком, более тяжелым и плотным, крупнопористым, с многочисленными Mn и Fe рыхлыми новообразованиями. Это – остатки горизонта A. Внутрипедная масса гумусовых горизонтов неоднородная, прокрашена гумусом, содержит редкие глинистые кутаны, тонкие трещинки, покрыты Mn и гумусовыми пленками, характерна ооидность структурной организации. Книзу, на границах клина, при переходе к вмещающей массе цвет неконтрастный с сизоватым оттенком. Между большими клиньями часто имеются и более мелкие, длиной до 30–40 см.

Для микростроения гумусового горизонта характерны округлые агрегаты – ооиды размером 0,1–0,4 мм с глинистой плазмой кольцевой ориен-

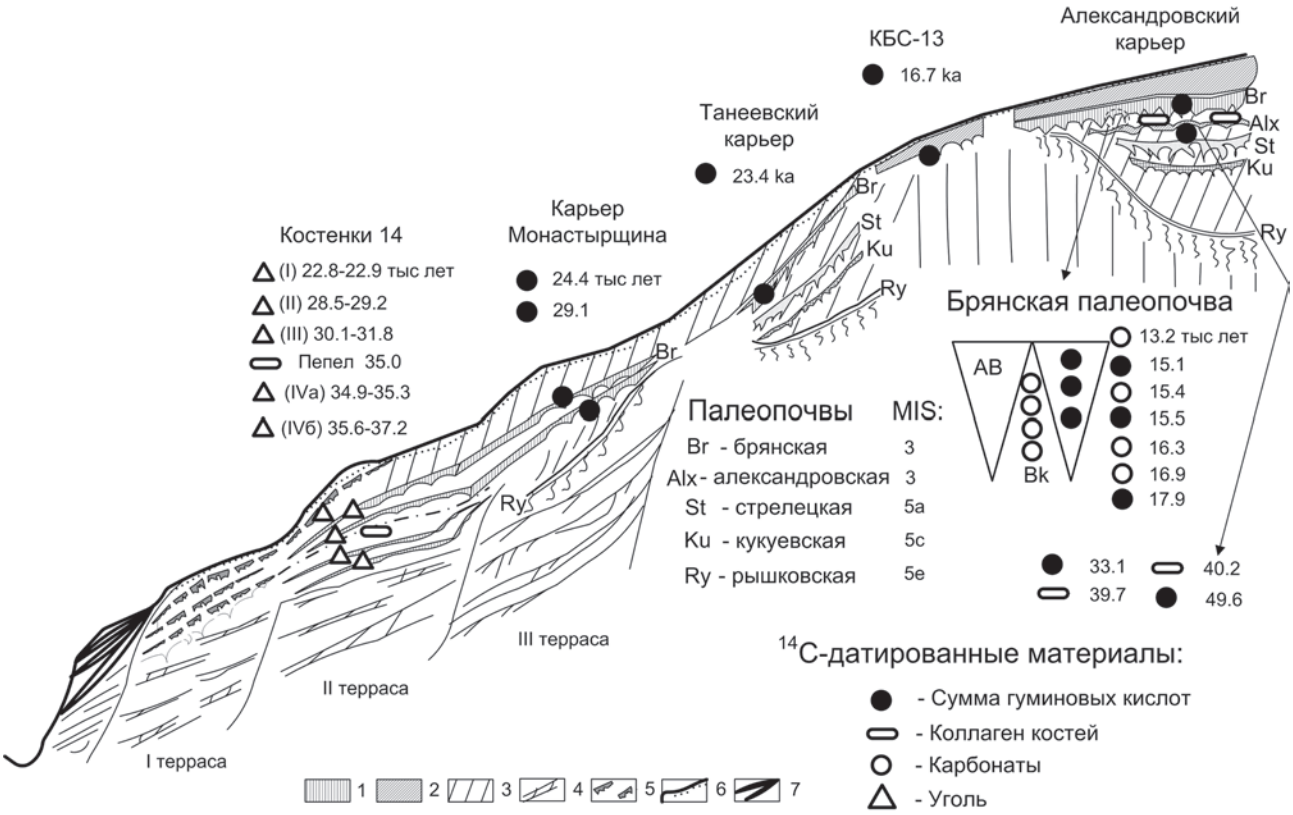


Рис. 3. Связь брянской почвы с геоморфологическим положением в разрезах: Александровский карьер, КБС-13, Танеевский карьер, карьер Монастырщина, Костенки 14

1 – брянская почва; 2 – поздневалдайский лёсс; 3 – позднеплейстоценовые склоновые отложения (педоседименты, делювий, солифлюкций и т.д.); 4 – аллювий; 5 – эмбриональные (пионерные) почвы; 6 – голоценовый чернозем; 7 – пойменные почвы и отложения.

Рис. 4 . Брянская и александровская почвы на склоне палеобалки в Александровском карьере.

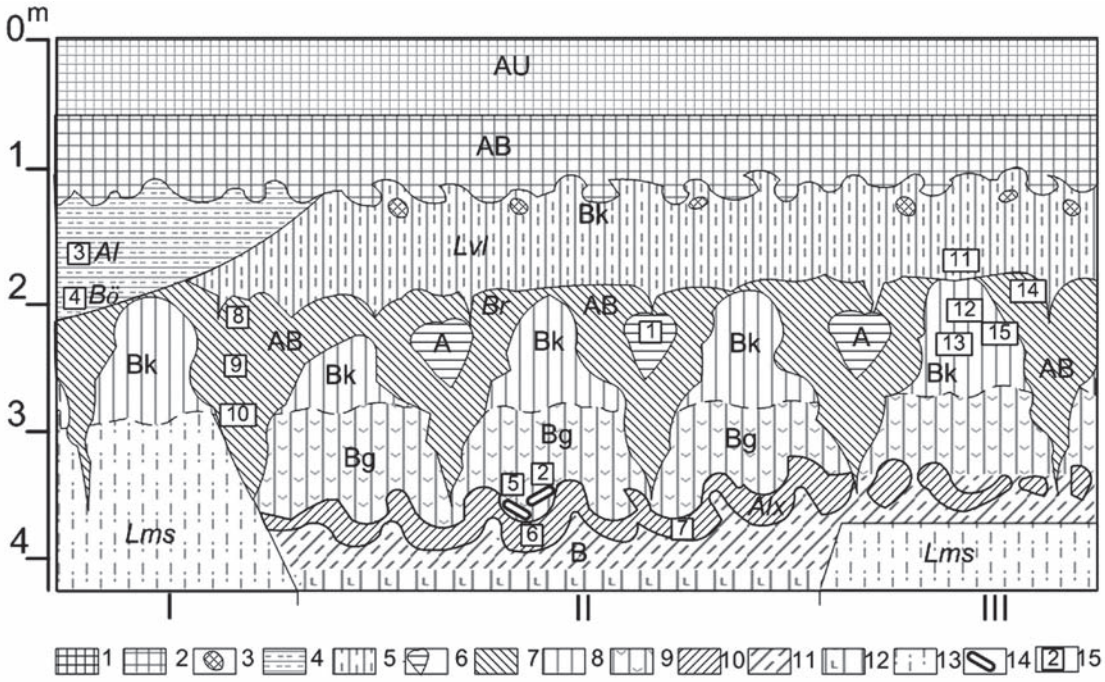


Рис. 5. Строение поздне-, средневалдайской толщи в трех геоморфологических позициях в Александровском карьере

I – на плакоре (вне палеобалки), II – над московско-микулинской палеобалкой, III – на склоне палеобалки. Горизонты современного чернозема: 1 – AU, 2 – AB; 3 – кротовины; 4 – заполнение поздневалдайского делля; 5 – поздневалдайский лёсс; горизонты брянской почвы: 6 – A, 7 – AB, 8 – Bg, 9 – Bk; горизонты александровской почвы: 10 – A, 11 – B; 12 – тускарьский лесс; 13 – московский лесс; 14 – находки костей шерстистого носорога и лошади; 15 – места отбора проб на радиоуглеродное датирование и даты ^{14}C, BP (цифры в квадратиках): в 1999: 1 – 33140±230, 2 – 40200±420; в 2001: 3 – 11140±190, 4 – 12200±180, 5 – 39710±580; в 2005: 6 – >53000, 7 – 49600±760; в 2008: 8 – 16330±200, 9 – 15150±250, 10 – 15520±180; в 2013: 11 – 13200±160, 12 – 16300±190, 13 – 16920±260; в 2014: 14 – 17920±250, 15 – 15400±100.

тировки по периферии и с зернами пылеватого скелета в центре. Такие агрегаты свойственны мерзлотным почвам с высоким содержанием глинистой плазмы [Морозова, 1981; Слагода, 2005; Smolíková, 1991]. Гумус представлен только мелкими аморфными углеподобными частицами черного цвета, приуроченными к зонам активного перемещения оксидов железа: видны пятна ожелезнения в плазме рядом со скоплениями точечного аморфного гумуса (рис. 6 a), диагностируются гумусово-глинисто-железистые натеки с примесью марганца (рис. 6 b). Такая форма органического вещества (аморфный, высококонденсированный) способствует его длительной сохранности, т.к. тонкодисперсное вещество надежно предохраняет его от микробного разложения [Terhorst et al., 2014].

Профиль межструктурного пространства (микроводораздел, педон II) представлен карбонатным горизонтом (Вк), иногда перекрытым маломощным горизонтом ВА (рис. 2). Карбонатный горизонт (220–270 см) представлен светло-палевым, тяжелым суглинком, неоднородным за счет Mn примазок, черных тонких трещин, прожилок из вышележащего горизонта, рыхлый, с мучнистыми карбонатами и редкими глинистыми кутанами. Этот горизонт оконтуривает клиновидные структуры, но в основном залегая между клиньями.

При наблюдениях в шлифах, плазма горизонта Вк сильно инкрустирована мелкозернистым кальцитом, который также образует пятна, реже мелкие плотные конкреции (рис. 6 c). Карбонатные новообразования в виде кутан и инфилингов сопряжены с железисто-глинистыми натеками и пятнами и приурочены к «активным» зонам – порам, трещинам и отсутствуют в плазме. Сравнительный анализ показывает, что лесс, на котором формируется брянская почва, более карбонатен, чем лесс, на котором формируются современные черноземы Курского региона [Дайнеко и др., 1995]. Вторичные карбонаты образованы в результате переорганизация литогенных, содержащихся в лёссе изначальных карбонатов при полном отсутствии биогенных форм, а также не отмечается признаков передвижения карбонатов снизу при капиллярном подтягивании.

В основании обоих профилей в условиях понижений развит глеевый горизонт Bg, 270–320 см. Он представлен суглинком буровато-

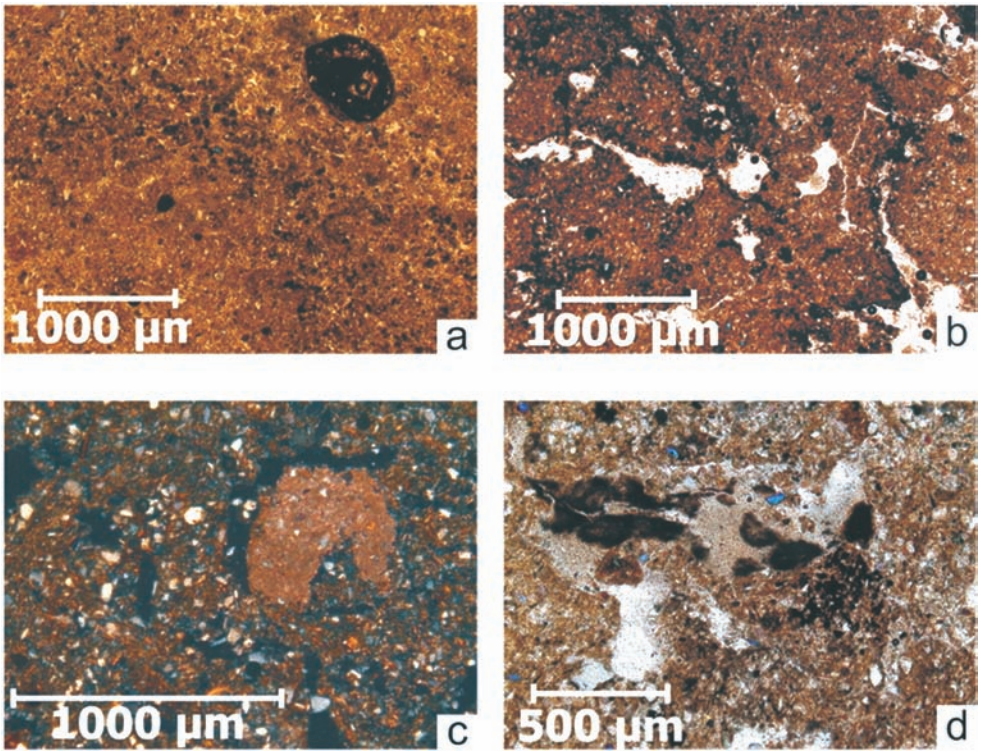


Рис. 6. Микрофологическое строение брянской почвы

a – железистые пятна в плазме вблизи микрозон аккумуляции точечного аморфного гумуса, гор. A, фото снято без анализатора; b – пленки гумусо-глинисто-железистого состава с примесью марганца, гор. A, фото снято без анализатора; c – плазма сильно инкрустирована тонкозернистым кальцитом, который также формирует пятна и реже – плотные мелкие нодули, гор. Bк, фото снято при скрещенных николях; d – микрозоны плазмы сильно контрастного цвета чередуются, более светлые микрозоны среди бурых и темно-бурых участков, в центральной части фото - глинисто-железистые кутаны имеют диффузные и неровные края со следами явного разрушения, гор. Bg, фото снято без анализатора.

палевым с сизоватым оттенком, неоднородным по цвету, с прожилками и бурыми пятнами, сизыми и ржавыми прожилками, мелкопористый. Mn примазки крупнее. Кротовины заполнены нижележащим белесовато-палевым суглинком (тускарьский лёсс). Нижняя граница резкая, волнистая (амплитуда волн 20–30 см), нарушенная многочисленными прожилками. Этот горизонт развит локально – в днище степного палеоблюдца, унаследованного от палеобалки. Ниже также локально развит оглеенный тускарьский лесс, в котором найдены костные остатки шерстистого носорога и древней лошади и по их коллагену определен радиоуглеродный возраст (таблица). Чистый тускарьский лёсс не найден в Александровском карьере, т.к. повсюду здесь в этом лёссе развит Bg горизонт (рис. 2).

Особенностью микростроения глеевого горизонта являются микрозоны с резко контрастной окраской плазмы – высветленные участки ее среди более бурых, темно-бурых (рис. 6 d). Это свидетельство гидроморфизма, когда при застое влаги с части силикатной основы исчезают железистые окрашивающие пленки, эта часть приобретает более светлый цвет. Этот процесс вполне может быть присущ луговым лесостепным почвам. Также в пользу гидроморфизма и внешний вид глинисто-железистых натеков, которые в этом слое довольно маломощные и фрагментарные, их край диффузный, неровный, со следами явного разрушения (рис. 6 d).

В гранулометрическом составе всех горизонтов брянской палеопочвы отмечается увеличение содержания ила, максимальное для всех позднеплейстоценовых отложений за исключением иллювиально-глинистого горизонта рышковской палеопочвы (МИС 5e) [Sycheva, 1998; Sycheva and et al., 2013; Sedov et al., 2013]. В валовом составе выражено сужение молекулярных отношений SiO_2/R_2O_3 по сравнению с перекрывающим поздневалдайским лессовидным суглинком и с нижележащим тускарьским лёссом. Иллювиирование ила и полуторных оксидов не отмечается. Для гумусового горизонта характерно увеличение содержания органического углерода, особенно в центральной части (в ядрах, представляющих остатки гор. A), которое составляет здесь 0,7–1,1%. Состав гумуса резко фульватный ($C_{ГК}$: $C_{ФК}$

= 0,3–0,5) при высоком содержании нерастворимого остатка ($C_{НО}$ = 64–72%). Гуминовые кислоты отличаются низкими величинами коэффициентов экстинкции (E_4 = 0,8–1,8). В карбонатном горизонте содержание CO_2 карбонатов составляет 3,1–9,2%, с резким максимумом в верхней части горизонта, приконтактной зоне с клиновидными структурами. Распределение карбонатов тесно связано с «клиновидным» строением почвы: в грушевидном ядре (гор. А) – оно минимально (0,07%), в гор. АВ – невелико (1,6–1,9%), гор. Вк – уменьшается вниз (от 6,7 % в приконтактной зоне до 3,5% по нижней границе горизонта [Дайнеко и др., 1995] (рис. 2).

^{14}С-возраст почвы в наилучших условиях захоронения – «ядро» клиновидной структуры в разрезе 1999 г. (в наиболее глубоком залегании в днище степного блюдца, образованного над руслом полузаполненнной московско-микулинской палеобалки) составляет около 33140±230 ВР (по ГК), что хорошо вписывается в установленный выше диапазон дат, характерных для брянской палеопочвы (таблица, рис. 3, 5). В подстилающем оглеенном лессе по коллагену костей получены даты 39710±580 и 40200±420 ВР, говорящие о нижнем пределе некалиброванного радиоуглеродного возраста материнской породы брянской палеопочвы.

В процессе 10–20-летних карьерных работ суглинки, заполняющие московско-микулинскую эрозионную палеоформу (позднеплейстоценовые палеопочвы и педоседименты) и представляющее лучшее сырье для производства кирпичей, были выбраны. Брянская палеопочва сохранилась только на склонах бывшего степного блюдца, где все остальные позднеплейстоценовые почвы, включая рышковскую микулинского межледниковья (МИС 5е), отсутствуют, так как были денудированы склоновыми процессами. В этой палеогеоморфологической позиции брянская палеопочва залегает на московском палевом среднесуглинистом лессе (МИС 6) (рис. 4). Сверху местами она смыкается с карбонатным горизонтом современного чернозема. Ее профиль утратил четко выраженное глинистое ядро.

Повторные радиоуглеродные датирования проводилось нами в 2008 г., 2013 г. и 2014 г. В 2008 г. образцы на ^{14}С-возраст отобраны из горизонта АВ сверху вниз по клиновидной структуре и датировались по препарату ГК (рис. 5). В 2013 г. образцы отбирались из карбонатного горизонта межструктурного пространства и датировались по мучнистым карбонатам. В 2014 г. было отобрано по одному образцу из гор. АВ (датировался по ГК) и гор. Вк (датировался по карбонатам). Все даты оказались значительно моложе определенной ранее даты брянской палеопочвы и не соответствовали брянскому интерстадиалу в его первоначальном объеме. Все они укладываются в интервал позднеледниковья (13,2–17,9 тыс. лет ВР) и сверху вниз по клину и профилю почвы существенно не меняются (рис. 3, 5; таблица). Даты гумусового горизонта лишь немного древнее, чем карбонатного. Для гумусового горизонта некалиброванные ^{14}С-даты ложатся в интервал 17,9–15,2 тыс лет ВР, для карбонатного – 16,9–13,2 тыс лет ВР.

Для тяжелосуглинистого заполнения делля, заложенного в поздневалдайском лессе, на отдельных участках, перекрывающего или секущего брянскую почву С14 даты соответствуют последним потеплениям позднеледниковья (LGT): Bölling – около 12,2 тыс. лет ВР и Alleröd – около 11,1 тыс. лет ВР.

Разрез КБС расположен в 10 км южнее от Александровского карьера (51°32′14.17″N и 36°2′28.07″E) в верхней части приводораздельного склона (рис. 3). Брянская палеопочва залегает близко от поверхности – на глубине 170–180 см. Карбонатный горизонт современного чернозема наложен на ее гумусовый и карбонатный горизонты (рис. 7). Горизонт АВ Брянской палеопочвы (170–220 см) – бурый, легкоглинистый, уплотненный, пронизан вертикальными порами, характерными для лёссов. На боковых гранях крупных блоков имеются плесневидные налеты карбонатов. Карбонаты представлены тонкими прожилками, заполняющими цилиндрические поры, и тонкими кутанами, покрывающими стенки пор. На нижней границе горизонта встречаются редкие плотные сцементированные кремнисто-карбонатные нодули причудливой формы (размер от 1,5 до 3 см). Граница языковатая. Ширина языков варьирует от 10 до 30–40 см.

Карбонатный горизонт брянской палеопочвы (220–250 см) – палевый, тяжелосуглинистый, уплотненный. На боковых гранях крупных блоков имеются тонкие палево-бурые глинистые кутаны, которые сверху покрыты плесневидным налетом карбонатов. Карбонаты представлены обильной сплошной пропиткой, тонкими прожилками, заполняющими цилиндрические поры, и тонкими кутанами, покрывающими стенки некоторых пор. Отмечаются обильные, мелкие (0,25–0,5 мм) округлые бурые примазки, отражающие смену окислительно-восстановительных процессов. Переход постепенный по появлению слабоконтрастной слоистости, граница относительно ровная.

Брянская палеопочва подстилается московским лессом (МИС 6). Другие позднеплейстоценовые палеопочвы (александровская, стрелецкая, кукуевская, рышковская) денудированы (рис. 5, часть I). Московский лёсс – светло-палевый средний суглинок, сильно карбонатный, пористый, со

Рис. 7. Положение брянской палеопочвы в разрезе КБС

слабовыраженной горизонтальной слоистостью.

Радиоуглеродная некалиброванная дата, полученная по препарату ГК из образца, отобранного с глубины 180–190 см (гор. АВ) – 16,7 тыс. лет ВР, относится к валдайскому позднеледниковью (LGT).

В разрезе ***Железногорск*** (52°19′21.63″N, 35°22′15.62″E), расположенном на 90 км к северо-западу от г. Курска, брянская палеопочва развита на приводораздельных и придолинных склонах восточной и северной экспозиции и над днищами палеодепрессий на глубине 2,0–2,5 м от поверхности [Величко и др., 1997б; Путеводитель…, 1982; Сычева, 1993]. Почва нарушена мерзлотными деформациями владимирского криогенного горизонта. По верхнему контакту отмечаются кармановидные прогибы до 0,3 м. Клиновидные трещины шириной около 1 м в верхней части проникают на глубину до 1 м. Горизонт АВ, выполняющий криогенные структуры – неоднородный коричневато-бурый тяжелый суглинок с пятнами более гумусированного суглинка (остатки гор. А). Карбонатный горизонт – тяжелый, светло-бурый суглинок, насыщен мучнистыми формами карбонатов и железисто-марганцовистыми примазками, заполняет пространство между клиновидными структурами. По микроморфологическим данным в горизонте АВ отмечаются редкие ооиды (d = 0,15–0,20 мм) с бурой гумусово-глинистой слабо анизотропной плазмой. В горизонте Вк плазма имеет карбонатно-глинистый состав. Среди зерен скелета много крупнокристаллического кальцита, характерны железисто-глинистые нодули и остатки растительных тканей.

Для горизонтов брянской палеопочвы характерно накопление ила и R_2O_3 по сравнению с вмещающей толщей. Это подтверждается сужением молекулярных отношений SiO_2:Al_2O_3 и SiO_2:Fe_2O_3. Прослеживаются два максимума карбонатов: верхний – диагенетический и нижний – карбонатно-иллювиальный. Гумусовый горизонт выделяется увеличением гумуса до 1,1%, что в два раза выше, чем в лессах. Для минералогического состава характерно уменьшение содержания малоустойчивых минералов (амфиболы, эпидот, полевые шпаты) и увеличение степени выветрелости [Путеводитель…, 1982]. Радиоуглеродная некалиброванная дата горизонта АВ, полученная по препарату ГК: 24180±900 ВР (ИГАН – 338).

В ***Танеевском карьере*** (51°21′35.8″N, 36°6′38.37″E), расположенном в 40 км южнее Курска, брянская палеопочва сохранилась на балочном склоне и над днищами московско-микулинский палеодепрессий (рис. 3). Она залегает неглубоко от поверхности и местами входит в профиль современного чернозема. Ее профиль типа АВ-Вк.

Горизонт АВ (65–85 см) представлен светло-серовато-коричневым средним суглинками, комковато-призмовидной структуры, микрооидной текстуры, мелкопористым, с множеством примазок охристого цвета, марганцевых новообразований, древних копролитов, карбонатных конкреций типа белоглазка. По крупным трещинам отмечаются мощные карбонатные потёки. Переход резкий по цвету, граница выполнена космами, доходящими до глубины 1,5 м. На гумусовый и карбонатный горизонты наложен карбонатный горизонт современной почвы.

Горизонт Вк (85–120 см) – желтовато-палевый лёгкий лессовидный суглинок, призмовидной

структуры, карбонаты представлены рыхлыми и плотными конкрециями, псевдомецием, а также мучнистыми формами (пропиткой).

Горизонт С (120–165 см) – желтовато-светло-палевый лёгкий суглинок крупноблоковой структуры. На гранях блоков отмечены глинистые кутаны, покрытые карбонатной плесенью. Встречаются редкие рыхлые карбонатные конкреции диаметром до 2–3 см. Охристых включений меньше.

По препарату ГК из горизонта АВ получена некалиброванная С14 дата – 23400±230 лет ВР.

Разрез ***Фатьяновка*** (54°24′48.97″N, 40°26′16.81″E) расположен на правом высоком берегу р. Оки у одноименного села в Рязанской области. Это – поверхность древней погребенной террасы р. Оки, аллювиальные отложения, которой перекрыты среднеплейстоценовыми водно-ледниковыми отложениями и позднеплейстоценовыми лёссами и палеопочвами [Сычева, 1979; Ударцев, Сычева, 1975; Ударцев, 1980]. Нами установлено, что погребенная раннеплейстоценовая терраса в конце московского гляциала была прорезана водотоком, и в микулинское межледниковье здесь существовала малая река – приток Оки.

На глубине 5,2 м под современной лювисолью и поздневалдайским лёссом развита Брянская палеопочва с профилем A-ABg-Bkg. Нижняя граница гор. А нарушена мерзлотными клиньями, проникающими на глубину 0,7 м. Ниже развиты палеопочвы ранневалдайских интерстадиалов и микулинского межледниковья (мезинский педокомплекс – МИС 5).

Ниже по течению реки происходит постепенное понижение поверхности на северо-восток. Это связано с прислонением поздневалдайской I надпойменной террасы к более высокой древней террасе. В прислонении мезинский ЛПК, как и брянская почва, выклиниваются. В тальвеге палеодепрессии (малый водоток) почвы мезинского комплекса размыты, на крутых участках палеосклонов частично или полностью эродированы. Окончательно депрессия была заполнена ранневалдайским солифлюкцием и перекрыта средневалдайским лёссом. И уже на практически ровной поверхности сформировалась Брянская палеопочва. Радиоуглеродная дата ее по препарату ГК – 22300±250 ВР (ИГАН-197) [Сычева, 1979].

В ряде разрезов, находящих в зонах повышенной аккумуляции мелкозема (палеодепрессиях, на наращиваемых склонах, делювиальных шлейфах на террасах) выделяются два уровня палеопочв, отвечающих последнему теплому интервалу МИС 3 – брянскому интерстадиалу [Сычева, 2002]. К таким разрезам относятся разрезы, расположенные на шлейфах II и III надпойменных террасах Дона Костенки 1, Костенки 14, карьер Монастырщина и др. В разрезах I надпойменной террасы Дона и других рек Русской равнины Брянская палеопочва отсутствует.

В ***карьере Монастырщина*** (53°40′49.5″N, 38°37′55.76″E), расположенном на III надпойменной террасе р. Дон в Тульской области, обнажен фрагмент палеосклона московско-микулинской балки [Сычева, 2002; 2008]. Он имеет иное простирание по сравнению с современным рельефом. Сохранение Брянской почвы на всем протяжении палеосклона депрессии, свидетельствует о достаточно быстром ее погребении без размыва в результате эоловых процессов.

В средней толще вскрываются две средневалдайские (брянская 1 и брянская 2) палеопочвы, сходные по облику (нижняя оглеенная), разделенные слоем солифлюкционного суглинка. На наиболее возвышенном участке – в элювиальном секторе катены были развиты дерново-карбонатные почвы на песках с профилем А-Вк. В средней части склона – мерзлотно-карбонатные почвы с солифлюкционными деформациями. В понижении – дерново-карбонатные оглеенные почвы с профилем А-Вк-Bg. Верхняя палеопочва с профилем А-Вк имеет радиоуглеродный возраст 24400±700 ВР. Нижняя палеопочва – более оглеенная с профилем А-Вк-Bg имеет дату 29100±340 ВР (таблица).

В полном и хорошо изученном разрезе палеолитической стоянки ***Костенки 14***, находящемся в крупной балочной системе на II надпойменной террасе Дона в Воронежской области (51°22′40.33″N, 39°3′13.94″E), эта почва также представлена двумя уровнями палеопочв сходного лугово-карбонатного генезиса (рис. 3). Они связаны с разновозрастными культурными слоями: КС II и КС III, подстилаемыми слоем пепла [Величко и др., 2009; Седов и др., 2010; Sinitsyn, Hoffecker, 2006]. КС неоднократно датировались как радиоуглеродным методом (по препарату древесного угля), так и ОСЛ. Для КС II некалиброванный радиоуглеродный возраст укладывается в интервал 28,6–29,2 тыс. лет ВР, для КС III – в интервал 30,1–31,8 тыс. лет ВР, возраст пепла – около 35,1 тыс. лет ВР [Sinitsyn, Hoffecker, 2006]. Почвы разреза Костенки 14 надежно защищены от омоложения современным изотопом ^{14}C, так как располагаются в погребенном состоянии на значительной глубине от поверхности в балке, которая являлась поймой малого водотока во время развития брянских палеопочв. То есть, процессы аккумуляции здесь в течение интересующего нас интервала времени преобладали над процессами денудации. Брянские палеопочвы маломощны, имеют несколько гумусированных подгоризонтов, разделенных лёссом. И хотя эти почвы криогенно перемяты и деформированы, но степень преобра-

зования сравнительно невелика, горизонты в этих стадиальных почвах залегают в правильном порядке, свойственном «обычным» почвенным профилям [Седов и др., 2010]. Поэтому на основании датирования этого объекта можно предположить, что возраст брянской почвы должен быть не древнее 34 и не моложе 28 тысяч лет (таблица).

Обсуждение

Типичный облик брянской геосоли: гумусовые горизонты А и АВ сосредоточены в крупных мерзлотных клиновидных структурах. Карбонатный горизонт подтянут в межструктурные пространства. Такой морфотипический облик брянской палеопочвы характерен для большинства разрезов центральной части Восточно-Европейской равнины: стратотипические разрезы Брянск и Мезин в бассейне Днепра, Александровский карьер, Железногорск, Фатьяновка, и многие другие ранее изученные [Величко и др., 2002; Морозова, 1981; Сычева, 1979, 1993 и др.]. На склонах палеодепрессий «клинья» наклонены, теряют четкую форму. На перегибах склонов, где значительно суше, они, как правило, отсутствуют (разрезы Танеевский карьер, КБС).

Но такой облик почвы был не всегда. Сильнейший криогенез в максимум последнего гляциала (владимирский криогенный горизонт) способствовал кардинальному перестроению профиля и перераспределению основных горизонтов Брянской палеопочвы и их вторичному оглеению. В результате, образование криогенных структур типа пятен-медальонов привело к нарушению, смещению и перемещению почвенных горизонтов. Материал гумусового горизонта стекал внутрь мерзлотных трещин при их таянии, образуя грушевидные ядра. Горизонт АВ заполнял клиновидные структуры. Карбонатный горизонт перераспределялся между «клиньями». Это способствовало наилучшему сохранению органического вещества в «ядрах» – остатках горизонта А.

Если же попытаться реконструировать исходный профиль почвы, то мы получим строение профиля: А-АВ-Вк-Bg. Реконструированная мощность горизонтов: А – не более 5–10 см, АВ – 20–30 см, Вк – 25–40 см, Bg – 10–20 см. Общая мощность профиля 60–100 см. Эта почва значительно менее мощная и развитая, чем современные почвы изучаемого региона – черноземы и темно-серые лесные почвы, имеющие мощность профиля не менее 180–200 см. Такую почву, исходя из приведенных выше физико-химических микроморфологических характеристик, можно назвать интерстадиальной дерновой иллювиально-карбонатной, на заключительных этапах надмерзлотно-глеевой, а в центре палеодепрессии, где развит мощный глеевый горизонт – мерзлотной дерново-глеевой. Ведущими почвообразующими процессами были гумусонакопление, оглинивание, иллювиирование карбонатов, а на заключительных этапах значительное криогенное турбирование и оглеение.

Реконструкция генезиса брянской палеопочвы затруднена не только тем, что она испытала значительные нарушения почвенного профиля, но и тем, что ее прямые аналоги среди современных почв неизвестны. Условия перигляциальной зоны не свойственны современному межледниковью. Наиболее близкими аналогами интерстадиальной брянской почвы, по мнению Т.Д. Морозовой [1981], являются мерзлотно-таежные и лесостепные палевые почвы континентальных районах Центральной Якутии. Для них характерны подобные диагностические признаки: ооидная агрегированность, которая может быть результатом криогенной коагуляции, фульватный состав гумуса, оглиненность и оглеенность профиля [Герасимова и др., 1996; Классификация почв..., 1997; Соколов, 1993].

По данным спорово-пыльцевого анализа формирование брянской почвы происходило в условиях развития лесостепного мозаичного ландшафта, представлявшего собой сочетание лиственнично-сосновых лесов с участием ели и сосны сибирской, злаково-маревых степей, суходольных лугов и тундровых сообществ [Симакова, 2008; Сычева, Гунова, 2003, 2004]. Климатическая обстановка была относительно холодной и аридной, а восстановленная растительность типична для интерстадиального времени конца среднего валдая.

Однако ряд исследователей, в основном основываясь на результатах спорово-пыльцевых исследований наиболее полных разрезов, отмечали многоэтапность последнего средневалдайского потепления – наличие двух или трех оптимумов [Болиховская, 1995; Спиридонова, 1991]. Это подтверждается и строением толщи данного интервала в условиях повышенной аккумуляции – в палеодепрессиях и на наращиваемых склонах. Мы наблюдаем два, а иногда и три почвенных уровня в разрезах Монастырщина и Костенки 14.

Проведенное нами радиоуглеродное датирование гумусового горизонта по ^{14}C ГК и карбонатного – по ^{14}C карбонатов показало сходные между собой даты (15–16 тыс. лет ВР), но которые значительно более молодые, чем типичные для этой геосоли.

Для радиоуглеродного возраста брянской почвы характерен большой разброс дат, выходящий за диапазон этого интерстадиала. Первое, что можно предположить, что даты омоложены за счет близкого нахождения к современной дневной

поверхности и частичном смыкании с профилем современных почв. Вероятно, этим можно объяснить радиоуглеродный возраст Брянской почвы в разрезах КБС, Танеевский карьер. Однако такое простое объяснение не подходит для большинства известных профилей. Наиболее глубокое залегание брянской почвы в разрезах Фатьяновка, Брянск, Мезин, Араповичи и других предполагает наилучшее соответствие дат интервалу формирования этой почвы (28–33 тыс. лет ВР). Однако это не так, все даты значительно моложе и относятся к LGM (таблица). Радиоуглеродные даты Брянской палеопочвы в Александровском карьере (15–17 тыс. лет ВР) также трудно объяснимы простым омоложение современным изотопом ^{14}C.

Радиоуглеродный возраст показывает время погребения почвы. Полученные даты, так образом, свидетельствуют о том, что Брянская палеопочва длительное время (28–15/13 тыс. лет ВР) находилась на поверхности и углерод постоянно обновлялся. Или же палеопочва была погребена, а затем эксгумирована и омоложена в позднеледниковье, так как существовала в зоне денудации, занимая возвышенные позиции в рельефе.

Что касается генезиса диффузных (рассеянных, мицелярных) форм карбонатов, нет свидетельств их подтягивания снизу, наблюдаемые формы и микроформы карбонатов сформированы *in situ* при перекристаллизации исходных литогенных карбонатов, содержащихся в лёссе. Ввиду отсутствия признаков подтягивания древних карбонатов, их ^{14}C-возраст соответствует возрасту почвообразования – нахождения брянской палеопочвы на дневной поверхности.

Таким образом, брянская почва находилась на дневной поверхности до максимума гляциала (LGM) около 24–22 тыс. лет ВР (разрезы Брянск, Мезин, Фатьяновка, Араповичи, Монастырщина, Танеевский карьер и другие) или даже до начала деградации оледенения (LGT) около 17–15 тыс. лет ВР (Александровский карьер, КБС). Примерно в интервале 17–15 тыс. лет ВР на Среднерусской возвышенности она начала погребаться новыми порциями лёсса.

Фактически поздневалдайский лесс (МИС 2), широко известный как «молодой лёсс» или лёсс III накапливался в стадиалы позднеледниковья. Вследствие сильных ветров, господствующих в максимум последнего оледенения, на изученной территории преобладали процессы денудации, которые препятствовали отложению пыли (лёсса) на высоких поверхностях плакоров (водоразделах и большей частью склонов). Тяжелосуглинистый состав брянской палеопочвы способствовал сохранению древней поверхности от разрушения. И поэтому, находясь на дневной поверхности, углерод, как гумуса, так и карбонатов брянской палеопочвы постоянно обновлялся вплоть до ее погребения в максимум оледенения LGM или даже в позднеледниковье LGT.

Выводы

1. Радиоуглеродный возраст Брянской палеопочвы на плакорах – значительно омоложен и не соответствует времени заключительного средневалдайского интерстадиала. В палеодепрессиях и на наращиваемых склонах он хорошо вписывается интервал последнего средневалдайского интерстадиала МИС 3 (33–26 ка). Следовательно, длительность активного педогенеза в брянский интерстадиал не превышает 5–7 тыс. лет.

2. Брянская почва прошла длительный и разнонаправленный путь развития. На водоразделах и склонах брянская палеопочва представлена единичным профилем, тогда как на поверхностях террас сформировано два, реже три профиля, представляющие более детальную запись палеоклиматических флуктуаций. Таким образом, реконструируется не менее двух, возможно трех благоприятных интервалов (с более теплыми климатическими условиями) и отмечается существенное криогенное преобразование на заключительном этапе. Результаты исследования также дают основание полагать, что брянская палеопочва на плакорах длительное время находилась на дневной поверхности и ее углерод постоянно обновлялся. Или же она была эксгумирована еще в прошлом.

3. Главный этап лёссонакопления на Среднерусской возвышенности в позднем плейстоцене приурочен к заключительной фазе валдайского оледенения – к позднеледниковью (LGT) – после 17000–13000 лет ВР.

Статья подготовлена при поддержке гранта РНФ №14-27-00133 (подготовка и написание статьи) и Федеральной целевой программы, проблема 6.17 (полевые работы и оплата радиоуглеродного датирования).

Литература

Богуцкий А.Б. Основные лёссовые и палеопочвенные горизонты перигляциальной лёссово-почвенной серии плейстоцена на юго-западе Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины. Киев: Наук. думка, 1987. С. 47–52.

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

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Сычева С.А., Тимирева С.Н., Удар-

цев В.П., Халчева Т.А., Цацкин А.И., Чиколини Н.И. Основные черты строения лессово-почвенной формации. //Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М.: ИГРАН, 1997. С. 5–24.

Величко А.А., Зеликсон Э.М., Морозова Т.Д., Сычева С.А., Цацкин А.И., Ударцев В.П., Чиколини Н.И. Ключевой участок Железногорск // Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М.: ИГРАН, 1997. С. 98–118.

Величко А.А., Морозова Т.Д. Брянская ископаемая почва, ее стратиграфическое значение и природные условия формирования // Лессы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине М.: Наука, 1972. С. 71–114.

Величко А.А., Писарева В.В., Седов С.Н., Синицын А.А., Тимирева С.Н. Палеогеография стоянки Костенки 14 (Маркина гора) // Археология, этнография и антропология Евразии. 2009. № 4. С. 35–50.

Величко А.А., Фаустова М.А., Кононов Ю.М. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130000 лет // Атлас-монография. М.: ГЕОС. 2002. 232 с.

Герасименко Н.П. Развитие зональных ландшафтов четвертичного периода на территории Украины // Автореферат дис. … докт. географ. наук. Киев, 2004. 40с.

Герасимова М.И., Губин С.В., Шоба С.А. Микроморфология почв природных зон СССР. // Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1992. 215с.

Глушанкова Н.И. Палеореконструкции почвенного покрова в ландшафтах микулинского межледниковья на Русской равнине // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 72. М.: ГЕОС, 2012. С. 122–135.

Дайнеко Е.К., Оликова И.С., Сычева С.А. Карбонатный профиль целинных черноземов и его связь с ископаемыми почвами. // География и природные ресурсы, 1995, №8, с. 98–101.

Зыкина В.С. Структура лессово-почвенной последовательности и эволюция педогенеза плейстоцена Западной Сибири. // Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. дгмн. Новосибирск, 2006.

Классификация почв России. М., 1997. 236с.

Маркова А.К., ван Кольфсхотен Т., Бохнкке Ш. и др. Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л.н.). М.: Изд-во КМК, 2008. 556 с.

Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 281 с.

Путеводитель экскурсии С-3 XI конгресса ИНКВА. М.: ИГ РАН, 1982. С.43–49.

Пушкина П.Р., Сычева С.А. Палеопочвы ложбин Среднерусской возвышенности в ранневалдайское время // Почвоведение. 2013. № 9. С. 1037.

Седов С.Н., Хохлова О.С., Синицын А.А., Коркка М.А., Русаков А.В., Ортега Б., Соллейро Э., Розанова М.С., Кузнецова А.М., Каздым А.А. Позднеплейстоценовые палеопочвенные серии как инструмент локальной палеогеографической реконструкции (на примере разреза Костенки 14) // Почвоведение. 2010. №8. С. 938–955.

Симакова А.Н. Развитие Растительного покрова Русской равнины и Западной Европы в позднем неоплейстоцене – среднем голоцене (33–4,8 тыс. л.н.). Автореферат дисс. на соиск. Уч. Ст. канд. г-м наук, Москва, ГИН, 2008. 32 с.

Слагода Е.И. Реконструкция криолитозоны с использованием микроморфологических особенностей отложений позднего кайнозоя. Дисс. …д.г.-м.н., Тюмень, 458 с.

Соколов И.А. Теоретические проблемы генетического почвоведения // Новосибирск: ВО Наука. Сиб. отдние. 1993. 232 с.

Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене-голоцене. М.: Наука, 1991. 221с.

Сычева С.А. Позднеплейстоценовые ископаемые почвы Окско-Донской равнины // Автореферат канд. дисс. М.: ИГ АН, 1979, 22 с.

Сычева С.А. Эволюционный анализ позднеплейстоценовых катен и геосистем Среднерусской возвышенности (на примере разреза Железногорск). М.: ИГАН, 1993. 83 с.

Сычева С.А. Эволюция балочной системы в климатическом цикле «оледенение-межледниковье-оледенение» // Геоморфология, 1997, №2, с. 100–111.

Сычева С.А. Реконструкция этапов развития микулинского палеосклона (бассейн Верхнего Дона) // Геоморфология. 2002. №4. С. 111–120.

Сычева С.А. Погребенный микулинско-валдайский рельеф и развитие междуречий Среднерусской возвышенности в позднем неоплейстоцене // Геоморфология, 2007, №1. С. 88–105.

Сычева С.А. Морфолитопедогенез в аккумулятивных и трансаккумулятивных ландшафтах как особый механизм почвенной и литогенной памяти // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. Глава 5. М: ЛКИ, 2008. С. 128–160.

Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Русской равнины в конце среднего и в позднем плейстоцене // Криосфера Земли, 2012, т.16, № 4. С. 45–56.

Сычева С.А., Гунова В.С. Эволюция ландшафтов Среднерусской возвышенности в микулинско-валдайский макроцикл (по результатам изучения мезинского лессово-почвенного комплекса в погребенной балочной системе) // Диагностика и корреляция палеогеографических событий плейстоцена в бассейнах Дона, Волги, Оби. М.: МГУ, 2003. С. 48–63.

Сычева С.А., Гунова В.С. Результаты изучения позднеплейстоценового лессово-почвенного комплекса в погребенной балочной системе Среднерусской возвышенности // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 65. М.: ГЕОС, 2004. С. 86–101.

Сычева С.А., Гунова В.С., Симакова А.Н. Два варианта строения позднеплейстоценовой покровной толщи перигляциальной области Русской равнины // Фун-

даментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Москва, 2007. С. 404–407.

Сычева С.А., Шеремецкая Е.Д., Григорьева Т.М., Бронникова М.А., Гунова В.С., Симакова А.Н. Памятник природы Александровский карьер // Путеводитель научных экскурсий XII Международного симпозиума и полевого семинара по палеопочвоведению М.: ИГ РАН, 1982. С. 14–39.

Ударцев В.П. Соотношение этапов развития перигляциальной и ледниковой областей в бассейнах Средней Оки и Дона. М.: ИГ РАН, 1982. 28 с.

Ударцев В.П., Сычева С.А. Верхнеплейстоценовые лессы и погребенные почвы Окско-Донской равнины // Проблемы региональной и общей палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. М.: ИГ АН, 1975, с. 26–42.

Цацкин А.И. Палеопедологические реконструкции для позднего плейстоцена юго-запада Русской равнины //Автореф. канд. дис. М., 1980. 24 с.

Чичагова О.А. Радиоуглеродное датирование гумуса почв. М.: Наука, 1985. 143 с.

Чичагова О.А., Черкинский А.Г. Радиоуглеродные исследования в географии. М.: ИГАН 1988. 80 с.

Antoine, P., Rousseau, D.D., Fuchs, M., Hatte, C., Gauthier, C., Markovic, S., Jovavic, M., Gaudeny, T., Moine, O., Rossignol, J., 2008. High-resolution record of the last climatic cycle in the southern Carpathian Basin (Surduk, Voijvodina, Serbia). Quaternary International 37, 66–73.

Antoine, P., Rousseau, D-D., Zoller, L., Lang, A., Munaut, A.V., Hatte, C., Fortugne, M., 2001. High-resolution record of the last interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-paleosol sequencens, Upper Rhine area, Germany. Quaternary International 76/77, 211–299.

Bibus, E., 1999. Loess-Paleosol-Sequences South Germany – Stratigraphy, Paleoclimate and Connections with River Terraces. Chinese Science Bulletin 44, 133–138.

Bibus, E., Bludau, W., Bross, C., Rähle, W., 1996. Der Altwiwürm- und Riβabschnitt im Profil Mainz-Weisenau und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszonen. Frakfurter geowiss. Arbeiten. Serie D 20, 21–52.

Boettger, T., Junge, F.W., Knetsch, S., Novenko, E.Y., Borisova, O.K., Velichko, A.A., 2005. Climate dynamics at the very end of Eemian Interglacial recorded in lake sediments from Central and Eastern Europe. Deklim-Eem workshop, Germany. P. 95–97.

Bronger, A., Heinkele, Th., 1989. Paleosol sequences, as witnesses of Pleistocene climatic history // Paleopedology. Catena supplement 16. P. 187–206.

Frechen, M., van Vliet-Lanoe, B., van den Haute, P., 2001. The Upper Pleistocene loess record at Harmignies/ Belgium – high resolution terrestrial archive of climate forcing. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 173, 175–195.

Gerasimenko, N., 2000. Upper Pleistocene Climatic Variations in Ukraine Recorded by Loess-Paleosol and Vegetational Successions. GeoLines 11, 86–89.

Haesaerts, P., Mestdagh, H., 2000. Pedosedimentary evolution of the last interglacial and early glacial sequence in the European loess belt from Belgium to central Russia. Netherlands Journal of Geosciences 79(2/3), 313–324.

Havlíček, P., Smolikova, L., 1995. Vývoi syrchnopleistocenních eolických sedimentů ve Znojmě – Dřevařských zá. The development of the Upper Pleistocene eolian sediments in Znojmo – lumber works. Věstnik Čeckého geologickěho ústavu 70 (1), 67–74.

Imbrie, J., Hays, J.D., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine δ18O record. Eds.: Berger A., Imbrie J., Hays J.D., Kukla G., Saltzman B. Milankovitch and Climate. Reidel, Boston, 269–305.

Konescka-Betley, K., 1994. Fossil soils of Late Pleistocene developed from loesses. Roczniki gleboznavcze. Suppl. 44, 55–62.

Kukla LOESSFEST'14 -7th Loess Seminar, 2014. Abstract &field guidebook. Editors Jary Z. & Mroczek P. Wroclaw, 84 p.

Markova, A.K., van Kolfschoten, T., Bohncke, S., Kosintsev, P.A., Mol, J., Puzachenko, A.Yu, Simakova, A.N., Smirnov, N.G., Verpoorte, A., Golovachev, I.B., 2008. Evolution of European ecosystems during Pleistocene – Holocene Transition (24–8 kyr BP). Moscow: KMK Scientific Press, 256 p.

Martinson, D., Pisias, N.G., Hays, J.D., Moore, T.C., Jr., Shackleton, N.J., 1987. Age dating and orbital theory of the Ice Ages: Development of high-resolution 0–300000 year chronostratigraphy. Quaternary Research 27, 1–29.

Meese, D.A., Gow, A.J., Alley, R.B., Zielinski, G.A., Grootes, P.M, Ram, M., Taylor, K.C., Mayewski, P.A., Bolzan, J.E., 1997. The Greenland ice-sheet Project 2 depth-age scale: Methods and results. Journal of Geophysical Research 102, 26411–26423.

Peltier, W.R., Fairbanks, R.G., 2006. Global glacial ice volume and Last Clacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. Quaternary Science Reviews 25(23–24): 3322–3337.

Peticzka R., Terhorst B., 2008. Excursion guide for the loess region of the eastern Weinviertel, Stillfried (Austria). Eurosoil 2008 – Excursion 7a-pre-post-congress, 16p.

Sedov, S., Sycheva, S. Targulian, V., Pi, T., Diaz, J., 2013. Last Interglacial paleosols with Argic horizons in Upper Austria and Central Russia – pedogenetic and palaetnviromental inferences from comparison with the Holocene analogues. Quaternary Science Journal 62(1), 44–58.

Sinitsyn, A.A., Hoffecker, J.F., 2006. Radiocarbon dating and chronology of the Early Upper Paleolithic at Kostenki. Quaternary International 152–153, 164–174.

Smolíková, L., 1991. Soil micromorphologic investigation of the section at Dolní Věstonice II. ERAUL 54, 65–74.

Soowers, T., Bender, M., Labeyrie, L., Martinson, D., Jouzel, J., Raynaud, D., Pichon, J.-J., Korotkevich, Y., 1993. 135-year Vostoc-SPECMAP common temporal Framework. Paleoceanogphy 8, 737–760.

Sycheva, S.A., 1998. New Data on the Composition and Evolution of the Mezin Loess-Paleosol Complex in the

Russian Plain. Eurasian Soil Science 31(10), 1062–1074.

Sycheva, S.A., 2000. Aleksandrov quarry. Late Pleistocene-Holocene. Cover complex: soils, loesses, buried balka. Paleogeography and Paleohydrology of Lowland River Basins (guidebook for field excursion). Moscow: Institute of Geography of RAS Press, 31–39.

Sycheva, S.A., 2010. High-resolution stratigraphy and chronology of late Pleistocene periglacial zone of the East European plain. Quaternary stratigraphy and paleontology Of the Southern Russia: correlations between Europe, Africa and Asia. Rostov-on-Don: Southern Scientific Centre Press, 164–165.

Sycheva, S.A., Sedov, S.N., 2012. Paleopedogenesis during the Mikulino interglacial (MIS 5e) in the East-European plain: buried toposequence of the key-section "Alexandrov quarry". Boletin de la Sociedad Geologica Mexicana 64(2), 189–197.

Terhorst, B., Thiel, Ch., Peticzka, R., Sprafke, T., Frechen, M., Fladerer, F.A., Roetzel, R., Neugebauer-Maresch, Ch., 2011. Casting new light on the chronology of the loess/paleosol sequences in Lower Austria; Eiszeitalter und Gegenwart. Quaternary Science Journal 60, 270–277.

Terhorst, B., Kühn, P., Damm, B., Hambach, U., Meyer-Heintze, S., Sedov, S., 2014. Paleoenvironmental fluctuations as recorded in the loess-paleosol sequence of the Upper Paleolithic site Krems-Wachtberg. Quaternary international 351, 67–82.

Van Andel, T.H., 2002. The Climate and Landscape of Middle Part of Weichselian Glaciation in Europe: The Stage 3 Project. Quaternary Reseach 57, 2–8.

Van Andel, T.H., Tzedakis, P.C., 1996. Palaeolithic landscapes of Europe and Environs, 150,000–25,000 years ago: an overview. Quaternary Science Reviews 15, 481–500.

Zoller, L., Conard, N.J., Hahn, J., 1991. Thermolumoneszenz-Datierung an Loss Palaoboden Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein. Chem. Geology Isotope Geosc. Section 73. Amsterdam, 39–62.

S.A. Sycheva, S.N. Sedov, O.S. Khokhlova

BRYANSK (MIS 3) PALAEOSOIL IN THE MIDDLE RUSSIAN UPLAND: 14C AGE, DURATION AND HISTORY OF DEVELOPMENT

The Bryansk (MIS 3) Soil radiocarbon age was obtained and analyzed in different geological sections over the East European Plain (Alexandrovsky Pit, Zheleznogorsk, KBS-13, Taneevsky Pit, Fatyanovka, Monastyrschina, Kostenki 14 and others). Age measurements were performed using different carbon-bearing materials: humic acids, carbonates, charcoal, bone collagen. Soil genesis was determined as meadow-calcareous, sod-calcareous, sod-gley contributed by permafrost processes at final stages. Time interval of soil formation was 28–33 ka BP (uncal), duration of formation – 5–6 thousand years. Underestimation of radiocarbon age may be explained by the long standing on the ground during the Last Glacial Maximum. Conclusion was made on the beginning of the last phase of loess accumulation in the Mid-Russian Upland at 17–15 ka BP (uncal).

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 74, 2015 г.

БЕРЕЛЁХСКАЯ ПОПУЛЯЦИЯ МАМОНТОВ: ПРИРОДНАЯ СРЕДА И РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ДАТИРОВКА

А.В. Ложкин

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН e-mail: lozhkin@neisri.ru

Проведены комплексные исследования местонахождения мамонтов на р. Берелех: дана криогенная характеристики осадков, приведены палинологические данные и результаты радиоуглеродного датирования.

Ключевые слова: захоронения мамонтов, термокарст, споро-пыльцевые диаграммы, радиуглеродные датировки

Большинство находок мамонтов и других представителей верхнепалеолитической фауны в Западной Берингии (Северо-Восток Сибири) сделано на Яно-Колымской низменности и островах Восточно-Сибирского моря, еще в начале голоцена являвшихся частью обширной материковой суши [Ложкин, 2002]. Остатки плейстоценовых млекопитающих приурочены здесь к высокольдистым пылеватым осадкам, слагающим высокую поверхность тундры – едому [Труды Комиссии…, 1930]. Благодаря большой скорости термоабразионных процессов эти отложения активно разрушаются. Кости, а нередко и мягкие ткани животных, вытаивающие из мерзлых пород, накапливаются в днищах термокарстовых оврагов, у подножий обрывов по берегам рек и озер, на морском пляже. Скопление костей мамонтов могут достигать значительных масштабов, как, например, местонахождение мамонтов в районе с координатами 70º 29' с. ш., 144º 02' в. д. на берегу р. Берелёх, левого притока р. Индигирка в ее низовьях [Верещагин, 1977]. Первыми комплексными экспедициями 1970–1971 гг. здесь было собрано и изучено около 8,5 тыс. костей мамонтов, принадлежащих, по данным Н.К. Верещагина, как минимум, 140 особям и относящихся «к самой поздней, финальной форме» [Верещагин, 1977. С. 49]. Важным результатом полевых работ в районе местонахождения мамонтов на р. Берелёх является открытие стоянки человека. Археологические материалы рассматривались как «самые северные следы поздней стадии дюктайской культуры» [Мочанов, 1977. С. 87]. Исследования местонахождения мамонтов на р. Берелёх, позволившие получить новые данные по хронологии, стратиграфии, тафономии и др., были продолжены в последующие годы [Боескоров, 2013; Nikolskiy et al., 2010; Pitulko, 2011; Pitulko et al., 2014]. Анализ возрастной и половой структур Берелёхской популяции мамонтов подтвердил сделанные ранее выводы Н.К. Верещагина [Верещагин, 1977].

Берелехское захоронение мамонтов находится на границе лиственничной лесотундры (Larix cajanderi Mayr) и кустарниковой тундры с Salix polaris Wahlenb., S. nummularia Anderss., S. pulchra Cham., Betula exilis Sukacz. Современный пыльцевой дождь характеризуется высоким содержанием пыльцы группы древесных и кустарниковых растений (64–75% от суммы всех микрозерен, до 89% в спектрах лиственничного леса с густым подлеском из кустарниковых берез и ольховника). Доминирует в субфоссильных спектрах пыльца ольховника (Duschekia fruticosa (Rupr.) Pouzar и кустарниковых берез, единично (до 1%) встречается обычно плохо сохраняющаяся пыльца Larix. Содержание пыльцы группы травянистых и кустарничков растений, принадлежащей преимущественно Poaceae, Cyperaceae, Ericales, Artemisia, не превышает 26%. В группе спор наиболее многочисленны споры Bryales. Эти особенности современных пыльцевых спектров долины р. Берелёх учитываются при реконструкции растительности в периоды обитания мамонтов и последующих климатических изменений.

Р. Берелёх образует сравнительно глубокие меандры. Обилие стариц свидетельствуют о не-

однократных изменениях русла реки. Гибель мамонтов относится ко времени формирования высокой поймы, оказавшейся сейчас на уровне второй надпойменной террасы высотой около 15 м. Наибольшее скопление костей приурочено к юго-западному склону террасы на левом берегу реки, где находящиеся в мерзлых пылеватыми супесями беспорядочно ориентированные кости образуют в отложениях террасы на протяжении примерно 180 м своеобразный «костеносный горизонт» мощностью 1,5–2 м. Отложения террасы включают жилы повторно-жильных льдов, при вытаивании которых близ бровки террасы формируются термокарстовые овраги и «останцы» осадков (ядра жильных полигонов) – байджараки [Труды Комиссии …, 1930]. На участке максимального скопления костей в результате разрушения жильных льдов и образования термокарстовых оврагов, сливающихся в сравнительно обширный термоцирк, высота террасы не превышает 8 м. Здесь кости мамонтов, вытаивающие из мерзлых тонких осадков, «создают» обширные «шлейфы» на бечевнике и в изобилии встречаются на дне реки. По всей вероятности, необходимо отметить, что сложность строения отложений в результате активных термоабразионных процессов могла привести к некоторому расхождению в определении глубины залегания костеносного горизонта, его соответствия определенному геоморфологическому уровню, а также перекрывающих этот горизонт погребенных почв. Разрез с костеносным горизонтом представлен слоями (сверху вниз): 1) Почвенно-растительный слой – 0–30 см; 2) Супеси серые с остатками стволов и ветвей кустарников, стеблей трав, преимущественно горизонтально-слоистые, в интервалах 110–135 см, 160–175 см включают погребенные почвы – 30–210 см; 3) Супеси серые пылеватые с обилием хаотически расположенных костей мамонтов и других млекопитающих верхнепалеолитического комплекса – 210–370 см; 4) Супеси серые с многочислшенными горизотальными и косыми прослойками мелкозернистого песка и слабовыраженной сетчатой криотекстурой – 370–495 см; 5) Песок мелко- и среднезернистый буровато-серый – 495–505 см; 6) Супеси серые, буровато-серые с прослоями и линзами (мощностью 3–6 см) светло-серого мелкозернистого песка с горизонтально-слоистой сетчатой криотекстурой – 505–570 см. Нижние слои закрыты оплывшими осадками.

Пыльцевая диаграмма осадков, включающих «костеносный горизонт», составлена с использованием программ Tilia и Tilia-graph (http://museum.state.il.us./pib/grimm/tilia) (рис. 1, 2). Содержание каждого пыльцевого таксона приводится в процентах от суммы всех пыльцевых зерен. Участие спор рассматривается как относительная величина, которая определяется отдельно для каждого

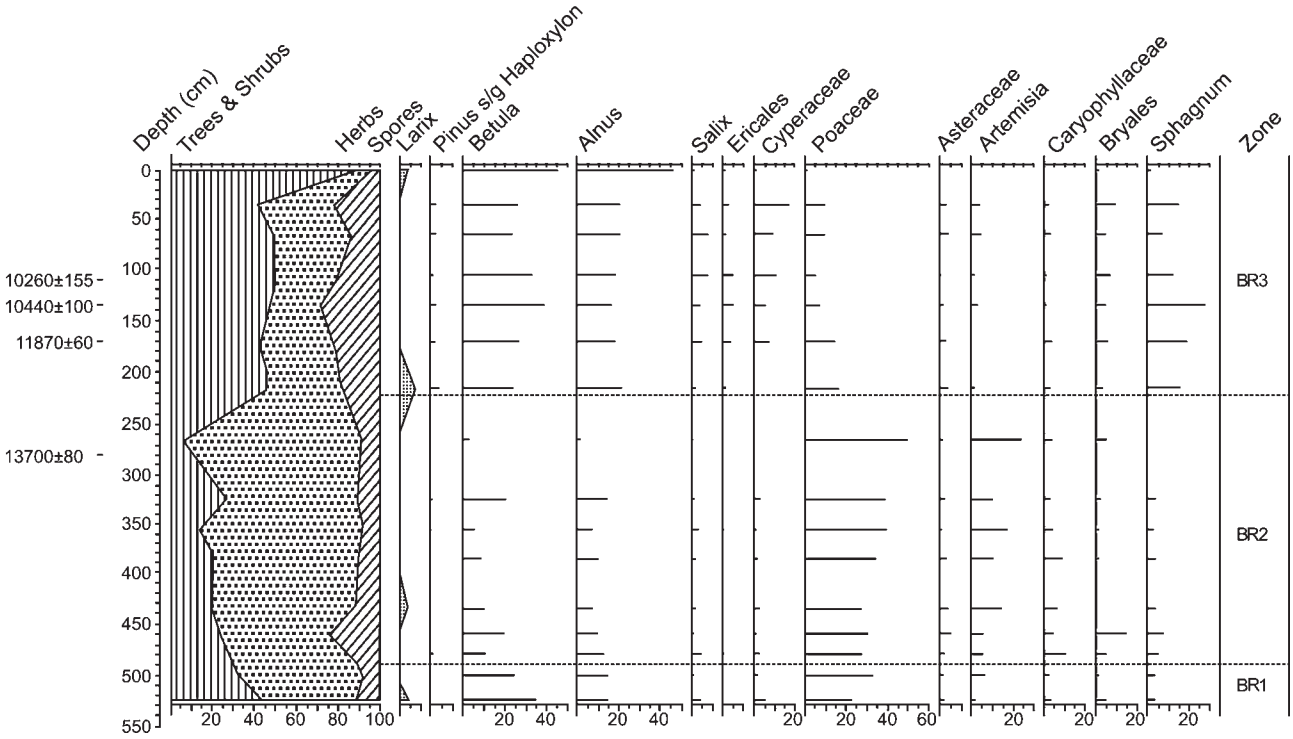


Рис. 1. Процентные соотношения групп растительности, основных пыльцевых и споровых таксонов в отложениях с костеносным горизонтом (пояснения в тексте)

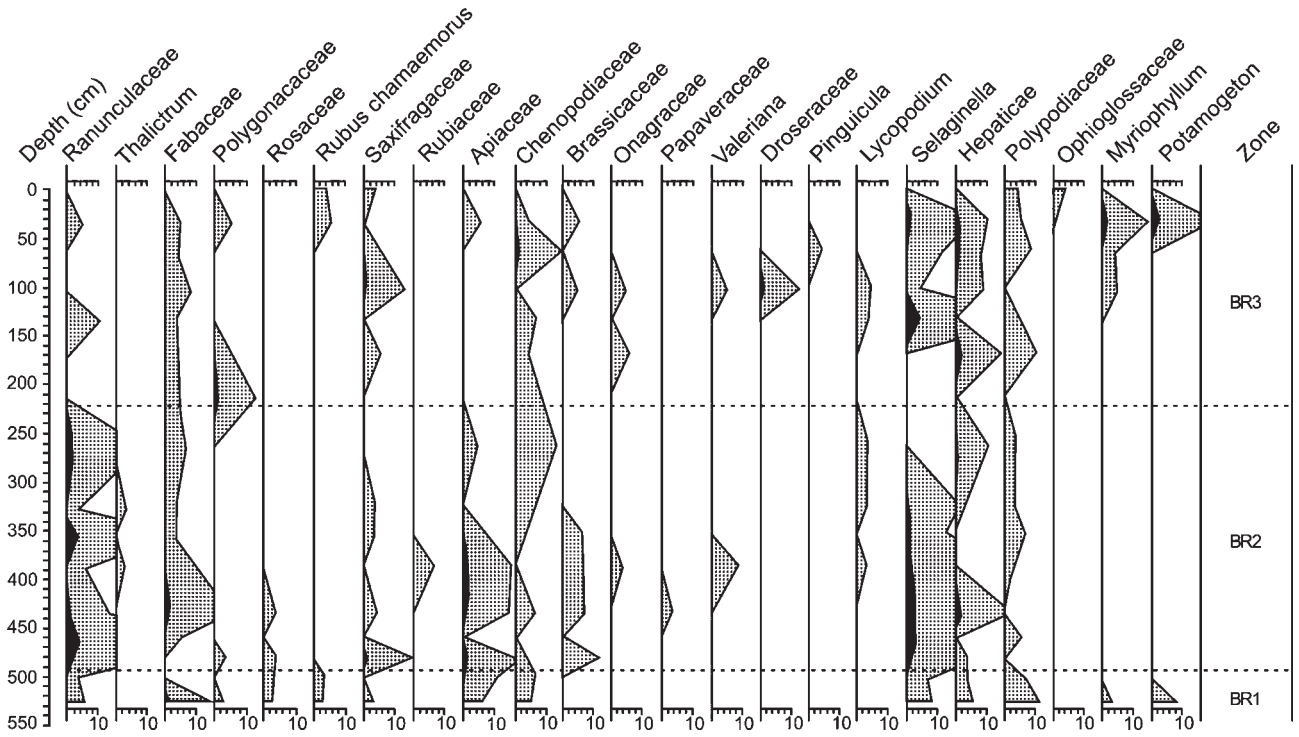


Рис. 2. Второстепенные пыльцевые и споровых таксоны, водные растения в спектрах отложений с костеносным горизонтом

спорового таксона от общего количества пыльцы. В левой части диаграммы на рис. 1 показаны соотношения групп растительности – пыльцы группы древесных и кустарниковых растений, пыльцы группы кустарничковых и травянистых растений и группы спор. По соотношению групп растительности, основных пыльцевых и споровых таксонов выделяются три пыльцевые зоны. Спектры нижней зоны BR1 с высоким содержанием пыльцы Betula и Poaceae и участием пыльцы Larix показывают развитие лесотундры, сменявшейся березовой кустарниковой и травянисто-кустарниковой тундрами. По всей вероятности, эту зону следует рассматривать как переходную от позднего термохрона (изотопная стадия 3, каргинский интервал) к позднему криохрону (изотопная стадия 2, сартанский интервал) плейстоцена. Зона BR2 – травянистая пыльцевая зона, весьма характерная для ледниковых интервалов позднего плейстоцена [Позднечетвертичные…, 2002], отражает тундровые растительные сообщества, развивавшиеся в условиях максимального похолодания в позднем криохроне. Доминирующая в спектрах зоны пыльца Poaceae свидетельствует о господстве злаковых и злаково-разнотравных сообществ с Cyperaceae, Ranunculaceae, Rubus chamaemorus и др. Сравнительное обилие в спектрах пыльцы Artemisia (до 25%), участие спор Selaginella (S. rupestris), а также постоянное присутствие пыльцы типичных представителей тундровых арктических сообществ Западной Берингии Asteraceae, Caryophyllaceae, Saxifragaceae, Fabaceae, Chenopodiaceae, Rosaceae и др. указывают на широкое развитие дренируемых участков и осыпей на склонах. Сообщества Artemisia доминировали на сухих, прогреваемых солнцем участках. Весьма низкое содержание в спектрах пыльцы Ericales в сочетании с небольшим участием спор Sphagnum показывает, что умеренно влажные вересковые сообщества были ограничены по площади.

Палинологическая характеристика зоны BR2 дополняется данными спорово-пыльцевого анализа образцов пылеватых супесей, отобранных непосредственно из черепов мамонтов и в точках наибольшего скопления костей (рис. 3, 4). Образцы отбирались по всему костеносному горизонту от его верхнего слоя до подошвы: 1 – череп мамонта; 2 – череп мамонта; 3 – пылеватые супеси с шерстью и обрывками кожи мамонта из лобной части черепа; 4 – растительный детрит с шерстью и серым суглинком из черепа мамонта; 5 – пылеватые супеси из зуба в нижней челюсти мамонта (нижний слой костеносного горизонта); 6 – серые пылеватые супеси с шерстью из подбородочной части нижней челюсти мамонта; 7 – пылеватые супеси с шерстью (под бивнем мамонта); 8 – тонкослоистые серые пылеватые супеси в месте скопления костей мамонта. В пыльцевых спектрах осадков, включающих кости, мягкие ткани и шерсть мамонтов, подавляющее

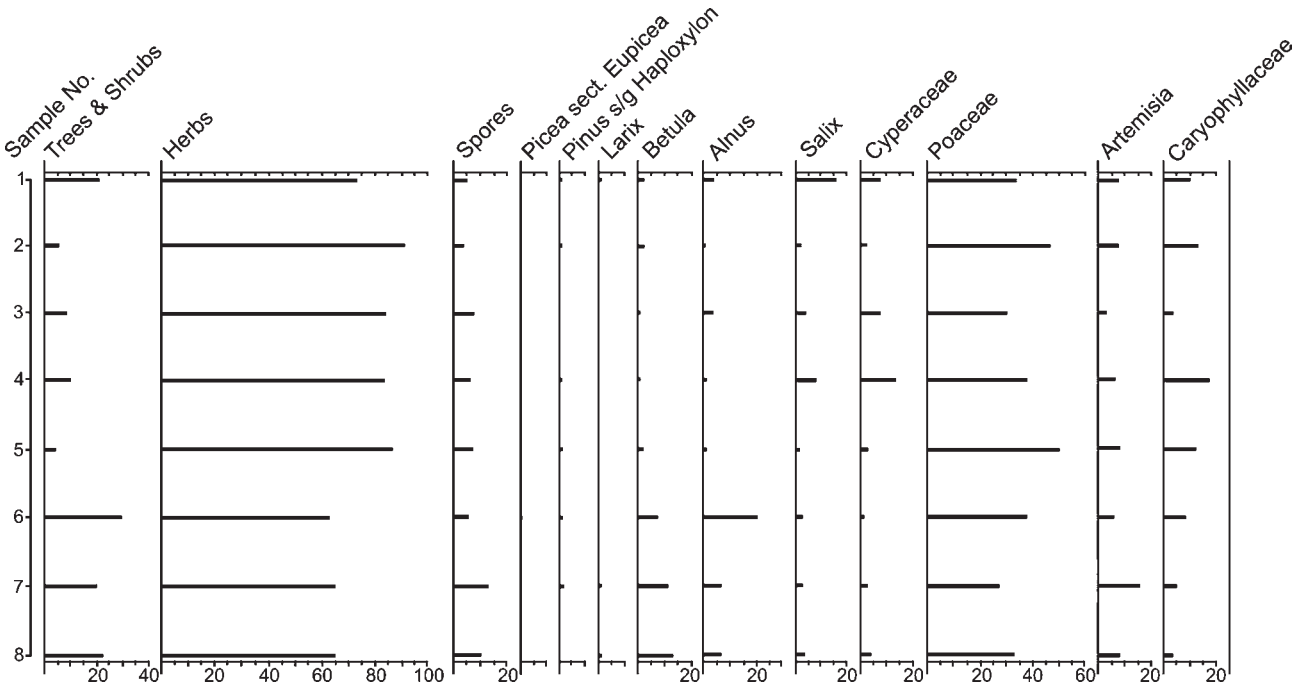


Рис. 3. Процентные соотношения групп растительности и основных пыльцевых таксонов в спектрах костеносного горизонта

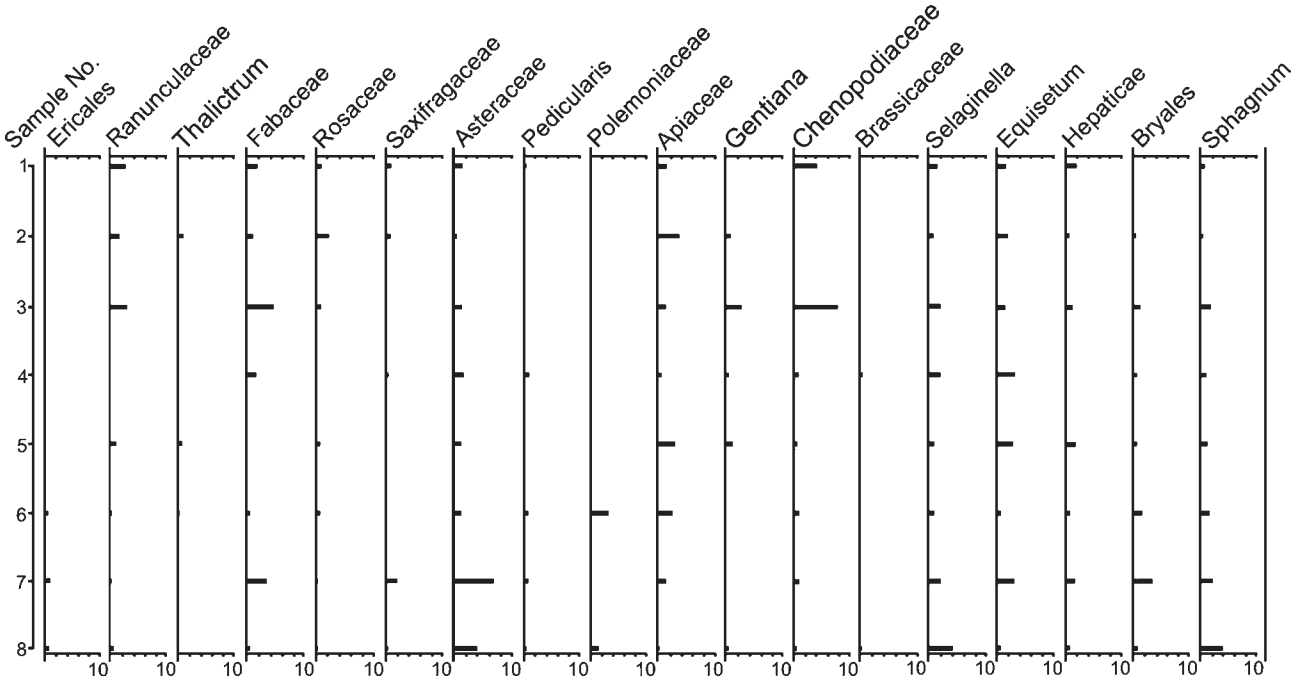


Рис. 4. Второстепенные пыльцевые таксоны и споры в спектрах костеносного горизонта

количество микрозерен продуцировано травянистыми растениями (рис. 3), весьма разнообразными по составу и отражающими различные места обитания: Ericales, Ranunculaceae, Thalictrum, Fabaceae, Rosaceae, Saxifragaceae, Asteraceae, Pedicularis, Polemoniaceae, Apiaceae, Gentiana, Chenopodiaceae, Brassicaceae (рис. 4). Также как и в спектрах зоны BR2 доминирует пыльца Poaceae (до 52%) и в заметных количествах встречается пыльца Cyperaceae (до 15%), Caryophyllaceae (до 18%), Artemisia (до 15%). Обращает внимание изменение содержания пыльцы группы древесных и кустарниковых растений от 5–10% в образцах 2–5 до 20–30% в образцах 6–8 из пылеватых супесей с хорошо выраженной тонкой слоистостью (рис. 3). Пыльца кустарников, характерных для тундро-

вых сообществ побережья Восточно-Сибирского моря, Betula exilis, Salix spp., присутствует в этих спектрах в количествах соответственно 14 и 15%. Такие черты спорово-пыльцевых спектров из костеносного горизонта подтверждают выводы, что лесная растительность в период его формирования отсутствовала в бассейне нижнего течения р. Индигирка и в ландшафте господствовали травянистая и травянисто-кустарничковая тундры. Средние летние температуры (июльские) вряд ли были выше 8–10º С [Ложкин, 1977]. Сравнительно высокое содержание в спектрах некоторых образцов из костеносного горизонта пыльцы Alnus (до 20% в образце 6) сопоставимо с ее участием в современном пыльцевом дожде на о-ве Бол. Ляховский (Новосибирский архипелаг) и может быть объяснено ветровым заносом из дальних источников [Ложкин, 1990]. Анализ спорово-пыльцевых спектров зоны BR2 и осадков костеносного горизонта показывает, таким образом, что растительность в период существования берелёхской популяции мамонтов представляла сочетание различных тундровых сообществ: прерывистый покров из трав и плаунка сибирского на возвышенных участках, влажные и умеренно влажные осоково-моховые и осоково-злаковые сообщества с невысокими кустами Betula exilis (до 25%) и Salix (до 16%). Если принять во внимание плохую сохранность пыльцы Salix, то можно полагать, что ива была наиболее распространена среди кустарниковой растительности в долине р. Берелёх и образовывала густые заросли по берегам рек и озер.

Резкое увеличение количества пыльцы кустарниковых растений (до 52–80%), прежде всего пыльцы Betula (до 46%) и Alnus (до 47%), явилось основанием для выделения пыльцевой зоны BR3 (рис. 1, 2). Эту зону следует рассматривать как березово-ольховниковую, отражающую смену травянистых и травянисто-кустарничковых тундр крупнокустарниковой тундрой, а затем лиственничной лесотундрой. Ольховник начинает играть все большую роль в растительном покрове, по-видимому, образуя не только подлесок в лиственничных насаждениях, но и самостоятельные сообщества на небольших возвышениях и вблизи рек. В спектрах зоны BR3 возрастает содержание пыльцы Ericales и спор Sphagnum, что указывает на развитие сообществ вересковых. Участие пыльцы Poaceae, Artemisia снижается, но она продолжает оставаться важным компонентом пыльцевых спектров. К зоне BR3 относится радиоуглеродная датировка 11870±60 л. н. (МАГ-117) по растительным остаткам из погребенной почвы на глубине 170 см от поверхности термокара на участке наибольшего скопления костей мамонта. Она аналогична датировке 11830±110 л. н. (ЛУ-147), полученной по корням и ветвям ивы, происходящим, по-видимому, из того же слоя [Верещагин, 1977]. Две другие датировки по радиоуглероду – 10440±100 л. н. (МАГ-119) на глубине 135 см от поверхности термокара и 10260±155 л. н. (МАГ-118) на глубине 110 см, также характеризующие зону BR3, получены по растительным остаткам из залегающего выше горизонта погребенной почвы.

Датировка МАГ-117 была одной из первых в пыльцевых летописях Западной Берингии, характеризующих время значительной перестройки растительного покрова региона, вызванной весьма существенным потеплением климата 12,4 тыс. л. н. В течение непродолжительного временного интервала господствовавшие на большей части территории Западной (Северо-Восток Сибири) и Восточной (Аляска) Берингии в период максимального похолодания климата в конце позднего плейстоцена (морская изотопная стадия 2) мозаичные травянистые тундры сменяются кустарниковой березовой тундрой. Убедительным доказательством катастрофически быстрого потепления климата 12,4 тыс. л. н. являются непрерывные климатические записи в осадках ледниковых, подпрудных озер Берингии [Позднечетвертичные…, 2002; Андерсон, Ложкин, 2014]. Подобная смена осоково-злаковых, злаково-полынных тундровых сообществ кустарниковой березовой тундрой установлена в осадках кратерного оз. Эльгыгытгын за Полярным кругом Чукотки, что подтверждается датировкой по радиоуглероду 12250±70 л. н. (NSRL-11028) [Шило и др., 2001].

Пик пыльцы травянистых растений в зоне BR2 (рис. 1) может быть охарактеризован радиоуглеродной датировкой ноги мамонта, извлеченной из костеносного горизонта. Для датирования использовалась кожа, сохранившая весьма свежий вид в мерзлых осадках. Как показал опыт датирования ископаемых млекопитающих по мягким тканям, кожа является весьма надежным материалом для радиоуглеродного анализа благодаря малой проницаемости для растворов и устойчивости к процессам минерального замещения. Получена дата 13700±80 л. н. (МАГ-114) [Ложкин, Парий, 1985], позволяющая отнести формирование местонахождения мамонтов к ньяпанской стадии сартанского оледенения [Кинд, 1974]. Эта датировка отвечает общей направленности изменений климата Берингии в конце плейстоцена. К ней близка радиоуглеродная дата 13420±200 л. н. (ИМ-152) по древесине из культурного слоя палеолитической стоянки, обнаруженной вблизи Берелёхского местонахождения мамонтов [Мочанов, 1977].

Радиоуглеродные датировки по костным остаткам в Берелёхском местонахождении мамонтов не

соответствуют непрерывной климатической летописи, характеризующей переходный от плейстоцена к голоцену период [Позднечетвертичные…, 2002]. Это серьезный аргумент, свидетельствующий о том, что датировки омоложены. Кости не могут быть надежным материалом для датирования по радиоуглероду, так как обладают достаточной высокой абсорбцией. Омоложение особенно заметно, если кости какое-то время находились на поверхности после вытаивания из мерзлых осадков. Этим объясняется значительный разброс полутора десятков радиоуглеродных датировок по костям в Берелёхском местонахождении – от 10370±90 л. н. (СОАН-327) по позвонку до 12720±100 л. н. (ГИН-13179) по челюстной кости, а также 13205±150 л. н. (LE-2335) по бивню мамонта. Такие датировки не могут определить время образования захоронения большого количества мамонтов в долине р. Берелёх, а лишь показывают, что оно возникло не менее 10 тыс. л. н.

Первые радиоуглеродные датировки, показавшие разные значения возраста [Верещагин, 1977], дали основание предположить, что Берелёхское местонахождение образовалось в результате сноса мамонтов паводковыми водами в район урочища Угамыт. Трудно также представить, что на протяжении нескольких столетий самки и молодые мамонты приходили в одно и то же место, чтобы остаться там навсегда. Несомненно, такие местонахождения мамонтов, как Берелёхское, «являются индикатором происходивших в позднем палеолите локальных экологических катастроф, возникновение которых было обусловлено проявлением экстремальных седиментационных процессов» [Лаврушин, Бессуднов, 2015, с. 255].

В образовании Берелёхского местонахождения мамонтов решающую роль сыграли термокарстовые процессы, которые привели к одновременной гибели большой группы животных. Эти процессы связаны с постепенным таянием жил повторно-жильных льдов, сформировавшихся в осадках, слагающих сейчас вторую надпойменную террасу р. Берелёх. При таянии ледяных жил в пределах сравнительно большой по площади слабонаклонной поверхности, характеризующейся скрытополигональным микрорельефом, в верхней толще отложений образуются линзообразные или воронкообразные углубления (ямы), заполненные водой с большим количеством минеральных частиц и органических остатков. Часто такие ямы перекрыты ненарушенным растительным слоем, опорой для которого является вода, и превращаются в термокарстовые ловушки для животных. Заполненные водой ямы под растительным слоем обычно образуются около зарослей ольховника, кустарниковых берез и ивы. Вода активизирует оттайку жил повторно-жильных льдов. При вытаивании осадков, слагающих ядра жильных полигонов, образуется плывучая тонкодисперсная масса. Эта очень вязкая масса захватывает животных и даже сильному мамонту нелегко выбраться из потока «разжиженной алевритовой массы» [Лаврушин, Бессуднов, 2015, с. 255]. Реликтовая термокарстовая котловина сохранилась в рельефе в настоящее время на участке скопления костей мамонтов. Ее возникновение привело к понижению уровня рельефа не менее чем на 7 м. Горизонтально-слоистые супеси с остатками растений и погребенными почвами, залегающие выше костеносного горизонта, отражают особенности формирования осадков в термокарстовой котловине.

Термокарст с вытаиванием жил повторно-жильных льдов как естественный природный процесс наблюдается в районах развития многолетнемерзлых пород не только в периоды относительного потепления климата, но и в ледниковые стадии. Активно проявляется он и в настоящее время на Приморских низменностях Якутии, а также в горных областях Колымы и Индигирки, например, на слабонаклонных широких террасоувалах в речных долинах. В одной из миниатюрных термокарстовых ловушек, образовавшейся на сравнительно ровной поверхности террасоувала в долине р. Киргилях (Верхняя Колыма) 41 тыс. л. н. погиб мамонтенок Дима [Шило и др.,1983].

Анализ палинологических данных и радиоуглеродного датирования, криогенной характеристики осадков Берелёхского местонахождения мамонтов, а также отдельных уникальных находок ископаемых животных показывает важность комплексного подхода к изучению захоронений верхнепалеолитической фауны для решения палеогеографических и палеоклиматических проблем позднего антропогена.

Исследования поддержаны Дальневосточным отделением РАН (проект 15-I-2-067), Российским фондом фундаментальных исследований (проект 15-05-06420). Благодарю Ю.А. Корзун за помощь в подготовке материалов.

Литература

Андерсон П.М., Ложкин А.В. Восточная Берингия. Климаты и окружающая среда в период инициального заселения Арктики человеком // Первоначальное заселение Арктики человеком в условиях меняющейся природной среды. Атлас-монография (Редакторы В.М. Котляков, А.А. Величко, С.А. Васильев). М.: ГЕОС, 2014. С. 257–268.

Боескоров Г.Г. Памятник природы «Берелёхское кладбище мамонтов» // Известия Самарского научного центра РАН, вып. 3–2, том 15, 2013. С. 806–809.

Верещагин Н.К. Берелехское «кладбище» мамонтов // Мамонтовая фауна Русской равнины и Восточной Сибири (Под редакцией О.А. Скарлато). Л.: Труды Зоологического института АН СССР, том 72, 1977. С. 5–50.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. Труды Геологического института АН СССР, вып. 257. М., 1974. 255 с.

Лаврушин Ю.А., Бессуднов А.Н. Основы седиментационно-палеозоологической концепции о причинах возникновения «кладбищ» мамонтов в позднем палеолите // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. С. 255–257.

Ложкин А.В. Условия обитания Берелехской популяции мамонтов // Мамонтовая фауна Русской равнины и Восточной Сибири. Тр. Зоологического института АН СССР, т. 72. Л.: 1977. С. 67–68.

Ложкин А.В. К вопросу о комплексном подходе к изучению местонахождений мамонтов на Северо-Востоке СССР // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1990. № 59. С. 156–159.

Ложкин А.В. Границы Берингии в позднем плейстоцене и голоцене // Четвертичная палеогеография Берингии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. С. 4–12.

Ложкин А.В., Парий В.П. Опыт радиоуглеродного датирования верхнечетвертичных отложений. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. 43 с.

Мочанов Ю.А. Древнейшие этапы заселения человеком Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1977. 264 с.

Позднечетвертичные растительность и климата Сибири и Российского Дальнего Востока (палинологическая и радиоуглеродная база данных). Под редакцией П.М. Андерсон, А.В. Ложкина. Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 370 с. (русский и английский).

Труды Комиссии по изучению Якутской Автономной Советской Социалистической Республики, том XV. Ленско-Колымская экспедиция 1909 г. (Под редакцией В.Л. Комарова). Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1930. 396 с.

Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М., Белая Б.В., Стеценко Т.В., Глушкова О.Ю., Бригхем-Гретти Дж., Мелес М., Минюк П.С., Новачек Н., Форман С. Первая непрерывная пыльцевая летопись изменений климата и растительности Берингии за последние 300 тысяч лет // Доклады РАН, 2001. Т. 376, № 2. С. 231–234.

Шило Н.А., Ложкин А.В., Титов Э.Э., Шумилов Ю.В. Киргиляхский мамонт (палеогеографический аспект) (Под редакцией И.П. Карташова). М.: Наука, 1983. 214 с.

Nikolskiy P.A., Basilyan A.E., Sulerzhitsky L.D., Pitulko V.V. Prelude to the Extinction: Revision of the Achchagyi-Allaikha and Berelyokh mass accumulations of mammoth // Quaternary International. – 2010. – Vol. 219. P. 1–25.

Pitulko V.V. The Berelekh Quest: A Review of Forty Years of Research in the Mammoth Graveyard in Northeast Siberia // Geoarchaeology, 2013. Vol. 26, № 1. P. 5–32.

Pitulko V.V., Basilyan A.E., Pavlova E.Y. The Berelekh Mammoth "Graveyard": New Chronological and Stratigraphical Data from ther 2009 Field Season // Geoarchaeology, 2014. Vol. 29. P. 277–299.

A.V. Lozhkin

THE BERELEKH MAMMOTH POPULATION: ENVIRONMENTAL CONDITIONS AND RADIOCARBON AGE

The paper describes the results of comprehensive studies of The Berelekh mammoth grave-yard: cryogenic characteristics of the accommodating deposits, palynological data and results of radiocarbon dating.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 74, 2015 г.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЛЕДНИКОВЫХ МОРФОЛИТОСТРУКТУР ПОДМОСКОВЬЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Н.Г. Судакова[1], С.С. Карпухин[2] , А.Е. Алтынов[3]

[1]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,ng.sudakova@mail.ru
[2]Акционерное Общество «Научно-исследовательский институт точных приборов», Москва, Россия, stanislav_karp@mail.ru,
[3]Московский государственный университет геодезии и картогра-фии (МИИГАиК) Москва, Россия, alt010149@yandex.ru,

Проанализированы результаты комплексных исследований опорных разрезов Подмосковья и материалы изучения ледниковых морфолитоструктур с привлечением аэрокосмических данных, что позволило сделать выводы по ледниковой стратиграфии, геоморфологии и палеогеографии региона. В Северном Подмосковье выделяются маркирующие горизонты днепровской, московской и калининской морен. Выявленные ди-агностические критерии строения и состава позволяют достоверно их распознавать и коррелировать в пределах центрального региона. Воссозданы расположение и конфигурация элементов инфраструктуры разновозрастных краевых зон московского и калининского ледниковых покровов, уточнены границы их максимального распространения и стадий ареальной дегляциации.

Ключевые слова: оледенение, краевая зона ледника, морфолитоструктуры, ледниково-денудационный рельеф, гляциодинамические нарушения, минералогическая ассоциация, цифровая модель рельефа.

Сложный комплекс ледниковых морфолитоструктур широко представлен на Клинско-Дмитровской возвышенности. Разновозрастные краевые образования, фиксирующие стадии подвижек московского и калининского оледенений, оказали большое влияние на геоморфологический облик и особенности строения четвертичного покрова территории Московского региона. Актуальность комплексного палеогеографического анализа краевых ледниковых зон определяется дискуссионностью вопросов диагностики и динамики стадиальных образований при имеющих место стратиграфических разногласиях и неоднозначной трактовке границ распространения московского и калининского оледенений [Алексеев и др.,1997; Разрезы…, 1977; Лазуков и др., 1982; Московский ледниковый..., 1982; Реконструкция..., 2008 и др.]. Несмотря на представительность изученных разрезов плейстоценовых отложений и полученные репрезентативные данные анализов, до сих пор не нашел однозначного решения ряд насущных проблем. Это касается признания самостоятельности днепровского и московского оледенений; нет единогласия в вопросе проведения границ распространения разновозрастных оледенений и их стадий; не нашла всеобщего признания масштабность калининского оледенения в Верхневолжском бассейне. В итоге периодически обновляемые региональные стратиграфические схемы, составленные разными авторами, в отдельных, но существенных деталях не согласуются между собой. Особое значение приобретает реконструкция морфолитоструктур краевой зоны и границ максимального распространения калининского оледенения.

Проведенные детальные комплексные исследования опорных разрезов Подмосковья и новые материалы изучения ледниковых морфолитоструктур с привлечением аэрокосмической информации позволяют более обоснованно подойти к реконструкции ледниковых событий неоплейстоцена. Они дают дополнительную информацию для уточнения границ распространения и динамики последнего для данного региона калининского оледенения и детализации элементов инфраструктуры разновозрастных краевых зон в целях уста-

новления палеогеографических закономерностей ледникового морфолитогенеза.

В связи с изложенным были определены непосредственные задачи исследования. Они состоят в следующем: а) оптимизация методики дешифрирования морфолитоструктуры краевых зон оледенений с использованием преимуществ цифровой модели рельефа, созданной с использованием аэрокосмической информации; б) обоснование стратиграфической основы палеогеографических реконструкций в регионе; в) синтезирование литолого-геоморфологической характеристики морфолитосистем; г) реконструкция инфраструктуры краевых ледниковых зон северного Подмосковья на основе комплексного палеогеографического анализа; д) уточнение дислокации и конфигурации ледниковых морфоструктур с помощью цифровой модели рельефа.

В процессе обобщений использованы результаты многолетних комплексных исследований [Реконструкция…, 2008 и др.] и новые материалы палеогеографических реконструкций [Судакова, Карпухин, Алтынов, 2014]. Благодаря полученным и обновляемым фактологическим данным создаются необходимые условия для реализации поставленных задач.

Клинско-Дмитровская ледниково-денудационная возвышенность, характеризующаяся преимущественно холмисто-грядовым ледниковым рельефом с а.о. 250–280м., крутым северным уступом обращена к Верхневолжской низине, а с юго-востока окаймляется аллювиально-зандровой равниной. Средние отметки коренного цоколя останцовой возвышенности составляют 150–200м. У северного подножья гряды прослеживается древняя погребенная долина с переуглублением русла ниже отметки 50м. Особенности рельефа коренных пород (таких, как карбоновое плато на западе области и мезозойской возвышенной равнины в центре и на востоке) предопределили положение главных ледоразделов Ладожского ледникового потока и его радиальную структуру и динамику: расположение срединных и угловых массивов, разделяющих ледниковые лопасти и языковые бассейны, ложбины стока ледниковых вод и другие элементы инфраструктуры краевых образований (рис. 1).

На северных склонах Клинско-Дмитровской гряды создавались оптимальные условия для развития гляциодинамических нарушений в условиях напора наступающего ледника, а также благоприятная обстановка для формирования зоны разгрузки влекомого обломочного материала при снижении скоростей движения и накопления аккумулятивных гряд. Гляциодинамические факторы играют важную роль в процессе ледового морфолитогенеза [Лаврушин, 1976]. Под влиянием гляциодинамических факторов в определённых условиях формируется чешуйчато-надвиговая структура ледникового покрова, что отражается в чешуйчатом строении напорных морен и радиальной дифференциации ледниковых лопастей. При этом активизация экзарационно-аккумулятивной деятельности периферического ледникового покрова зависит от особенностей доледникового рельефа.

Характерным примером может служить гляциальная обстановка на северной окраине Клинско-Дмитровской гряды (рассматриваемая территория выделена желтым прямоугольником на рис. 6), где в условиях максимальной динамической напряжённости чешуйчато-надвиговые подвижки льда сопровождались продольными (по ходу движения) разломами/разрывами (рис. 2). Последние приурочены, как правило, к унаследованным радиально-ориентированным понижениям подстилающей поверхности и участкам древних долин. Впоследствии при отступании края ледника эти сектора осваивались языковыми бассейнами и талыми ледниковыми водами (см. рис. 1).

На фоне литоморфоструктур воссоздана потоковая структура московского и калининского ледниковых покровов [Судакова, 2005]. Московский регион расположен в основном в сфере влияния Ладожского потока – его восточных ответвлений, контролирующих западные сектора Фенноскандии, кристаллические породы которой богаты гранатом, цирконом, турмалином и другими акцессорными минералами. И только северо-восточная окраина Московской области к востоку от Краснохолмско-Загорского ледораздела тяготеет к Онежскому потоку, поставлявшему в изобилии амфиболы, пироксены и другие руководящие минералы. Таким образом, крупные ледоразделы разграничивали сферы влияния различных секторов Скандинавской питающей провинции. К «островным» доледниковым возвышенностям и срединным массивам приурочены ледоразделы низших порядков: Селижарово-Мятлевский, Рузо-Малоярославецкий, Чисмено-Вороновский, Теплостанский, – регулирующие направление движения потоков вещества через транзитные питающие провинции. С учетом замеров ориентировки обломков в морене реконструированы направления движения вдоль ледниковых лопастей: Исменской, Истринской, Яхромско-Яузской, Верхнедубнинско-Шернинской. (см. рис. 1) В соответствии с маргинальной и радиальной структурой покрова обособлены гляциодепрессии: Ламская, Пахринско-Москворецкая, Нерльская.

В числе элементов маргинальной структуры выделяются стадиальные и фазиальные краевые

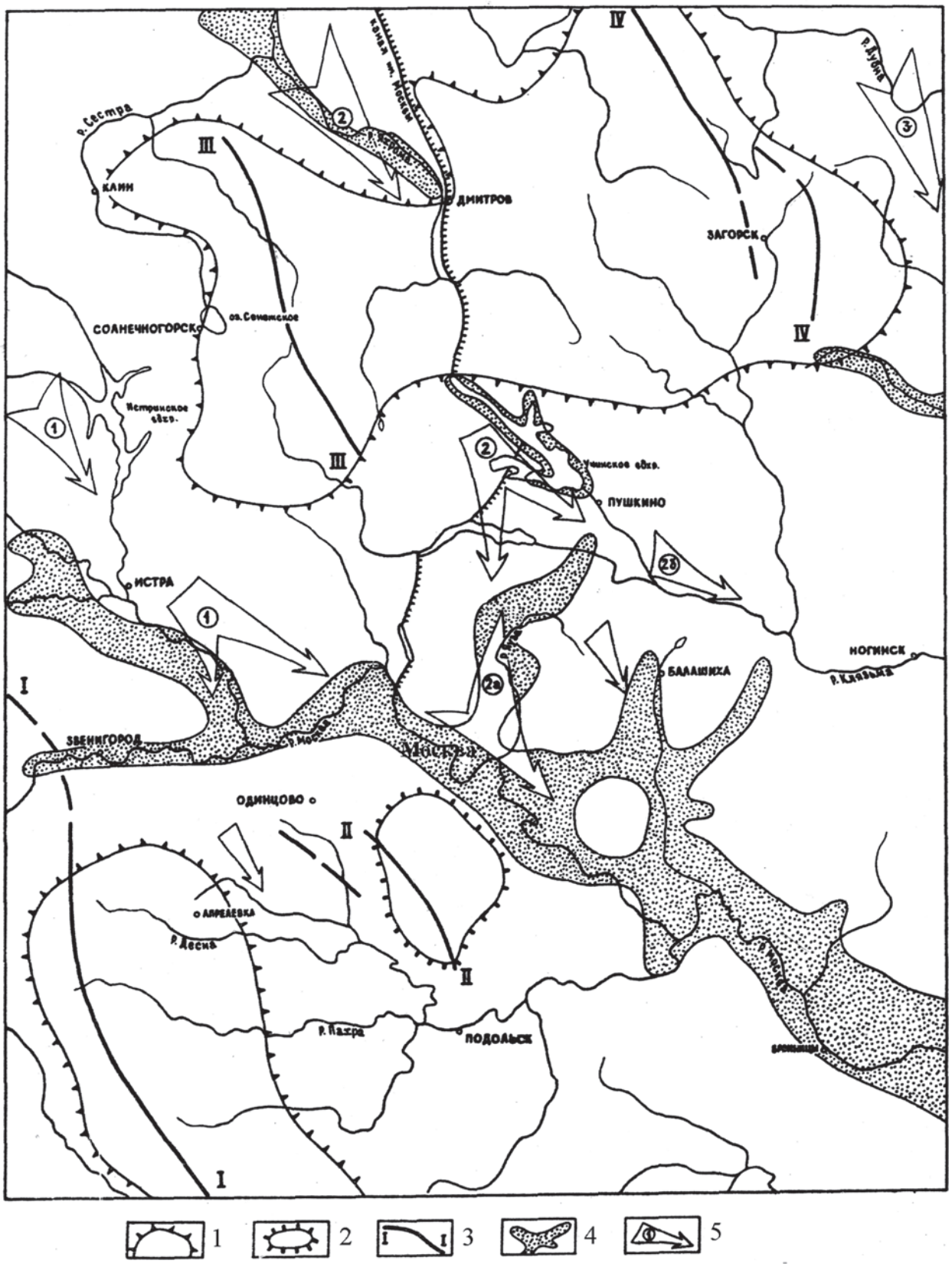


Рис. 1. Радиальная структура московского ледникового покрова Подмосковья.

1 – «островные» возвышенности; 2 – срединные массивы; 3 – линии ледоразделов:1 – Чисменско-Вороновский, II – Теплостанский, III – Клинско-Сходненский, IV – Бежецко-Загорский; 4 – древние речные долины (ниже 120м а.о.); 5 – направления движения ледниковых потоков (1 – Истринского, 2 – Яхромско-Яузского, 3 – Верхнедубнинского).

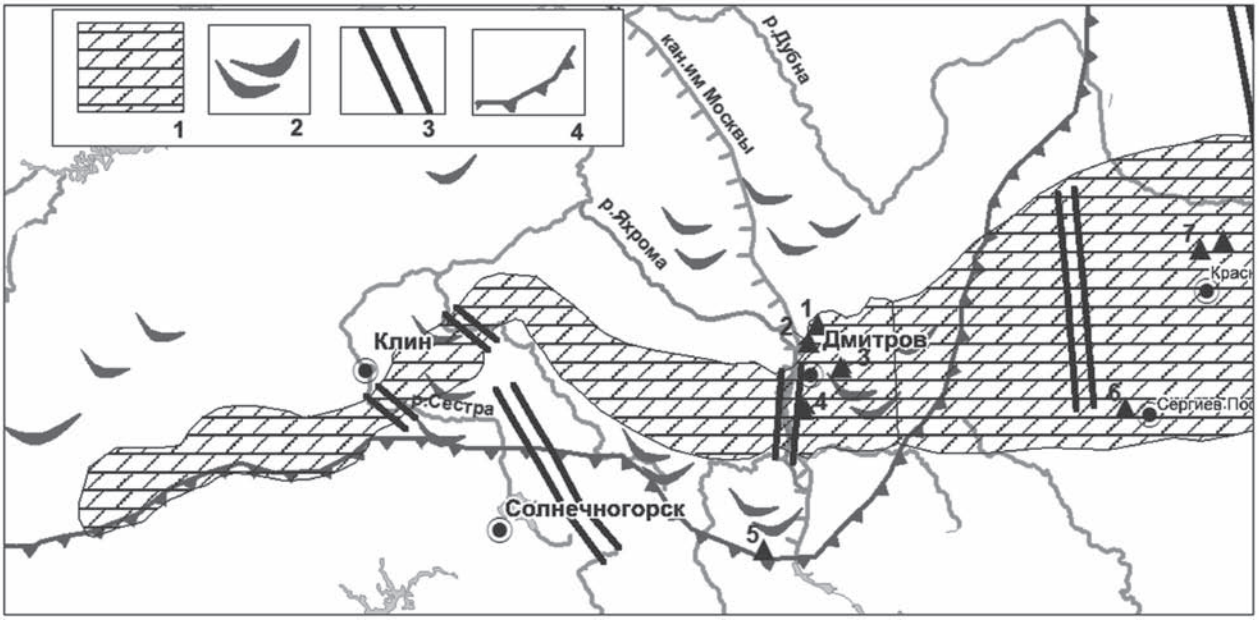


Рис. 2. Краевая гляциодинамическая ледниковая зона на северном склоне Клинско-Дмитровской гряды
1 – краевая зона калининского оледенения; 2 – конечно-моренные гряды; 3 – линии предполагаемых разломов/разрывов на краю ледникового покрова; 4 – граница калининского оледенения. Местоположение карьеров и опорных разрезов: 1) Кирпичный завод; 2) Мясокомбинат; 3) Борисова Гора; 4) Дачное; 5) Спас-Каменский; 6) Сергиев Посад; 7) Кунья.

образования. При диагностике разновозрастных краевых зон существенную роль играет анализ четвертичного покрова (мощностью от 10 до 50м) и обоснованность стратиграфических построений. Большое значение для решения вопросов стратиграфического расчленения среднего и позднего неоплейстоцена данного региона имеют детально изученные опорные разрезы [Лазуков и др., 1982; Судакова и др., 1997; Реконструкция..., 2008]. В результате проведенных комплексных исследований опорных разрезов (в окрестностях г. Дмитрова, нас. пп. Дачное, Клусово, Ольгово, а также Спас-Каменского под Икшей, на р. Кунье Загорская ГАЭС и др.), на основе согласующихся литологических, биостратиграфических и геохронологических данных была доказана стратиграфическая позиция среднеплейстоценовых и позднеплейстоценовых маркирующих горизонтов [Реконструкция..., 2008]. Принципиальная позиция в отношении признания в регионе калининского оледенения (МИС 4) основывается на том, что поверхностная морена мощностью до трех метров в окрестностях г. Дмитрова перекрывает микулинский торфяник [Боярская и др., 1983]. По серии ТЛМ-датировок эта морена имеет возраст порядка 80–94 т.л., а перекрывающие её лёссовидные суглинки – около 40 т.л. [Судакова и др., 1997].

Новые материалы комплексных ПГ исследований, полученные в пределах Клинско-Дмитровской возвышенности, позволяют более обоснованно подойти к расчленению четвертичной толщи Подмосковья. Они дают дополнительную информацию для решения проблемы множественности оледенений, а также для уточнения границы распространения последнего для данного региона оледенения. В этом отношении большой интерес для стратиграфии региона представляют вскрывающиеся толщи четвертичных отложений в окрестностях г. Дмитрова. Сводная колонка Дмитровского разреза составлена на основе сопоставления конкретных разрезов, описанных в стенках карьеров: Дачное, у мясокомбината, урочища Табор, Борисова Гора, у кирпичного завода (рис. 3). Эти обследованные местонахождения приурочены к восточному ответвлению древней Яхромско-Дмитровской ложбины. По условиям залегания, особенностям строения и состава выделяются 7 разновозрастных толщ, включающих 10 слоев (снизу вверх): 1) подморенные пески, 2) прослой темно-коричневого моренного суглинка (днепровского), 3) мощная сложно построенная межморенная гравийно-песчаная пачка аллювиальных отложений, 4) опесчаненная московская морена преимущественно плитчатой текстуры (при наличии сланцеватой и чешуйчатой) мощностью до 10 м, 5) переслаивание озёрных супесей, суглинков, торфянистых гиттий, торфа времени микулинского межледниковья, 6) завалуненная верхняя красновато-бурая калининская морена средней мощности 1–3м, 7) лёссовидные безва-

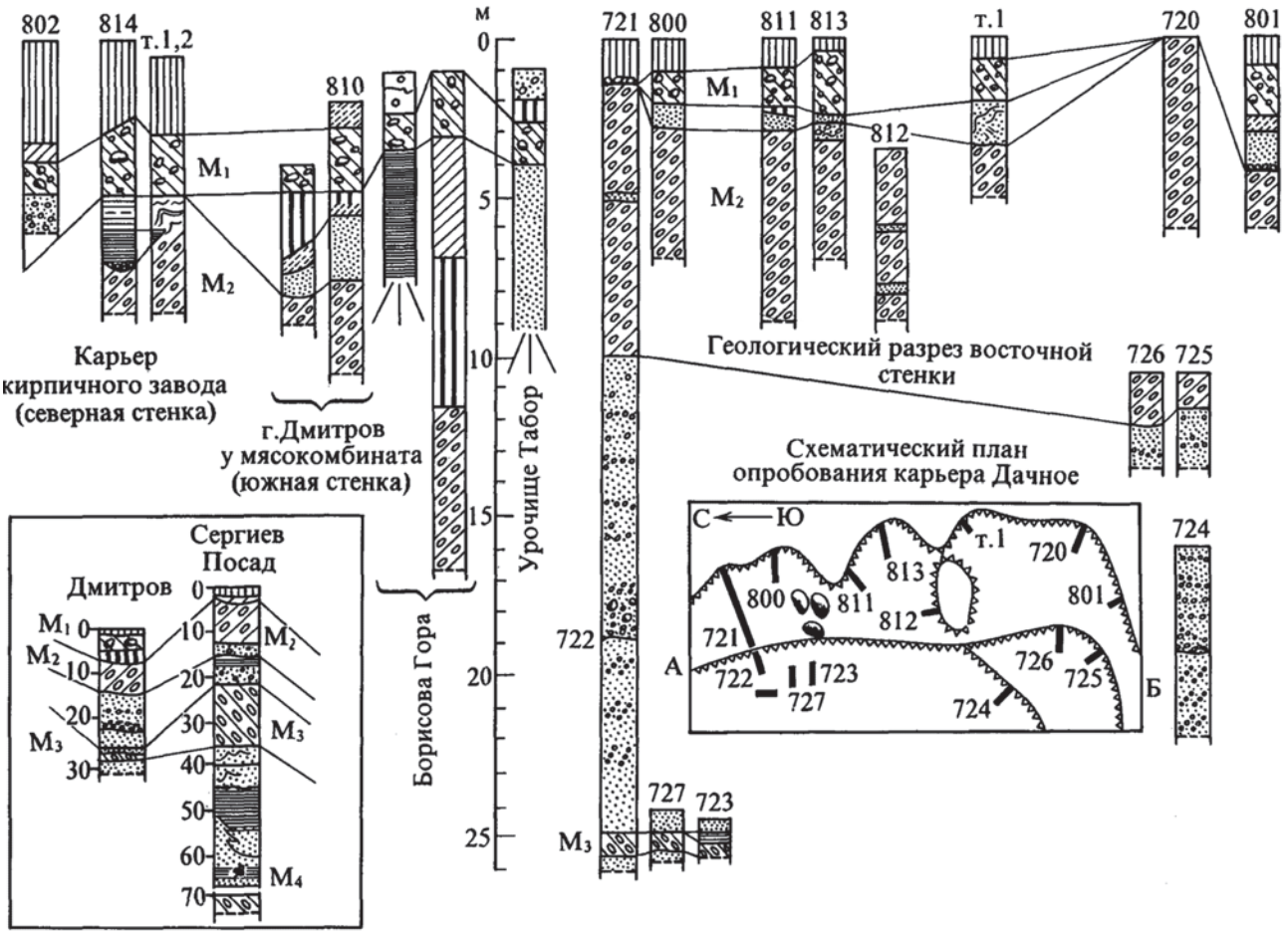


Рис. 3. Строение разрезов неоплейстоценовых отложений в окрестностях г. Дмитрова.
Разновозрастные морены: М1 – калининская, М2 – московская, М3 – днепровская

лунные суглинки. Выявлены специфические особенности вещественного состава каждого горизонта морен – различия в текстурах, структуре заполнителя, морфоскопии зёрен, в минералогических и петрографических спектрах из гравийных, крупно- и мелкопесчаных фракций [Боярская и др., 1983; Судакова и др., 1997].

Для установления следов позднеплейстоценового оледенения в северном Подмосковье принципиально важна объективная палеогеографическая интерпретация торфяника на окраине г. Дмитрова у мясокомбината и в урочище Борисова Гора. Здесь под двухметровой покровной мореной вскрываются слоистые супесчаные осадки с прослоями органогенного материала и мощной линзой торфа, который прослеживается по простиранию на 30–40м. Его микулинский возраст подтверждается повторным спорово-пыльцевым анализом [Боярская, Крамаренко, Судакова, 1983]. Установленный межледниковый характер растительности во время накопления подстилающих верхнюю морену отложений дает надёжное основание для отнесения последней к самостоятельному калининскому оледенению.

Нижний возрастной предел этого ледникового горизонта определяется термолюминесцентной (ТЛ) датировкой 123±7 тыс. лет (ТЛМ-322) подстилающей морену песчаной толщи [Судакова и др. 1997]. Сходные результаты абсолютного датирования получены независимым методом оптически стимулированной термолюминесценции [Алексеев и др., 1997]. Калининской морене присущи: красновато-бурая окраска, обилие гравийных и мелкогалечных включений, четко выраженная плитчатая текстура, свидетельствующая о принадлежности к фации основной морены, высокая (до 68%) опесчаненность, наличие характерных новообразованных агрегатов с железисто-марганцовистым цементом.

Совместное нахождение в одном разрезе трёх моренных горизонтов (днепровской, московской, калининской), разделённых межледниковыми осадками, чёткие стратиграфические взаимоотношения между ними (см. рис. 3) и достаточно

выразительные литолого-минералогическая и спорово-пыльцевая характеристики толщ ставят Дмитровский разрез в разряд эталонного для стратиграфических построений и палеогеографических реконструкций в части среднего и позднего плейстоцена. Установленные особенности строения и состава ледниковых и межледниковых горизонтов приобретают корреляционное значение.

Близлежащий разрез Спас-Каменского карьера в окрестностях г. Икши хорошо дополняет Дмитровский, имея много общего в стратификации горизонтов. Здесь также фиксируются три разновозрастные моренные толщи, разделённые межморенными слоями (рис. 4). Серия ТЛ-датировок, полученных из разных пластов, в совокупности с контрастной минералогической характеристикой подтверждает разновозрастность трех ледниковых горизонтов [Судакова и др.,1997]. Достоверная термолюминесцентная датировка 94 ± 9 тыс. лет (ТЛМ-328) из песка в подошве верхней морены подтверждает её позднеплейстоценовый возраст. По сумме литолого-геологических данных она сопоставима с калининской мореной под Дмитровым. Сама моренная супесь имеет датировку около 88 тыс. лет, что хорошо согласуется с результатами по Дмитровскому разрезу. Покровные лессовидные суглинки, перекрывающие морену, датируются поздним валдаем – 42 и 24 тыс. лет.

Серия из пяти датировок второй от поверхности московской морены мощностью от 2 до 7м располагается в интервале 154–196 тыс. лет. Возраст более мощной (10–12м) днепровской морены, судя по полученным ТЛ датам, не моложе 280 тыс. лет. Следовательно, от конца днепровского до начала московского оледенения прошло не менее 100 тыс. лет, что не противоречит представлениям о самостоятельности этих двух среднеплейстоценовых оледенений [Судакова, 2005].

Таким образом, литолого-минералогические характеристики отложений северного склона центральной части Клинско-Дмитровской гряды в сочетании с биостратиграфическими данными, подкрепленными серией ТЛ дат, – позволяют уверенно подразделять здесь ледниковый комплекс на самостоятельные горизонты: днепровский, московский, калининский. Наиболее уверенно по комплексу признаков коррелируются маркирующие среднеплейстоценовые ледниковые горизонты. Граница максимального продвижения в этом секторе калининского оледенения устанавливается по Яхромскому ледниковому языку, продвигавшемуся вдоль сквозной прадолины р. Яхромы, внедряясь в северное подножье возвышенности.

Большим своеобразием отличается строение новейших отложений во вновь открытом и впервые изученном представительном разрезе, вскрывающемся в долине р. Куньи левого притока р. Дубны в 20км к СВ от г.Сергиев-Посад. на территории проектируемой ГАЭС. В гигантском котловане нижнего бьефа и в каскаде более мелких карьеров в верхнем створе сооружений открывались уникальные возможности для наблюдения в свежей стенке выемки высотой около 70м сложно построенную пятидесятиметровую толщу неоплейстоценовых отложений, залегающую на меловых песках (рис. 5).

Чётко прослеживаются стратиграфические взаимоотношения горизонтов, характер их контактов, фациально-генетические переходы. В строении этого интереснейшего разреза принимают участие не менее семи разновозрастных разногенетических пачек отложений, включающих 11 слоев. Три маркирующие моренные горизонта перемежаются с межморенными песчано-глинистыми осадками. Верхняя красно-бурая морена монолитной текстуры мощностью 7–10м и вторая сверху тёмнокоричневая морена с отторженцами и гляциодислокациями мощностью 10–20м, как правило, разделены песчано-гравийными отложениями неравномерной мощности (от 2-х до 10-и метров). По условиям залегания, цвету, текстурным особенностям, соотношению местных и эрратических компонентов минералогического и петрографического спектра верхняя морена ассоциируется с московской, а нижележащая сходна с днепровской.

Особую определенность в стратиграфические построения вносят результаты палинологического анализа двенадцатиметровой пачки аллювиальных и озерных осадков, подстилающих днепровскую морену [Боярская и др., 1983]. Особенности спорово-пыльцевых спектров (богатство флоры, наличие некоторых реликтовых элементов, присутствие хвойных пород во время господства широколиственных, а также произрастание граба одновременно с пихтой) свидетельствуют о лихвинском возрасте вмещающих отложений, которые залегают гипсометрически ниже современного уреза рек. Таким образом, получены биостратиграфические доказательства среднеплейстоценового возраста перекрывающей лихвинские слои днепровской морены. Маркирующие горизонты днепровской и вышележащей московской морен четко различаются по контрастной литолого-минералогической характеристике, что обусловлено кардинальной перестройкой палеогеографической обстановки ледникового литогенеза. Возраст древнейшей долихвинской морены здесь пока уточнить не удается. Что касается калининской морены, то её следов на возвышенной северо-восточной части Клинско-Дмитровской гряды не обнаружено.

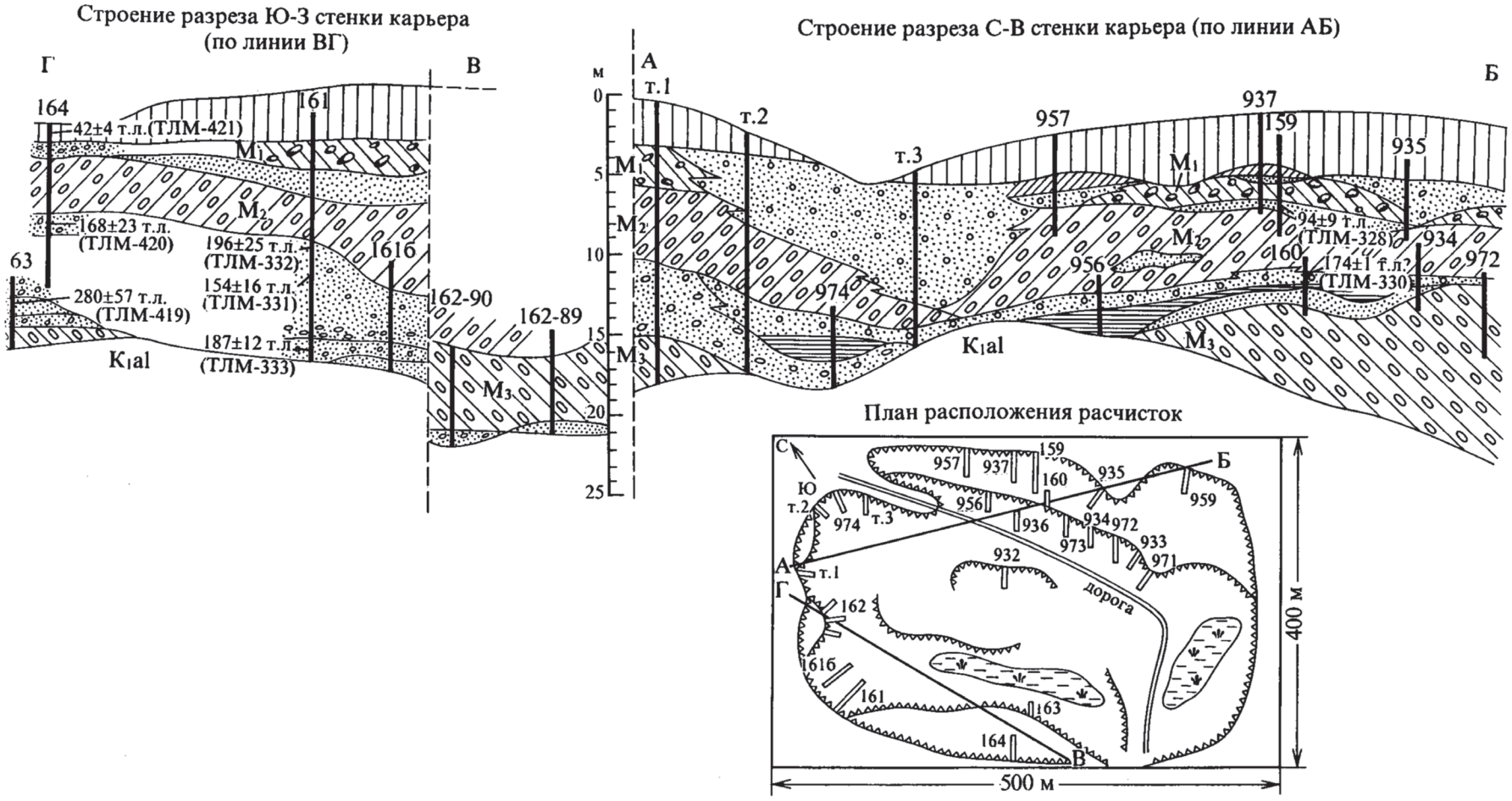


Рис. 4. Строение разрезов неоплейстоценовых отложение в Спас-Каменском карьере.

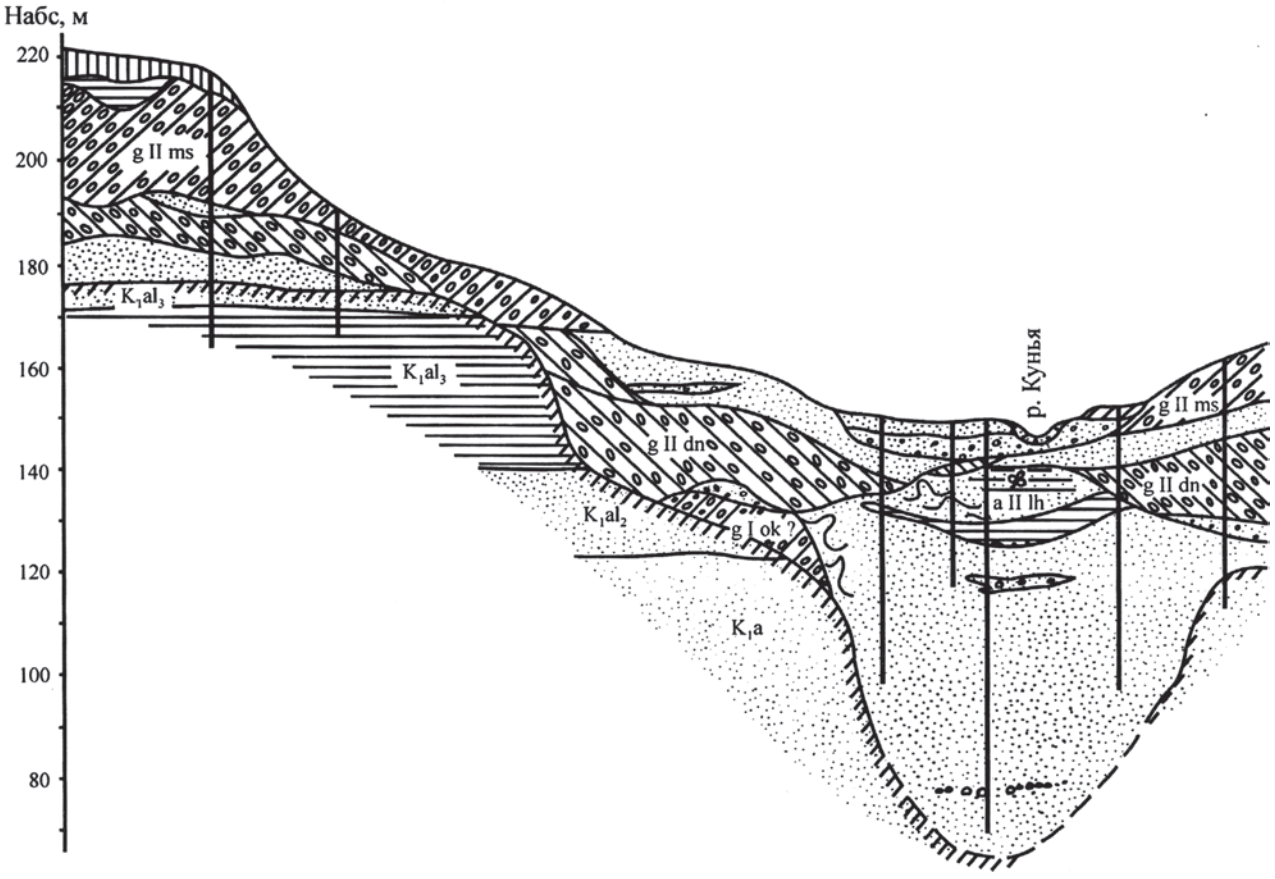


Рис. 5. Строение разрезов неоплейстоценовых отложений в долине р. Куньи.

Проведенные исследования свидетельствуют о наличии на территории Клинско-Дмитровской возвышенности четырех разновозрастных моренных горизонтов, различающихся между собой по литолого-минералогическим характеристикам. Так, третья от поверхности днепровская морена коричневато-бурой окраски и мощностью до 10–12м, в отличие от московской и калининской, насыщена минералами из местных подстилающих пород и транзитных провинций – глауконитом, сидеритом, сульфидами, а также турмалином, ставролитом, ильменитом, дистеном. В спектре, как правило, доминируют гранат и эпидот. Московская рельефообразующая морена красноватых тонов и мощностью до 10м более гравилиста. В её минералогическом составе доминируют дальнеприносные компоненты Балтийской питающей провинции – амфиболы и пироксены (до 25–44%), содержание которых почти вдвое превышает показатели днепровской морены, а гранат и эпидот занимают подчиненное положение (таблица). Минералогическую ассоциацию московской морены, четко отличающуюся от днепровской, можно определить как эпидот(10%) – гранат (18%) – роговообманковую (22%) при минимальном содержании минералов-индикаторов местных питающих провинций (см. таблицу). Калининская красно-бурая опесчаненная морена выделяется повышенным содержанием руководящей роговой обманки, значительной ожелезненностью заполнителя и особой морфоскопией терригенных зерен. В ней выявляется устойчивая триада руководящих минералов – гранат-дистен-ставролит.

Таким образом, минералогические спектры разновозрастных морен достаточно индивидуальны и различимы между собой. По сумме показателей третья от поверхности морена сопоставляется с днепровским горизонтом смежной территории; вышележащая морена по характерным показателям коррелируется с московским горизонтом центральных районов, а верхняя морена уверенно соотносится с калининским оледенением. При этом наблюдается тенденция направленной изменчивости минералогического состава морен вверх по стратиграфической колонке: от более древних к более молодым горизонтам возрастает доля дальнеприносных компонентов (в первую очередь скандинавской роговой обманки) за счет сокращения местного материала (см. таблицу). Эти диагностические литолого-минералогические по-

Таблица. Направленные изменения в содержании руководящих минералов в разновозрастных моренах Дмитровско-Московского округа (осреднённые данные, %)

Возрастные подразделения морен	Выборка (количество проб)	Руководящие минералы		
		Роговая обманка	Эпидот	Гранат
Kl	7	26,5	15,2	17,9
Ms	102	22,4	9,9	18,9
Dn	46	17,6	7,8	16,9
Ok	10	13,9	7,5	12,5

казатели состава разновозрастных морен могут служить одним из корреляционных региональных признаков.

В связи с дискуссионностью вопроса о продвижении калининской морены в северное Подмосковье следует особо подчеркнуть совокупность установленных фактов и критериев её выделения: 1) залегание данного ледникового горизонта между покровными лёссовидными суглинками и озерно-болотными отложениями микулинского возраста; 2) достаточная (до 3м) мощность и текстурные признаки, свойственные фации основной морены; 3) сходные результаты абсолютного датирования, полученные различными методами – термолюминесцентным (ТЛ) [Судакова и др., 1997] и оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) [Алексеев и др., 1997]; 4) расположение опорных разрезов вдоль оси сквозной долины, унаследованной современной р. Яхромой, по которой в благоприятных условиях мог продвигаться язык калининского ледника. Свидетельство тому – система дугообразных конечно-моренных гряд, присутствие морен напора, гляциодислокаций, а также отторженцев в морене из микулинского торфяника. Граница максимального продвижение калининского оледенения здесь устанавливается по конфигурации Яхромского ледникового языка.

Для регионального и локального изучения морфогенеза наиболее значимым, с нашей точки зрения, ресурсом является цифровая модель рельефа, создаваемая по данным спутниковой радиолокационной съемки с борта многоразового космического аппарата Shuttle. Эта модель рельефа, в научных кругах известная как SRTM, опубликована в [The shuttle radar.., 2000] и характеризуется следующими параметрами: шаг сетки данных порядка 30 секунд дуги (60Х90 метров для средних широт), а точность по высоте порядка 15 метров. Данная модель с необходимой для поставленной задачи детальностью отображает пластику и расчлененность дневной поверхности поздними эрозионными процессами (рис.6) [Судакова, Карпухин, Алтынов, 2014, Алтынов, Карпухин, 2015]. На базе крупномасштабной цифровой модели рельефа детально воссоздана радиально-маргинальная гляциоморфоструктура разновозрастных краевых зон. Сопряженный палеогеографический анализ ледниковых морфолитосистем с привлечением аэрокосмической информации позволяет уточнить дислокацию элементов инфраструктуры разновозрастных краевых зон и установить закономерности развития ледникового морфолитогенеза (рис. 7 и рис. 8).

В сфере деятельности Ладожского ледникового потока реконструированы ледоразделы разного ранга: Кувшиново-Уваровский и Бежецко-Загорский, ограничивающие Ладожский сектор, а также ледоразделы низших порядков – Шаховско-Боровский, Волоколамско-Крестовский, Клинско-Сходненский и Теплостанский, разграничивающие гляциодепрессии, осваиваемые ледниковыми потоками, и направляющие движение ледниковых лопастей (Нарской, Истринской, Яхромской) и выводных языков (см. рис. 1). Среди элементов маргинальной структуры четко прослеживаются стадиальные и фазиальные краевые гряды и подпрудные бассейны, образующиеся в процессе ареальной дегляциации.

На карте-схеме (рис. 8) показана наиболее вероятная граница максимального продвижения калининского покрова вдоль северного подножья Клинско-Дмитровской возвышенности по сквозной прадолине р. Яхромы, что согласуется со стратиграфическими данными. К северу от этой геоморфологической границы протягиваются разрозненные аккумулятивные гряды, сложенные в полосе Клусово-Ольгово напорной мореной.

Таким образом, интерактивное гляциоморфологическое дешифрирование цифровой модели рельефа северного Подмосковья, созданной на основе данных специальной космической съемки, позволяет реконструировать инфраструктуру краевых ледниковых образований, уточнить границу максимального продвижения калининского ледникового покрова и стадий его ареальной дегляциации. Установленные на Клинско-Дмитровской

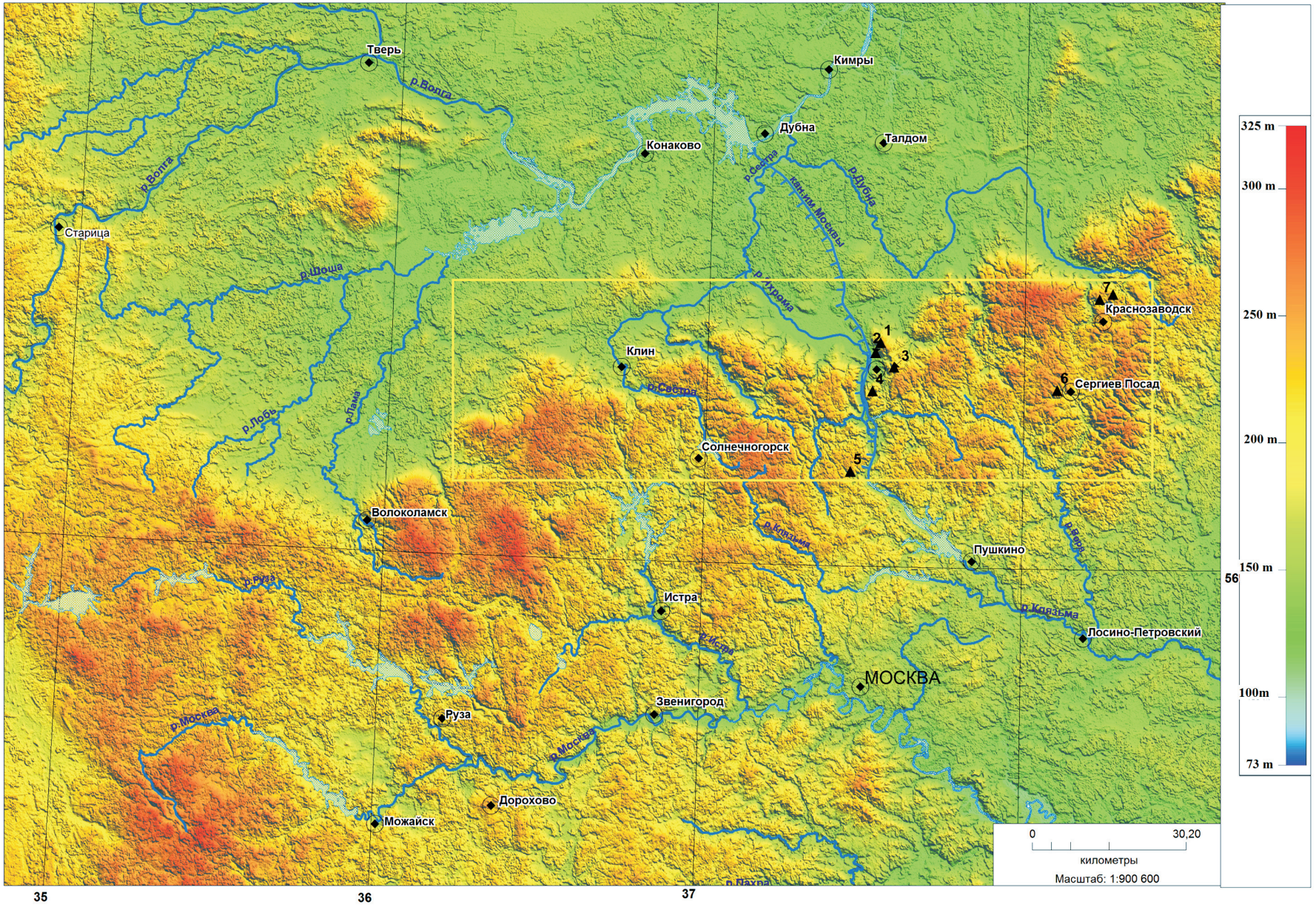


Рис. 6. Цифровая модель рельефа северного Подмосковья.

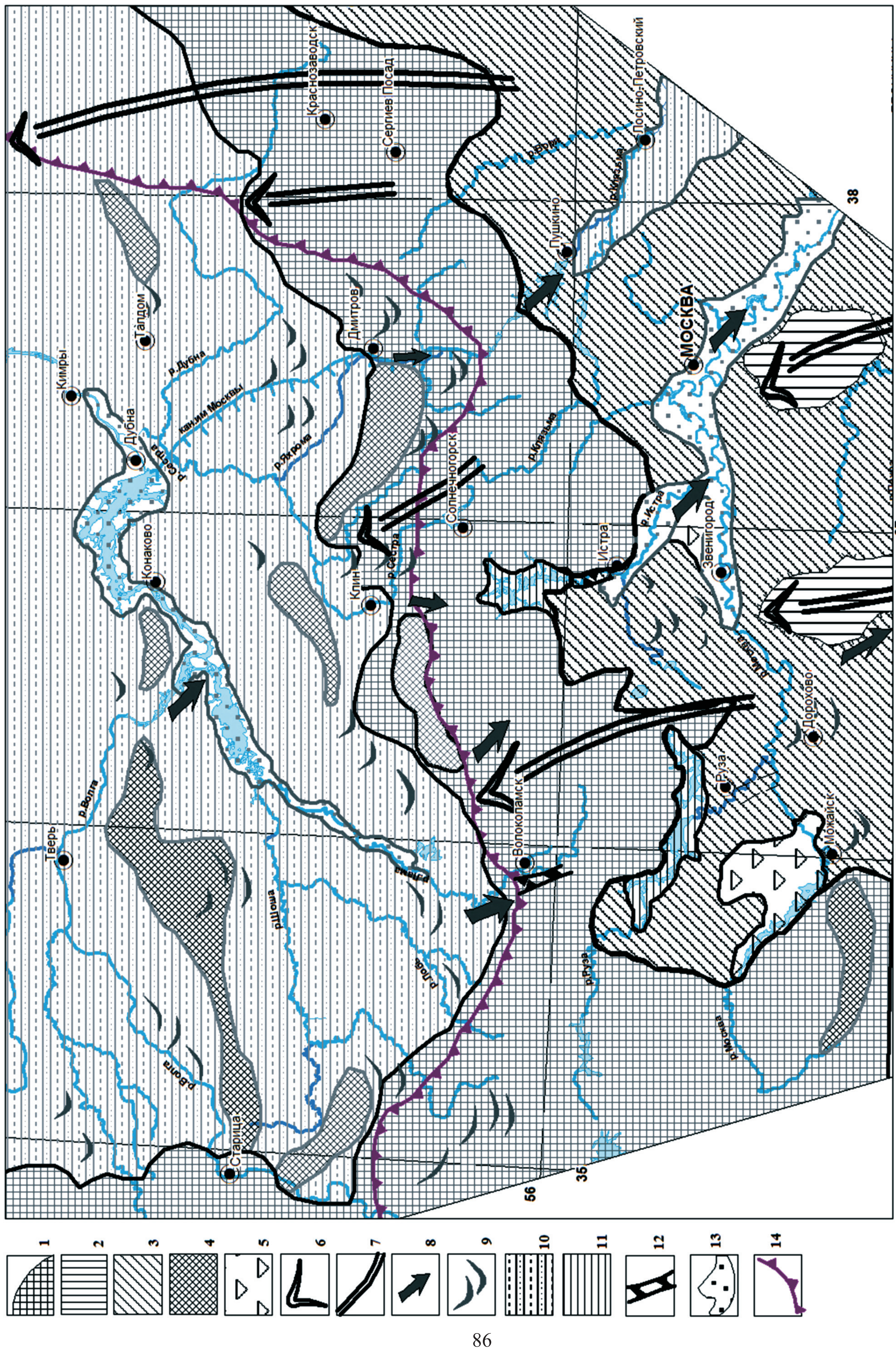

Тверь
Старица
Конаково
Дубна
Кимры
Талдом
Дмитров
Клин
Солнечногорск
Краснозаводск
Сергиев Посад
Пушкино
Лосино-Петровский
МОСКВА
Истра
Звенигород
Дорохово
Руза
Можайск
Волоколамск
р.Волга
р.Дубна
кан.им Москвы
р.Яхрома
р.Сестра
р.Клязьма
р.Истра
р.Руза
р.Москва
р.Шоша
р.Воря
56
35
36
37
38
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Рис. 7. Гляциогеоморфологическая карта-схема Подмосковья.

I. Ледниковые формы рельефа: 1 – грядово-холмистый рельеф островных возвышенностей, 2 – срединные массивы, 3 – холмистая мореная равнина, 4 – крупные фронтальные моренные гряды, 5 – гляциодепрессии, 6 – угловые массивы, 7 – линии ледоразделов, 8 – направление движения ледниковых потоков, 9 – конечно-моренные гряды II. Вводно-ледниковые формы рельефа: 10 – водно-ледниковая низменная равнина, 11 – межморенные озерные котловины, 12 – ложбины стока талых ледниковых вод. III. Прочие обозначения: 13 – древние речные долины – ниже 120м а.о. в Москворецком бассейне и с переуглубленным руслом ниже 100–50м а.о. в Верхневолжской низине, 14 – граница калининского оледенения.

гряде пространственно-временные закономерности формирования и развития гляциоморфолитосистем согласуются с палеогеографическими и стратиграфическими выводами, полученными по Ярославскому и Ржевскому Поволжью.

Целенаправленный анализ полученных результатов комплексных исследований позволяет обосновать важнейшие положения ледниковой стратиграфии, геоморфологического строения и палеогеографии региона. В заключение подчеркнем основные выводы:

1) По совокупности геологических, геоморфологических, лито- и биостратиграфических материалов под контролем геохронологических данных в Северном Подмосковье стратиграфически выше лихвинских слоев надежно выделяются маркирующие горизонты днепровской, московской и калининской морен. Выявленные диагностические критерии строения и состава позволяют достоверно их распознавать и коррелировать в пределах центрального региона.

2) На северном склоне Клинско-Дмитровской гряды надежно зафиксированы следы позднеплейстоценового калининского оледенения (МИС-4). Граница его максимального продвижения устанавливается по Яхромскому ледниковому языку вдоль погребенной долины, что получило палинологическое обоснование и геохронологическое подтверждение.

3) В результате сопряженного палеогеографического анализа с использованием преимуществ цифрового моделирования рельефа в Подмосковье воссозданы расположение и конфигурация элементов инфраструктуры разновозрастных краевых зон московского и калининского ледниковых покровов, отображенные на составленной карте (рис. 7). Уточнены границы их максимального распространения и стадий ареальной дегляциации.

Установленные пространственно-временные закономерности формирования гляциоморфосистем имеют важное значение для надежных палеогеографических реконструкций. Представительность изученных ключевых разрезов, результативность комплексного палеогеографического исследования и репрезентативность полученного аналитического материала – дают основания рассматривать территорию Северного Подмосковья в качестве опорного ареального стратотипа для изучения ледниковой ритмики среднего и позднего неоплейстоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00222)

Литература

Алексеев М.Н., Габлина С.С., Горецкий К.В., Лаврушин Ю.А., Хютт Г.И., Якименко Е.Р. Стратиграфические и геологические события среднего и позднего плейстоцена Подмосковья // Четвертичная геология и палеогеография России. – М. : ГЕОС, 1997. – С. 15–24.

Алтынов А.Е., Карпухин С.С. К вопросу геоинформационного моделирования рельефа для целей палеогеографических реконструкций // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы IX Всерос. совещания по изучению четвертичного периода (г. Иркутск, 15–20 сентября 2015 г.). – Иркутск : Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. 2015. – С. 14–15.

Боярская Т.Д., Крамаренко Г.С., Судакова Н.Г. Палеогеографическое и корреляционное значение опорного разреза в г. Дмитрове // Сб.: Природа – Население – Хозяйство. – Саранск, 1983. – С. 70–76.

Боярская Т.Д., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. К стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Клинско-Дмитровской возвышенности (разрез по р. Кунье) // Сб.: Природа – Население – Хозяйство. – Саранск, 1983. – С. 61–64.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. – М. : Наука, 1976. – 237 с.

Лазуков Г.И., Судакова Н.Г., Фаустов С.С. Анализ ледниковых отложений Клинско-Дмитровской возвышенности в связи с проблемами стратиграфии // Сб.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1982. – С. 86–100.

Московский ледниковый покров Восточной Европы. – М. : Наука,1982. – 240 с.

Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины // Под ред. К.К. Маркова. – М. : МГУ, 1977. – 198с.

Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена центра Русской равнины. – М. :

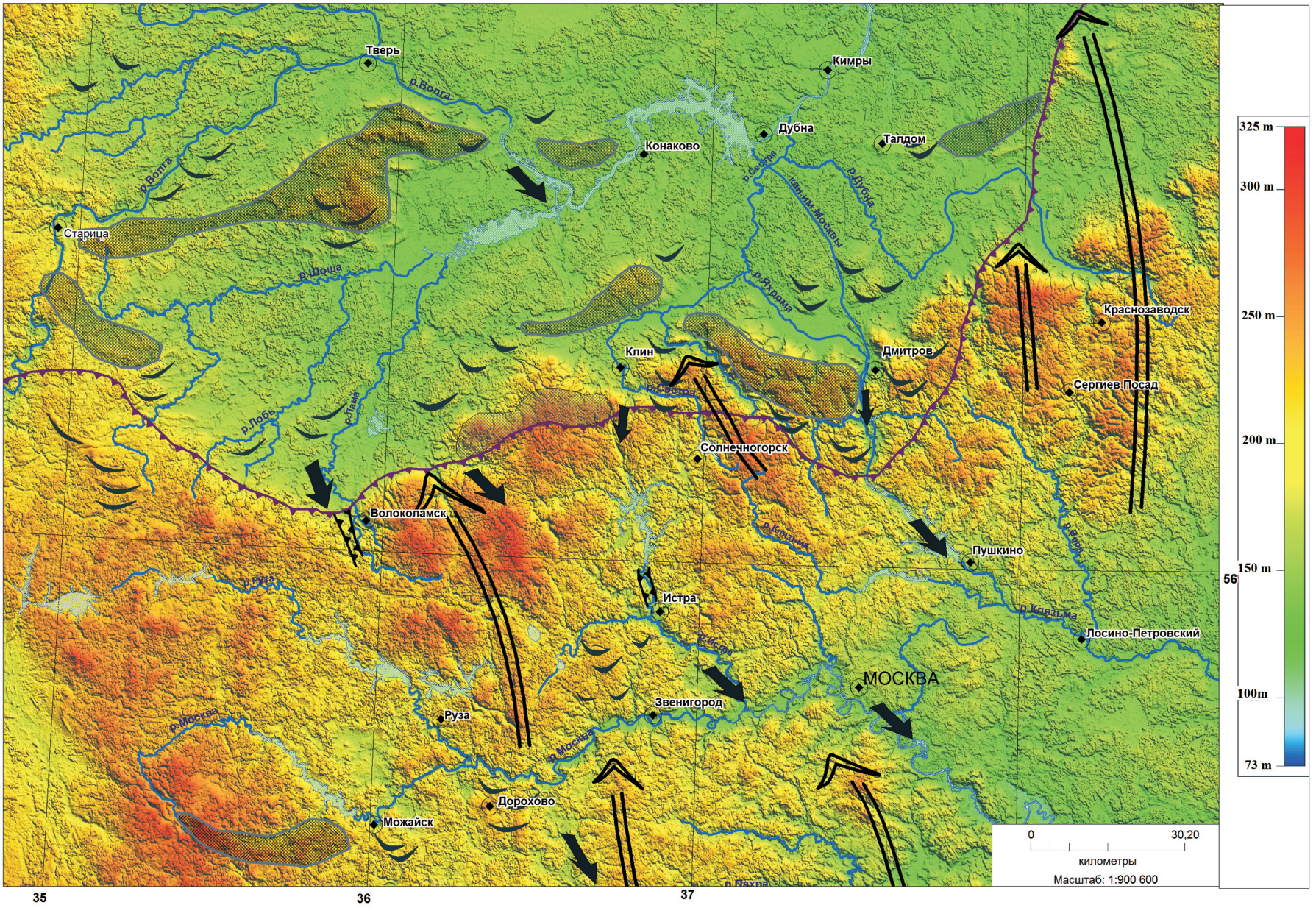


Рис. 8. Реконструкция инфраструктуры краевых ледниковых образований Подмосковья

Географический факультет МГУ, 2008.– 167с..
Судакова Н.Г. Ледниковая ритмика плейстоцена на Русской равнине. Проблемы и пути решения. // Горизонты географии. / К столетию К.К. Маркова.– М. : Географический факультет МГУ, 2005. – С. 150–158.
Судакова Н.Г., Введенская А.И., Восковская Л.Т., Писарева В.В. К проблеме стратиграфии плейстоцена Клинско-Дмитровской возвышенности. //Четвертичная геология и палеогеография. М. ГЕОС. 1997. С. 171–180.
Судакова Н.Г., Карпухин С.С., Алтынов А.Е. Реконструкция радиально-маргинальной структуры краевых ледниковых зон в Ярославском Поволжье с использованием космических данных. //Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. № 73. М. ГЕОС. 2014. С. 87–97.
The shuttle radar topography mission. / Farr Tom G., Hensley Scott, Rodriguez Ernesto, Martin Jan, Kobrick Mike. // CEOS SAR Workshop. Toulouse 26–29 Oct. 1999. Noordwijk. 2000, c. 361–363. Интернет, ресурс для получения SRTM.

N.G. Sudakova, S.S. Karpukhin, A.E Altynov

PALAEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS OF GLACIAL MORPHOLITHOGENIC STRUCTURES IN THE MOSCOW REGION BASED ON SATELLITE IMAGERY

Described are results of comprehensive studies of key geological sections in the Moscow Region and glacial morphology studies based on satellite imagery data, which provided outputs in glacial sttratigraphy, geomorphology and palaeogeography of the region. In the northern Moscow Region marker horizons of the Dnieper, Moscow and Kalinin morains are recognized. Diagnostics criteria were developed that allow reliable distinguishing and correlating them over the region. Elements of marginal zones of the Moscow and Kalinin ice sheets were reconstructed and their maximal and retreat stage boundaries and were refined.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 74, 2015 г.

НОВАЯ КОНЦЕПЦИЯ ЧЕРНОМОРСКИХ ТЕРРАС ЮГО-ВОСТОЧНОГО КРЫМА

А.Л. Чепалыга

Институт географии РАН, Москва; tchepalyga@mail.ru

Разработана новая система из 12 террас прибрежноморского генезиса: галечники пляжевой фации и алевриты лагунной фации. Верхние пять эоплейстоценовых террас связаны с Гурийским бассейном Черного моря: XII Манджильская терраса (200 м абс), XI Трападжанская (175 м), X Архадерская (150 м), IX Горчаковская (125 м), VIII Манджильская (100 м). Нижние семь террас относятся к неоплейстоцену (чауда, древний эвксин, узунлар, карангат, новый эвксн): VII Алчакская (75 м), VI Перчемская (50 м), V Копсельская (35 м), IV Сокольская (20–25 м), III Меганомская (10–15 м), II Судакская (5–10 м), I Черноморская (0–3 м). В террасовых отложениях обнаружены артефакты олдованской, ашельской, мустьерской и поздне-палеолитической культур.

Ключевые слова: морские террасы, Крым, эоплейстоцен, неоплейстоцен, археологические артефакты.

Введение

Прошло более века после выхода в 1912 году в свет фундаментального труда академика Н.И. Андрусова (рис. 1) «Террасы окрестностей Судака». Детальные многолетние исследования позволили ему создать уникальную систему террас для Черноморского побережья юго-восточного Крыма между Судаком и Карадагом. Однако, позже, это классическое обобщение не получило продолжения и развития в течение более 100 лет несмотря на большой потенциал заложенных в ней идей. Причиной этого могло быть отсутствие ярких палеонтологических находок (кроме карангатских) и переключение внимания с палеонтологических, почти «немых» террас Судака на более восточные разрезы Керченского полуострова: стратотипические разрезы м. Чауды, м. Карангат, озера Узунлар, Эльтигена и Чокрака, переполненных богатой фауной моллюсков. В результате, древнейшие террасы Черного моря оказались незаслуженно забытыми и не изучались на современном методическом уровне. Возвращение интереса к террасам Судака, так же стимулируется в последнее время находками орудий древнейших археологических культур олдованского типа, ашеля и мустье [Chepalyga, 2015; Чепалыга, Наугольных и др., 2016; Чепалыга и др., 2016].

Рассмотрим основные результаты классических исследований столетней давности и оценим их научный потенциал для современной науки.

Н.И. Андрусов выделил и описал в районе г. Судака 4 континентальных террасовых яруса (террасы), которые нумеруются им сверху вниз, от самых древних к более молодым. Два нижних яруса (III и IV), в дальнейшем называются просто террасами (фиг. 2, а). Кроме того, отдельно описана морская терраса, в дальнейшем названная «тирренской» [Андрусов, 1925], с фауной моллюсков. Она представлена четырьмя разрезами, из которых самый западный, Новосветский, был открыт и описан им впервые. Морская терраса коррелируется автором с III континентальной террасой [Андрусов, 1912].

Первый (I), высокий, террасовый ярус или I высокая и самая древняя терраса представлена двумя небольшими, изолированными столовыми горками-близнецами, названными им «Северный стол», около 200 м высоты, и «Южный стол», на 30 м ниже.

Второй (II) Манджильский террасовый ярус представлен также двумя изолированными террасовидными участками (кластерами): «Северный стол», с диапазоном высот от 100 м до 160–170 м и длиной до одного километра, и «Южный стол», гораздо меньших размеров и высоты (70–75 м абс.).

III терраса – Перчемская, с высотой 50 м, выделена на правом берегу реки Судак, у подножья

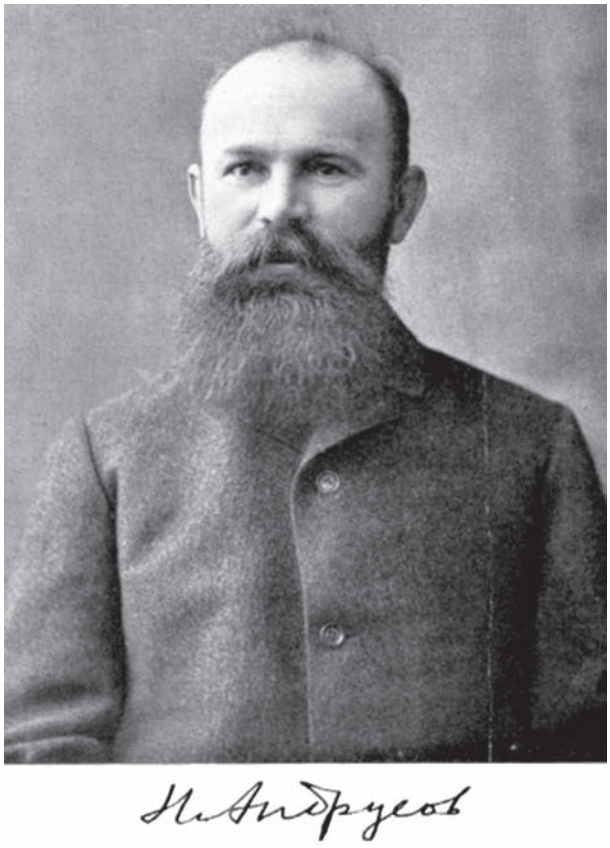


Рис. 1. Фото академика Н.И. Андрусова (1861–1924)

горы Перчемская (576 м). Аналогом этой террасы ее автор считал морскую (тирренскую) террасу.

IV терраса – Судакская, выделенная на правом берегу р. Судак, может быть прослежена и на левом берегу. Это – самая низкая и молодая плейстоценовая терраса Н.И. Андрусова.

Кроме этих террас, академиком упоминаются на разных уровнях так называемые «промежуточные террасы», которые открывали возможность дополнения и усложнения террасовой лестницы Судака, и приведения ее в соответствие с более дробной современной стратиграфией Черного моря [Чепалыга, 2004]. Более поздние исследования практически не добавили существенных дополнений в понимании террасовой системы Судака [Архангельский, Страхов,1938; Муратов, 1960; Федоров, 1963]. Эти взгляды были суммированы и очень понятно графически отражены в фиг. 2: «Схематический профиль террас в районе г. Судак» [Федоров, 1963].

Разработка новой концепции террасовой системы

Ревизия террасовой системы Судака была проведена мною в 2014–2016 гг. по итогам и результатам пяти экспедиционных выездов, и дальнейшей аналитической обработки материалов комплексом методов, с использованием детальных топографических карт (масштаба 1 : 10000), в сочетании с космическими снимками Google Earth большого разрешения. Это позволило в целом подтвердить основные выводы, полученные Н.И. Андрусовым.

В частности – это связь террас с климатическими колебаниями ледниково-межледниковых циклов, построение системы террас от уровня моря до 200 м абс., и связь террас с эвстатическими колебаниями уровня Черного моря.

Вместе с тем, пришлось скорректировать и дополнить террасовую систему в соответствие с современными требованиями и достижениями. Нумерация террас изменена, и счет террасовых уровней начинается нами снизу, от самых молодых, вверх до наиболее древних. Количество террасовых уровней пришлось значительно увеличить (до 12 террас), возраст верхних пяти террас удревнен до эоплейстоценового. Введены новые названия террас, кроме названных самим Н.И. Адрусовым.

Наконец, на основе полученных новых данных, главным образом, по литологии, геохимии и палеонтологии, пересмотрен генезис почти всех террасовых отложений. Большинство из них несут признаки прибрежно-морских фаций (галечных береговых валов и более тонких лагунных отложений). В связи с этим, установлена природа террасовой цикличности – не только климатическая, но и эвстатическая, связанная с колебаниями уровня Черного моря. Для молодых карангатских террас с фауной морских моллюсков – это очевидно. Для более древних террас, отсутствие морской фауны не может быть основанием для отрицания их морского генезиса, так как есть и другие признаки и свидетельства.

Доказательством морского генезиса и гурийского возраста эоплейстоценовых VIII–XII террас может служить обнаружение на Южно-Крымском шельфе гурийских отложений с фауной остракод и моллюсков, часто в парных створках, т.е. не переотложенных [Геология шельфа, 1964]. В соседнем районе, близ Алушты и Гурзуфа, гурийские глины, пески с мелкой галькой, были подняты трубками с глубин 200 м, 230 м, 510 м. По фауне моллюсков и остракод имеется возможность не только идентифицировать гурийские отложения, но и разделить их на подъярусы [Чепалыга, 2004]. Верхний гурий (цвермагалий или «гурийская чауда») содержит типичные индекс-виды моллюсков: *Tshaudia guriana* Liv., *Dreissena polymorpha* weberi (Sen.) и остракод *Leptocythere olivina* Liv., *Pontoniella acuminata* (Zal.), *Caspiella acronasuta* (Zal.), *Bacuniella dorsoarcuata* (Zal.).

Средний гурий или натанебий по А.Л. Чепалыга [2004] содержит индекс-виды этого подъяруса, включая моллюски *Digressodacna digressa* Liv., *Theodoxus carinatus* Fuchs, *Micromelania rahimovi* Aliz. et Alesk, а так же остракоды *Trachileberis pontica* Liv., *T. truncata* Schneid., *Leptocythere lata* Schneid., *Caspiella acronasuta* Liv., *C. lobata* (Zal.).

Ниже, по разрезу, залегают глины с обедненной фауной нижнего гурия (гуриантия), т.н. пиргулиево-микромеланиевые слои.

Что касается отложений более молодых черноморских бассейнов, то их стратотипы с богатой фауной находятся совсем рядом, на Керченском полуострове: мыс Чауда, мыс Карангат, озеро Узунлар. Это значительно облегчает задачу корреляции террас Судака с чаудинскими, древнеэвксинскими, узунларскими и карангатскими отложениями.

Описание террас проводилось по единому плану и стандарту, включающему главнейшие показатели:

1. N террасы – римскими цифрами, считая снизу вверх.

2. Название террасы – обычно по названию окружающих топонимов и именам выдающихся ученых и общественных деятелей в регионе, при этом, по праву приоритета, предпочтение отдается названиям, предложенным Н.И.Андрусовым.

3. Геоморфотип террасы – типовая местность, форма рельефа, рельеф морфотипических участков (террасовых кластеров) (рис. 2б).

4. Морфометрия: высота поверхности и цоколя террасовых отложений, террасовых кластеров, место террасовых уровней в крупных террасовых кластерах.

5. Обоснование самостоятельности террасовых уровней по их соотношению с соседними террасами.

6. Название террасовой свиты и ее стратотипы (голостратотип, лектостратотип) – обычно его пространственное положение совпадает с морфотипом террасы.

7. Террасовые отложения, их строение, фации, фоссилии (макро и микроостатки).

8. Генезис террас и террасовых отложений на основе фациального анализа.

9. Корреляция с террасами и отложениями соседних регионов и стратотипов.

10. Определение возраста: относительный (геологический) и абсолютный (радиометрический, палеомагнитный).

Характеристика террас по основным параметрам

XII Андрусовская терраса

Это самая высокая (около 200 м абс.) и самая древняя терраса района Судака, описанная Н.И. Андрусовым, как «Северный стол» I высокого яруса террасы. В соответствии с современными требованиями к геологической номенклатуре названия этой и других террас, ее порядковый номер пришлось заменить и унифицировать.

В качестве самостоятельного террасового уровня, геологической формации (свиты) и названия террасы – это было мною впервые выделено в октябре 2015 года (рис. 3).

Название. Новое название террасы и свиты предложено мною в честь выдающегося русского геолога и палеонтолога, академика Николая Ивановича Андрусова (1861–1924).

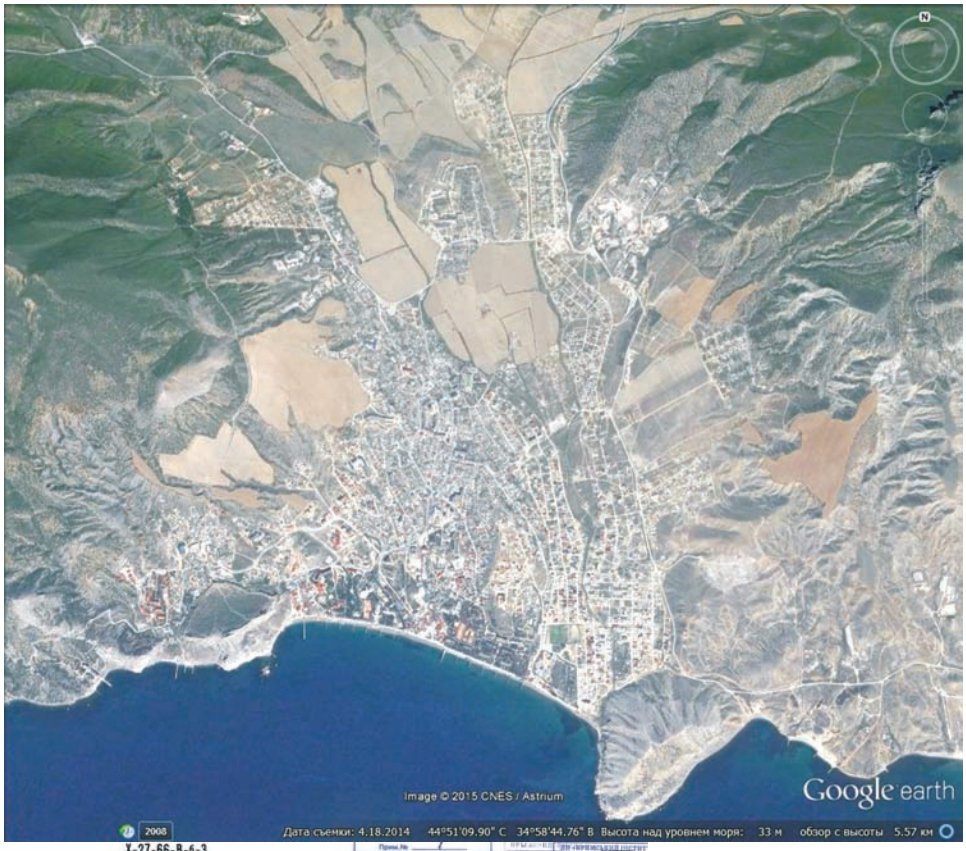
Геоморфология. Геоморфотип XII террасы определен на вершине столовой горы-останца, под названием г. Бююк-Трападжа (203 м абс), по-татарски – «Большая тропа». Вершина горы – плоская, слегка наклоненная к югу и востоку, удлиненной формы (230 м с севера на юг), четко возвышается над окружающим эрозионным бэдлендом, от которого ограничена обрывистыми уступами, сложенными террасовыми рыхлыми отложениями. С севера , эта гора примыкает к г. Манджил и отделена от нее эрозионной седловиной, глубиной 30–40 м. К западу, в сторону ущелья Копсель, и к востоку, терраса обрывается крутым уступом, а ниже – бэдлендом, по эрозионной поверхности юрского флиша. На юг терраса спускается круто и ступенчато вверху, и более плавно – ниже по склону эрозионного бэдленда, вплоть до берега моря.

Самостоятельность этого террасового уровня подтверждается: 1. На 25–35 м более высокими отметками поверхности и цоколя; 2. Наличием глубоких седловин, отделяющих террасу с севера от г. Манджил (30–40 м) и с юга (25–30 м от горы-близнеца XI террасы); 3. Полной изоляцией террасовой поверхности от эрозионного бэдленда и крутыми, обрывистыми уступами со всех сторон.

Террасовые отложения выделены здесь в отдельную формацию – андрусовскую свиту эоплейстоцена. Стратотип описан на восточном уступе типовой горы-останца Б. Трападжа.

Террасовая толща, мощностью до 10 м, представлена слабо-сортированными, грубообломочными отложениями (валуны, глыбы, галечники с песчано-гравийным заполнителем). Внизу выходят палевые, суглинистые пески и алевриты, хорошо стратифицированные и слабо консолидированные. Обломочные отложения содержат хорошо окатанные гальки и валуны, в том числе и уплощенной формы, как признак прибрежно-морских фаций. Более тонкозернистые, суглинистые прослои могут быть показателем лагунно-морских фаций. Состав обломочного материала связан с размывом юрского флиша (песчаники, сидериты, алевриты, аргиллиты, известняки), а так же

а



б

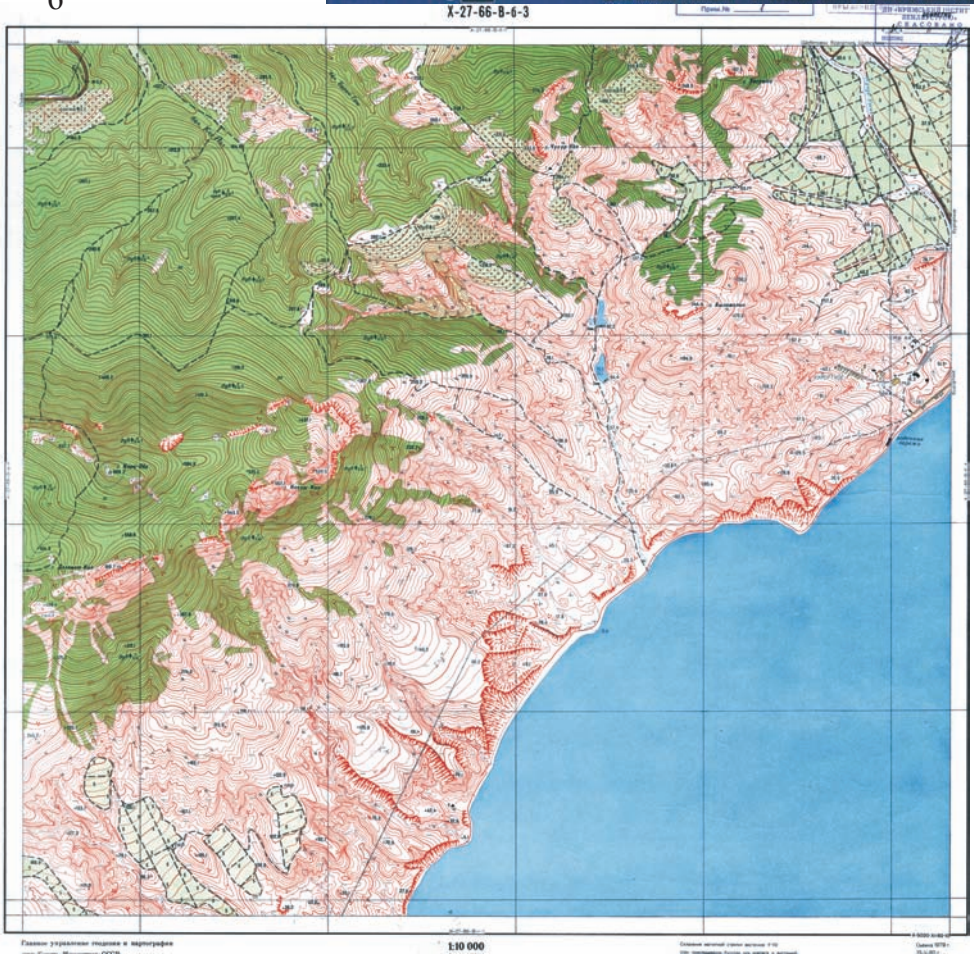


Рис. 2. Карта Крыма. Террасы Юго-Восточного Крыма

а – район Судака: террасовый профиль Н.И. Андрусова (1912); б – район Коз – Эчкидаг: террасовые кластеры Эчки-Дага

Рис. 3. Морские террасы Юго-Восточного Крыма

юрского вулканического массива Карадаг. Это – андезиты, базальты, трассы и другие вулканиты, принесенные древними береговыми потоками с вулканического массива. Фации: береговые галечники, лагунные пески и алевриты.

Генезис: морская террасовая толща с примесью коллювия, делювия и пролювия.

Возраст: самый древний эоплейстоцен (по положению в террасовой системе), аналог – гурийские морские отложения.

XI Трападжанская терраса

В качестве самостоятельной террасы, геологической формации, с оригинальным названием, выделяется здесь впервые.

Ранее, вместе с XII террасой и горой-близнецом была описана как «Южный стол», в составе I высокого яруса (террасы), включающей обе столовых горы-близнеца – Б. и К. Трападжа, описанных, как единый террасовый уровень, выраженный в рельефе, как два останца – «Северный и Южный столы».

Название террасы дано по южной столовой горе-близнецу – Кучук-Трападжа (170 м абс) (по-татарски – «Малая тропа»), на которой находится, также, морфотип этой террасы и стратотип ее геологической деления отдельной террасы.

Геоморфология. Геоморфотип XI террасы установлен на южной останцовой горе Кучук-Трападжа, 170 м, как и высота цоколя, на 25–30 м ниже XII террасы. Эта разница является достаточно существенной для выделения отдельной террасы.

Размеры этой горы несколько больше (длина около 300 м), как и ее ширина (120 м), она вытянута с севера на юг, почти по одной линии со своим близнецом. Поверхность террасы плоская, но несколько наклонная с севера на юг и с запада на восток, и четко обособлена со всех сторон от окружающего хаотического рельефа эрозионного бэдленда крутыми и обрывистыми уступами, вверху совершенно недоступная ни для какого-либо колесного транспорта.

Общая протяженность обоих останцов-близнецов с севера на юг, достигает 650 м, считая вместе с седловиной. Расстояние от южного края XI террасы до моря – всего 1,7 км, а от ее северного края до XII террасы – 130 м (ширина седловины между террасами).

Основанием для разделения этой террасы от ее северного близнеца является разница в высоте поверхности и цоколя этих останцов (25–30 м), несмотря на их пространственную близость, а так же наличие довольно глубокой (20–0 м) эрозионной седловины между ними, что свидетельствует о глу-

боком снижении базиса эрозии, вероятно, связанном с морской регрессией, эрозионным размывом и формированием более низкой террасовой поверхности.

Террасовые отложения. Стратотип трападжанской свиты описан на южном террасовом уступе морфотипа, где рыхлая, грубообломочная толща , мощностью до 8–10 м, вскрывается в обнажениях. Грубообломочная толща сложена галечниками, валунами, редкими глыбами с гравийно-песчаным и суглинистым заполнителем. Местами есть линзы песчано-алевритистых, более тонких отложений. Состав обломочного материала сходен с предыдущей террасой: переотложенные юрские флишевые породы (песчаники, аргиллиты, алевролиты, сидериты, известняки) и принесенные береговыми течениями с Карадага вулканиты, типа базальтов, андезитов, редкие трассы. Есть много хорошо окатанных морских галек, в том числе, и уплощенной формы.

Генезис и фации: прибрежно-морские отложения с фациями галечных пляжей и лагун, с примесью континентальных компонентов типа коллювия и пролювия.

Возраст – нижний эоплейстоцен, аналог гурийских отложений Черного моря.

X Архадерская терраса

Впервые выделена мною в качестве самостоятельного террасовго уровня и геологической формации с собственным названием. Возможно, эта терраса входит в состав теркласта «Птица», описанного ранее, в качестве «Северного стола» II Манджильской террасы [Андрусов, 1912]. В средней части этого теркласта может быть выявлен голостратотип X террасы.

Название дано по долине балки Архадересе и одноименного старого татарского селения (потатарски – «Миндальная долина»), начинающейся с хребта Токлук-Сырт и впадающей в Черное море в районе кемпинга «Меганом».

Геоморфология. Геоморфотип X террасы определен на левом борту балки Архадересе, на плоской поверхности 150м террасы с виноградниками, заложенными князем П. Горчаковым. С севера к ней примыкают более высокие XI и XII террасы, а с юга – IX терраса, поверхности которых, также заняты виноградниками.

Высота поверхности X террасы – 150–155 м. Цоколь – на высоте 140–145 м лежит с угловым несогласием на дислоцированных породах юрского флиша.

Террасовые отложения. Стратотип архадерской свиты обнажается в разрезе «У дерева», в крутом обрыве к балке Архадересе. Состав отложений сходен с отложениями других высоких террас региона. Мощность 8–10 м. Фации: Грубообломочные пачки представляют собой прибрежно-морские фации, а более тонкие песчано-алевритовые пачки – лагунные фации. Генезис: морские террасовые отложения с примесью коллювия и делювия.

Возраст – середина эоплейстоцена, аналог – гурийские морские отложения (?).

IX Горчаковская терраса.

В качестве самостоятельного террасового уровня и геологической формации со своим названием, впервые выделена нами в октябре 2015 года. Вероятно, входит составной частью в описанный ранее теркластер «Северный стол» II Манджилской террасы [Андрусов, 1912].

Название дано мною в честь Великого князя Петра Горчакова – основателя промышленного виноделия и построившего на этой террасе винзавод и винные погреба «Архадересе», которые функционируют и сейчас.

Геоморфология. Геоморфотип IX террасы определен на левом борту балки на 125 метровой террасе, где находится винзавод «Архадересе». Выше него, к северо-западу, поднимается X терраса с виноградниками (150 м абс), а ниже, к югу, переходит в VII-ю 100 м террасу. Высота IX террасы – около125 м, отметки цоколя, сложенного среднеюрским флишем – около 115–120 м.

Террасовые отложения. Стратотип горчаковской свиты выделен под морфотипом X террасы, парастратотипы – в кластере «Межозерный», теркластеры «Птица» и «Черепаха» (на западном обрыве). Мощность отложений – до 10–12 м. Состав отложений и фации сходны с другими эоплейстоценовыми террасами. Генезис – террасовые прибрежно-морские и лагунные отложения с примесью коллювия и делювия.

Возраст – средний(?) эоплейстоцен, аналог осадков гурийского бассейна.

VIII Манджильская терраса

Это – главная, самая распространенная в регионе терраса, с наибольшей мощностью отложений (до 15–17 м). Она занимает центральное положение, в середине террасовой лестницы, на рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена.

При первом описании, эта II Манджильская терраса Н.И. Андрусова [1912], включала два разновеликих террасовых кластера: «Северный стол» или «Птица», с большими размерами (около 1 км) и диапазоном высот от 100 до 170 м, и «Южный стол» или «Антенна» – небольшой монокластер, высотой около 70–75 м. Детальные исследования позволили выявить здесь 5 самостоятельных тер-

расовых уровней: VII (75 м), VIII (100 м), IX (125 м), X (150 м) и XI (170 м). Последний уровень представлен только цоколем, без террасовых отложений, но с сильно выветрелым основанием.

Название Манджильской террасы дано по горе Манджил (499 м), высшей точке хребта Токлук-Сырт. Его предложено сохранить только для 100-метровой террасы. Но, во избежание путаницы, предложено модифицировать это название как «Манджильская терраса sensu stricto», т.е. в узком смысле, в отличие от андрусовского толкования именования – «Манджильская sensu lato терраса», т.е., в широком смысле.

Геоморфология. Геоморфотип выделен в типовом террасовом кластере «Верхний стол» или «Птица», причем, в самом нижнем террасовом уровне. Высота поверхности – около 100 м, а цоколя – 85–90 м абс., где выходят дислоцированные слоистые породы (песчаники, аргиллиты, алевролиты, сидериты) юрского флиша.

Террасовые отложения. Стратотип манджильской свиты выделен на северо-западном склоне теркласта «Северный стол», у дороги, ведущей на виноградники. Парастратотип описан в теркласте «Черепаха» под г. Эчки-Даг (рис. 4, 5), а также, в теркласте «Кок-Коз» в разрезе глиняного карьера в центре с.Коз (рис. 6). Это – чередование грубообломочных (галечники,гравелиты, валуны) и более тонкозернистых (пески, алевриты, суглинки) пачек. Состав обломочного материала пачек повторяет состав подстилающих флишевых пород с добавлением верхне-юрских известняков и изверженных пород Карадага: андезиты, базальты, трассы и др. Фации представлены грубообломочными прибрежно-морскими галечниками и тонкозернистыми лагунными песками и глинистыми алевритами. Генезис террасовой толщи – прибрежноморской, с примесью коллювия и делювия.

Возраст: верхний эоплейстоцен, аналог верхнего гурия Черного моря.

VII Алчакская терраса

Террасовый уровень и геологическая формация (свита) под этим названием выделена нами впервые в октябре 2015 года.

Ранее, в районе Судака, Н.И. Андрусовым [1912] был описан под названием «Южный стол», в составе II Манджильского яруса (террасы).

Название. Ввиду сложности использования, это название террасы пришлось заменить. Новое название дано мною по ближайшей горе Алчак-

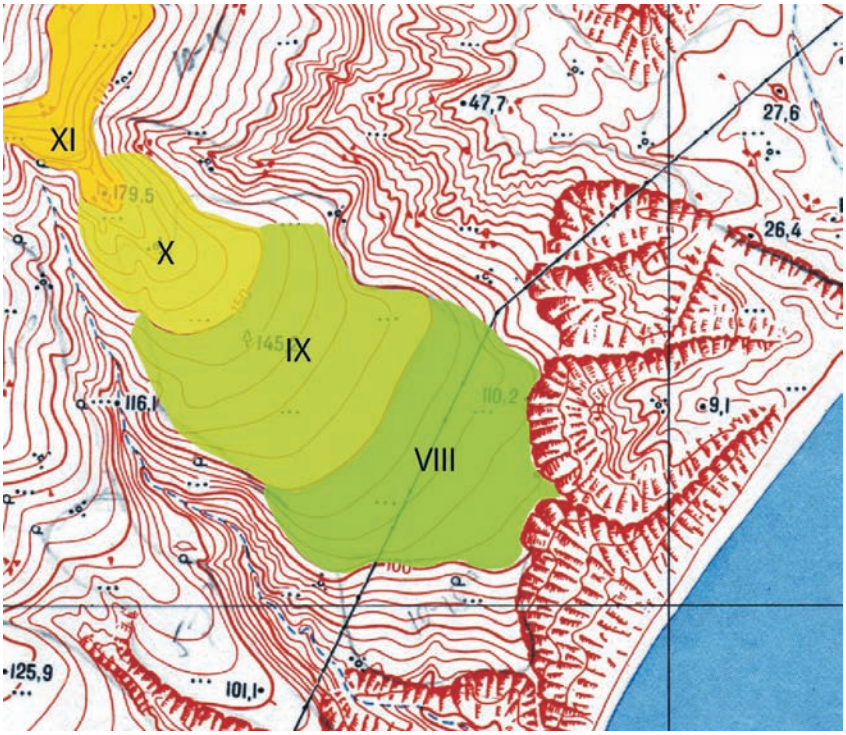


Рис. 4. Карта распространения VIII–X террас в террасовом кластере «Черепаха» (Эчкидаг) на фоне эррозионого прибрежного бэдленда.

Цифрами обозначены: VIII – Манджильская терраса , 100 м; IX – Горчаковская терраса, 125 м; X – Архадерская терраса, 150 м; XI – Трападжанская терраса, 175 м; XII – Андрусовская терраса, 200 м

Рис. 5. Разрез Эчки, отложения VIII Манджильской террасы. На заднем плане г. Карадаг.

Рис. 6. Разрез Коз. Парастратотип отложений VIII Манджильской террасы: чередование пачек алевритов и галечников

Кая (157 м), что по-татарски – «Красная скала», и одноименному татарскому селению. Теперь – это восточная часть г. Судак. Это же название носит сейчас самый южный мыс этой горы Алчак-Бурун и «Заповедное урочище Алчак-Кая».

Геоморфология Геоморфотип VII террасы, в рамках небольшого монокластера «Алчак» или «Южного стола» II Манджилской террасы Н.И. Андрусова [1912]. Он представляет собой небольшую террасовую площадку между г. Алчак и селением Алчак, с высотой 70–75 м. Высота цоколя террасных осадков – около 65–70 м, залегает на дислоцированных осадочных породах юрского флиша (песчаники, алевролиты, аргиллиты). VII терраса четко выделяется как столообразная поверхность, ограниченная от «Северного стола седловиной и бэдлендом , а с юга, от г. Алчак-Кая – явственной седловиной.

Отложения VII террасы выделены в алчакскую свиту. Стратотип определен в разрезе на восточном обрыве монокластера Алчак, где, по Н.И. Андрусову [1912], имеется «хорошее обнажение террасовых отложений, мощностью 7–8 м: 1. Вверху – сильно песчаный желтый суглинок, резко отграниченный от залегающего ниже. 2. Буро-серого, довольно плотно сцементированного щебня, содержащего вверху гнезда желтого суглинка». Состав обломочных отложений – обычные гальки и щебни, включая хорошо окатанную гальку осадочных и изверженных пород, принесенных с Карадага. Фации и генезис – морские террасовые прибрежные и лагунные осадки (рис. 7).

Возраст: самые верхи эоплейстоцена (?) – низы нижнего неоплейстоцена, черноморские аналоги – гурий (?) – чауда.

VI Перчемская терраса

Террасовый уровень с этим названием выделен и описан в районе г. Судак Н.И. Андрусовым [1912] под третьим номером – III Перчемская терраса. Ее положение в террасовом ряду – ниже Южного стола II Манджильской террасы или моей VII Алчакской террасы, и выше IV Копсельской террасы.

Название террасы дано ее автором по горе Перчем-Кая (576 м), возвышающейся западнее г.Судак [Андрусов,1912].

Геоморфология. Геоморфотип и стратотип VI террасы установлены автором у подножия горы Перчем-Кая западнее г. Судак. Н.И. Андрусов определил высоту этой террасы около 50 м. Однако ее положение в стратотипическом террасовом профиле восточнее г. Судак и долине Копсель еще

Рис. 7. Разрез Аслан отложений VII Алчакской террасы: грубообломочные галечные прибрежные фации. Внизу цоколь – юрский флиш.

не совсем определенно. Возможно, здесь найдется другой морфотип и парастратотип.

Отложения. Стратотип перчемской свиты, возможно, находится на дне долины Копсели, к юго-востоку от терклакста «Птица». Осадки и фации этой террасы схожи с отложениями других плейстоценовых террас региона.

Возраст VI террасы – нижний-средний неоплейстоцен. Морские аналоги: древний эвксин – верхняя чауда.

V Копсельская терраса.

Террасовый уровень с этим названием выделен нами впервые [Чепалыга, 2015].

Название дано по долине балки или ущелья Копсель, спускающейся с горы Манджил на юг, в Черное море (бухта Копсельская). Ранее Н.И. Андрусов выделял, так называемую, «промежуточную» террасу [Андрусов, 1912] на дне Копсельской балки. Но это название не используется, так как под ним понимаются несколько террас на разных уровнях.

Геоморфология. Геоморфотипом V террасы можно считать относительно низкую террасовую площадку в среднем течении долины Копсели, на ее правом берегу, с высотой около 30–35 м абс.

Отложения и *фации* этой террасы обычны для низких террас этого региона. Стратотип копсельской свиты находится под поверхностью морфотипа V террасы.

Возраст – средний неоплейстоцен, аналог – узунларский (?) бассейн Черного моря.

Карангатские морские террасы

Дополнительно к четырем континентальным террасовым ярусам Н.И. Андрусов [1912, 1925] описал также «морскую террасу» с фауной средиземноморских моллюсков, а позже как «тирренскую террасу». Ее отложения представлены четырьмя разрезами, из них – самое западное обнажение описано им впервые и названо как «терраса у Сокола», а также как «Новосветская терраса» [Андрусов, 1912]. Три других обнажения этой террасы были известны и ранее: Судакский кордон на правом берегу р. Судак, восточнее г. Алчак, на мысе Француженка и, наконец, наиболее обнаженный и богатый фауной разрез Меганом в устье балки Архадересе.

Фауна моллюсков этих разрезов мало различается. Везде есть средиземноморские виды, отсутствующие в современном Черном море, например, *Acanthocardia tuberculata* и др. Однако высота террас над уровнем моря, особенно цоколя отложений, обнаруживает существенные различия. Так, цоколь в разрезах Новый Свет и мыс Француженка, значительно приподнят над уровнем моря до 8–10 м абс., тогда как в Меганомском разрезе, цоколь уходит глубоко под уровень моря.

Аналогично ведет себя и поверхность террасы, хотя это, в значительной степени, нивелируется эрозионными процессами. Все предшествующие исследователи объясняли это явление ингрессией карангатского бассейна и налеганием его отложений на неровную поверхность дна. Однако, следует учесть, что на Кавказском побережье, в устье реки Агой, выделяется до 3 уровней карангатской террасы, с разными высотами цоколя и поверхности, но с одинаковой фауной моллюсксов с *A. tuberculata*:

- Шахейская цокольная терраса с высотой цоколя 15–20 м абс.,
- Агойская цокольная терраса, с цоколем 5–6 м абс.,
- Сочинская аккумулятивная терраса, с цоколем ниже уровня моря.

Эти террасы сопоставляются с изотопно-кислородными стадиями 5e, 5c и 5a, имеющими абсолютный возраст около 120–125, 100 и 80 тыс. лет соответственно. По аналогии с Кавказом, предлагается разделить Карангатскую террасу района Судака, по крайней мере на два разновозрастных уровня: 1. Высокий уровень, или Сокольская (Новосветская) цокольная терраса, представленный также в разрезе мыса Француженка и 2. Низкий уровень или III Меганомская аккумулятивная терраса, представленная также в разрезе Судакский кордон. Эти два уровня террас могут соответствовать на Кавказе Шахейской и Сочинской террасам. В дальнейшем не исключается выделение в Крыму и третьей , карангатской террасы, аналогичной агойской террасе Кавказа.

IV Сокольская (Новосветская) терраса

Выделяется в качестве самостоятельной террасы и геологической формации в составе карангатского яруса.

Название дано Н.И. Андрусовым – «Терраса у Сокола», по названию горы Сокол (474 м) или, по-татарски Куш-Кая («Птичья скала»). Позже, Н.И. Андрусов, также называл этот разрез – «Новосветская терраса», по названию имения и винного завода, основанного князем –Львом Голицыным. Сейчас это поселок Новый Свет. Так что у этой террасы есть два названия. Если Карангатская цокольная терраса будет разделена, то название Новосветская может быть применено к террасе с более высоким (10 м) цоколем, которая ближе к поселку и пляжу Новый Свет, а более восточный разрез, у подножья горы Сокол, высотой цоколя 4–5 м, может быть назван Сокольской террасой.

Геоморфология. Геоморфотип Сокольской террасовой свиты можно считать террасовый уступ, описанный Н.И. Андрусовым несколько восточнее его Новосветской террасы. Высота поверхности 15–20 м абс и более (размыта эрозией), высота цоколя – от 4–5 м до 8–10 м абс Ближе к Новосветскому пляжу, «на отдельных участках терраса морфологически выражена, т.е. образует широкий плоский выступ, слабо наклоненный к морю» [Гвоздовер, Невесский, 1961].

Террасовые отложения. Стратотипом можно считать разрез Новосветской террасы, открытый Н.И. Андрусовым [1912], а также его продолжение на восток – «терраса у Сокола». Парастратотип – разрез карангатской террасы на мысе Француженка, с цоколем 6–8 м высотой и типичной карангатской фауной, а также, голостратотип на мысе Карангат.

Отложения представлены в стратотипе снизу вверх по [Гвоздовер и Невесскому, 1961]:

1. Темно-серые глинистые сланцы юрского периода, мощностью 8–10 м от уровня моря до цоколя.

2. Грубый базальный конгломерат с валунами и галькой, а так же ракушечный детрит с фауной моллюсков *Chione gallina, Mytilus galloprovincialis, Acanthocardia tuberculata, Spisula subtruncata, Chlamys glabra, Donax* sp. и др. – мощность 2 м.

3. Песчаник грубо – и мелкозернистый, с раковинным детритом и галькой. Фауна: моллюски *Chlamys* sp., *Helix*, мощностью – 3 м. Здесь найден мустьерский остроконечник [Гвоздовер, Невесский, 1961].

4. Континентальный бурый суглинок, мощностью до 1,5 м, ложится с размывом на морские отложения – 1,5 м.

5. Почва – 0,5 м.

Фации: грубообломочная береговая фация (слой 2 стратотипа), более тонкая – прибрежно-лагунная (слой 3), коллювиально-делювиальная (слой 4) фация. Соленость близкая к средиземному морю – более 30 промилле.

Возраст – начало позднего плейстоцена, карангат, аналог на Кавказском побережье – шахейская терраса – 120–125 тыс. лет.

III Меганомская терраса

К этому террасовому уровню относим низкую аккумулятивную морскую террасу, у подножия г. Меганом с фауной моллюсков карангатского типа, с цоколем значительно ниже уровня моря. Ранее, эта терраса была описана Н.И. Андрусовым [1912] как морская позднеплейстоценовая, или, позже, как тирренская терраса [Андрусов, 1924]. Позже, она была отнесена к карангатской террасе, со стратотипом на мысе Карангат [Архангельский, Страхов, 1939].

Название III террасы дано нами по ближайшей горе Меганом или Чиклар (358 м). Первое название по-древнегречески означает «Большое плечо», второе, более позднее – татарское название.

Геоморфология. Геоморфотип террасы находится у кемпинга Меганом, на берегу моря, в устье двух балок: Архадересе и Ювез-Агач. Поверхность террасы размыта эрозией и абразией, высота поверхности 10–12 м, и, возможно, больше, цоколь уходит ниже уровня моря. Абразионный берег вскрывает поверхность и отложения террасы на расстояние почти 0,7 км.

Террасовые отложения. Стратотип меганомской свиты выделен у подножья г. Меганом, в районе автокемпинга «Меганом», восточнее устья балки Ювез-Агач, в береговом клифе, высотой до 10 м. Нижняя часть террасовых отложений представлена переслаиванием хорошо окатанных грубых галечников и песков с фауной моллюсков (рис. 8–10).

Верхняя часть террасовой толщи сложена суглинками и песками – лагунные фации. Общая мощность морских отложений – до 8–10 м. Они перекрыты рыхлой, плохо сортированной обломочной толщей, мощностью до 2 м, вероятно, континентальной террасы. Фауна морских моллюсков представлена крупными раковинами *Acanthocardia tuberculata, Mytilus edulus, Venus verrucosa, Chione gallina* L., *Cerithium vulgatum* и др., не обитающие сейчас в Черном море.

Фации. Наличие типичных карангатских видов – *Acanthocardia tuberculata, P.senescens, Cerithium vulgatum*, позволяет определить здесь донную фауну карангатского бассейна и соленость выше современной черноморской, около 30 промилле.

Возраст: карангат s.l., но не в смысле стратотипа на м. Карангат, а скорее Сочинская или Агойская террасы Кавказского побережья (80–100 тыс. лет). Аналоги: аккумулятивная терраса на оз. Узунлар, а так же, на оз. Чокрак.

II Судакская терраса

Это – самая молодая плейстоценовая терраса, названная Н.И. Андрусовым по городу и реке Судак. Ее геоморфотип и стратотип установлены автором, в устье одноименной речки.

В стратотипе терраса обнажается «У Немецкой колонии, весьма мелко щебневата и скорее суглиниста» [Андрусов, 1912]. Эта терраса моложе морских карангатских террас и скорее является континентальной. Отложения этой террасы налегают на морскую толщу III меганомской террасы, а местами, ближе к берегу моря, они врезаны в эту морскую террасу.

Возраст II террасы – конец позднего плейстоцена. Аналогом ее могут быть морские отложения новоэвксинского бассейна, который не достигал современного берега Черного моря.

Рис. 8. Разрез карангатских отложений III Меганомской террасы (мотель Меганом – прибрежные фации с фауной морских моллюсков)

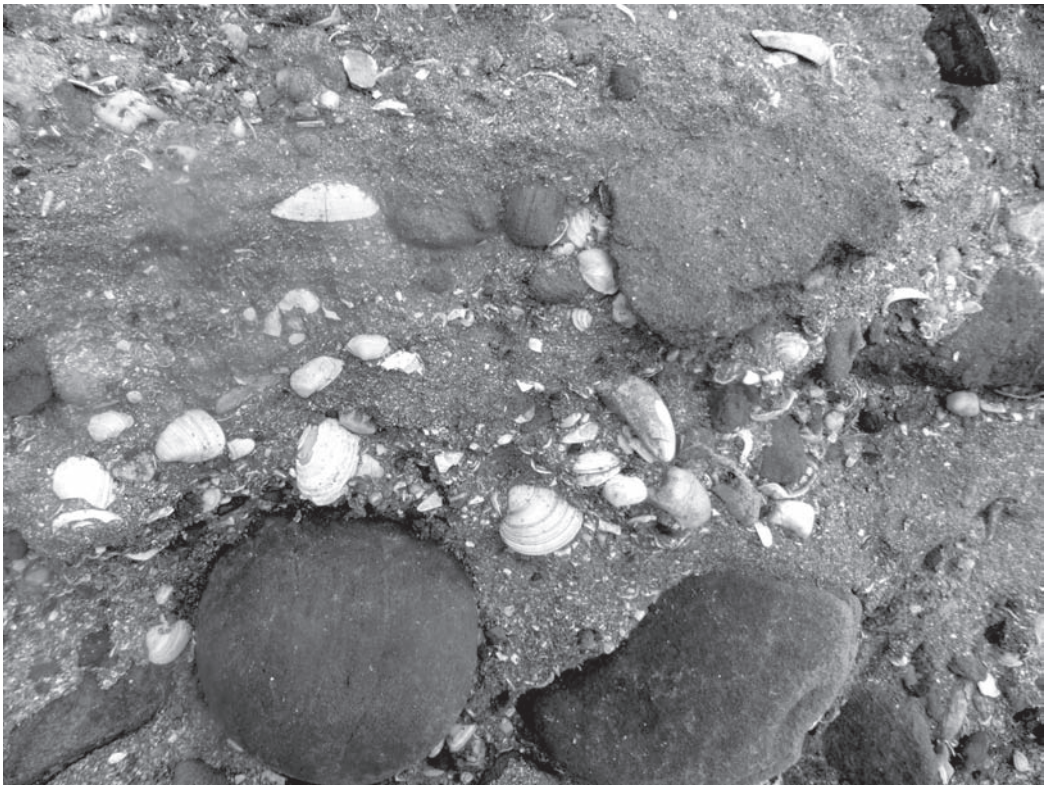


Рис. 9. Фауна морских моллюсков из карангатских отложений, разрез Меганом

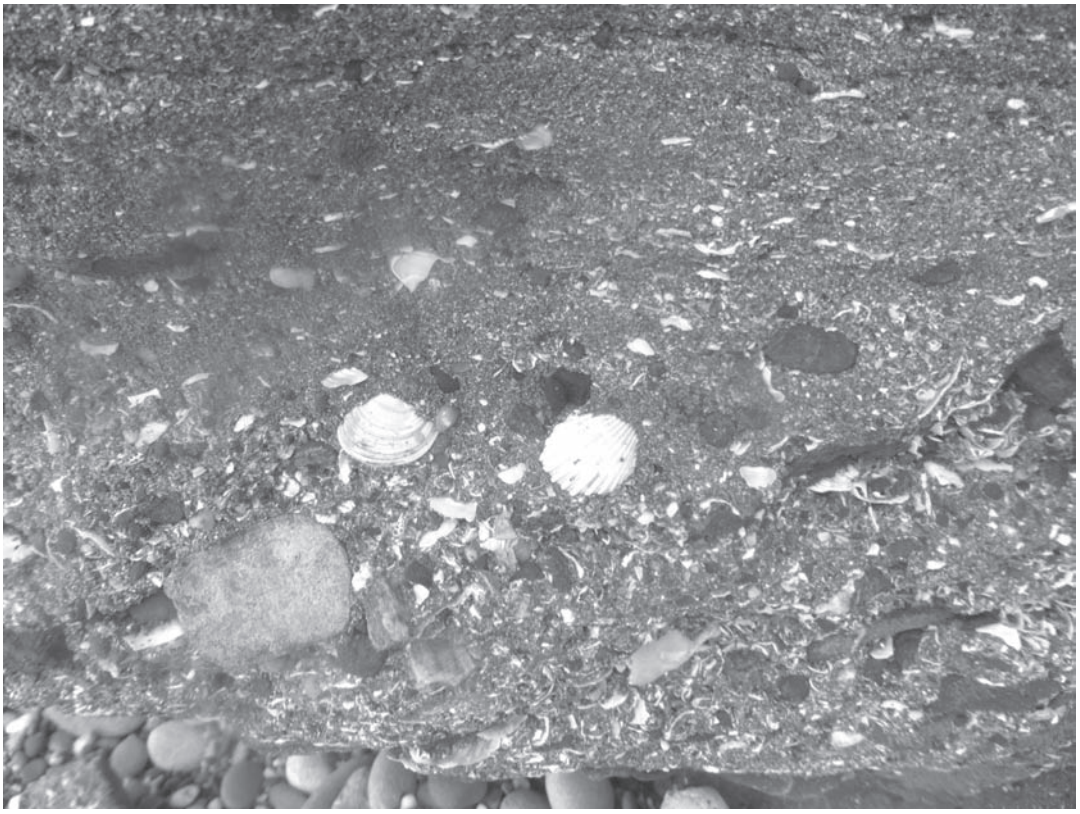


Рис. 10. Руководящие виды моллюсков карангатских отложений: *Paphia senescens* (слева) и *Acanthocardia tuberculata* (справа)

I Ново-Черноморская терраса

Это – голоценовая, самая молодая морская терраса. Отложения ее представлены современными пляжевыми галечниками и песками прибрежной зоны. Высота террасы не превышает 1–3 м абс. Фауна моллюсков содержит современные морские виды.

Возраст – голоценовый, точнее, позднеголоценовый, современный.

Основные выводы

1. Разработана новая концепция черноморских террас Крыма на примере побережья между Судаком и Карадагом. Выявлен длинный ряд террас из 12 уровней от моря до +200 м абс. Эта лестница террас включает 5 эоплейстоценовых, 6 неоплейстоценовых и один голоценовый уровень (таблица).

2. Почти все террасы имеют прибрежно-морской генезис и представлены грубообломочными пачками береговых валов и тонкозернистыми песчано-алеврито-глинистыми пачками лагунных фаций.

3. Морские террасы эоплейстоцена связаны с гурийским бассейном Черного моря, отложения которого установлены на шельфе, у южного берега Крыма (Алушта–Гурзуф). Фауна моллюсков и остракод позволяет выделить здесь нижний, средний и верхний подъярусы гурия. Выделенные здесь VIII–XII террасы позволяют реконструировать историю Черного моря в эоплейстоцене.

4. Более молодые V–VII террасы связаны с чаудинским, древнеэвксинским и узунларским бассейнами Черного моря соответственно, а IV, III и II террасы – карангатским и новоэвксинским бассейнами.

5. В террасовых отложениях прибрежных валов встречаются палеолитические орудия мустьерской, ашельской и олдованской археологических культур, но они недостаточно изучены. В дальнейшем возможно использовать террасовую систему для реконструкции хронологии, палеоэкологии и эволюции древних археологических культур, начиная с почти двух миллионов лет назад.

6. Возможно так же реконструировать древнейшие миграции архантропов вдоль выявленного нами Северо-Черноморского коридора из Азии (Северный Кавказ, Тамань) в Европу и процесс первичного заселения Европы через Крым и далее, на запад, вплоть до Атлантики, путем прослеживания древнейших стоянок, как следов этих миграций.

7. Получается, что первые европейцы появились именно в Крыму, после пересечения территории современного Керченского пролива, как

Таблица. Соотношение черноморских террас и морских бассейнов с континентальными террасами Крыма и крупных речных долин

Стратиграфия Возраст, млн. лет			ЧЕРНОЕ МОРЕ отложения морских бассейнов (Чепалыга, 2004)			ЧЕРНОЕ МОРЕ террасы Судака (Андрусов, 1912; Чепалыга, 2015) высота, м. абс.	Континентальные террасы Крыма по Муратову (Геология СССР, т. 8, 1969)	Речные террасы долины Днестра (Чепалыга, 2015)
0,00	Голоцен		Черное море			I Черноморская 1 - 3 м	I Садовая	Пойменная
0,01	неоплейстоцен	верхний	Новоэвксин			II Судакская 5 - 10 м	II Терраса	0 Протерраса
			Тарханкут				III Судакская	I Парканская
			Карангот	Агой		III Меганомская 10 - 15 м		II Слободзейская
0,13				Шахе		IV Сокольская 20 - 25 м		III Карагашская
		средний	Узунлар			V Копсельская 35 м	Промежуточные террасы (Андрусов, 1912)	IV Тейская
			Древний Эвксин			VI Перчемская 50 м		V Тираспольская
0,4								VI Григорчопольская
		нижний	Чауда			VII Алчакская 75 м	IV а Манджильская	VII Варницкая
0,8								VIII Колкотовская
	эоплейстоцен	верхний	Гурий	верхний	"Гурийская чауда" (Цвермагал)	VIII Манджильская 100 м	IV б Манджильская	IX Михайловская
						IX Горчаковская 125 м		X Кицканская
1,2						X Архадерская 150 м		XI Хаджимусская
		нижний		нижний	Натанебий	XI Трападжанская 175 м	V Булганакская	XII Бошерницкая
					Гуриантий	XII Андрусовская 200 м		XIII Фэрладанская
1,8	Палео-плейстоцен		Куяльник		верхний	Более высокие террасы ?	VI Кызылджарская	XIV Вадуводская
							VII Массандровская	XV Приозерная
2,6	Плиоцен				нижний		VIII Таврская	XVI Кучурганская
3,6			Киммерий					
5,2								

общепринятой классической границы между Европой и Азией.

Работа выполнена по грантам РФФИ – «Междисциплинарные исследования раннепалеолитических стоянок Украины и юга России: археология, геология, хронология, реконструкция палеосреды и миграций древнейших гоминид» (проект N 13-06-90427) и «Геоархеологические исследования олдованских стоянок юга России для реконструкции путей первичного заселения Европы по Северо-Черноморскому коридору» (проект № 16-06-00514).

Литература

Андрусов Н.И. Террасы окрестностей Судака // Записки Киевского об-ва естествоиспытателей. Т. 22. Вып. 2. 1912.

Андрусов Н.И. Послетретичные морские отложения у Синопа // Изв. Академии наук. Серия 6. № 7. 1917.

Андрусов Н.И. Палеогеографические карты Черноморской области в верхнеплиоценовую, понтическую, чаудинскую эпохи и в эпоху Евксинского озера // Бюлл. Московского об-ва испытателей природы. Отд. геология. 1926. № 4. С. 3–4.

Андрусов Н.И. Послетретичная тирренская терраса области Черного моря // Избр. Труды. Т. IV. М.: Изд. АН СССР. 1965.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1938.

Благоволин Н.С. Геоморфология Керченско-Таманской области. М., Наука, 1962.

Гвоздовер М.Д., Невесский Е.Н. Находка мустьерского остроконечника на Южном берегу Крыма // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. № 26. 1961.

Геология СССР. Т. 8. Крым. 4.1. Геологическое описание. М.: Госгеолиздат, 1969.

Геология шельфа УССР. Стратиграфия. Киев: «Наукова думка», 1984.

Муратов М.В. Краткий очерк геологического развития Крымского полуострова. М.: Госгеолиздат, 1960.

Природа Кара-Дага / Редакторы А.Л. Морозова, А.А. Вронский. Киев: «Наукова думка», 1989.

Семененко В.Н., Лупаренко А.В., Люльева Ю.Б. и др. О наличие морских плиоценовых и плейстоценовых отложений на континентальном склоне Черного моря // Геол. журнал. Т. 42. № 4. 1982.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений крымско-кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря // Труды ГИН, вып. 88. М.: Наука, 1963.

Чепалыга А.Л. Детальная событийная стратиграфия антропогена Черного моря // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. № 60. М.: ГЕОС, 2004.

Чепалыга А.Л. Черноморские террасы юго-восточного Крыма: новая концепция через 100 лет после Н.И. Андрусова // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. № 74. 2016.

Чепалыга А.Л., Маркова А.К., Садчикова Т.А., Трубихин В.М. К детализации стратиграфической схемы эоплейстоцена (нижнего плейстоцена) Понто-Каспия // Стратиграфические и палеогеографические проблемы неогена и квартера России (новые материалы и методы). Материалы Всеросс. науч. совещания, Москва, 3–4 апреля 2014 г. М.: ГЕОС. 2015.

Чепалыга А.Л., Маркова А.К., Садчикова Т.А., Трубихин В.М., Светлицкая Т.В. Детальная стратиграфия эоплейстоцена для определения возраста олдованских стоянок юга Рссии // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. IX Всеросс. совещание по изуч. четвертичного периода, Иркутск, 15–20 сентября 2015 г. Иркутск, 2015.

Chepalyga A.L. North Black Sea passageway for the first peopling of Europe:discovery of Oldowan sites in the Dniester valley and Crimea. In «From the Caspian to Mediterranean: environmental change and Human respons during the Quaternary»// Proc. Of the Conference of JGCP project 610. Bacu, Nafta-Press, 2014.

A.L. Chepalyga

NEW CONCEPT OF THE BLACK SEA MARINE TERRACES IN SOUTH-EASTERN CRIMEA

New scheme containing 12 terraces is proposed each terrace including gravels of bar facies and silts of lagoon facies. The upper five Eopleistocene terraces were formed in the Gurian Basin of the Black Sea: the XII Mandzhil Terrace (200 m a.s.l.), the XI Trapadzhan Terrace (175 m), the X Arkhader Terrace (150 m), the IX Gorchakov Terrace (125 m), the VIII Mandzhil Terrace (100 m). The lower seven terraces were formed in the Neopleistocene (Chaudian, Old Euxinian, Uzunlarian, Karangatian, New Euxinian): the VII Alchak Terrace (75 m), the VI Perchem Terrace (50 m), the IV Sokolski Terrace (20-25 m), the III Meganom Terrace (10-15 m), the II Sudak Terrace (5-10 m), the I Chernomorsky Terrace (0-3 m). Artifacts of the Oldowan, Acheulean, Moustierian and Late Paleolithic cultures were found in terrace deposits.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 74, 2015 г.

ПЕДОСТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕВАЛДАЙСКИХ ПОКРОВНЫХ ЛЁССОВИДНЫХ СУГЛИНКОВ В КАЧЕСТВЕ ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОД ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОЧВ В ЦЕНТРЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Л.А. Гугалинская, В.М. Алифанов, А.Ю. Овчинников

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино gugali@rambler.ru

Показано, что история развития голоценовых почв – процесс гораздо более длительный, чем голоцен, он включает в себя также и доголоценовый процесс формирования почвообразующих пород. Именно в процессе накопления и послойной проработки перигляциальным почвообразованием была сформирована полилитогенная слоистая толща поздневалдайских покровных лессовидных суглинков, состоящая из элементарных почвенных образований (ЭПО). Голоценовое почвообразование связало разные литологические слои, прошедшие через поздневалдайский интерфазиальный педогенез, в парагенетические системы современных полилитогенных и полигенетических почв, превратив их в межледниковые зональные почвы.

Ключевые слова: покровные суглинки, элементарные почвенные образования, педогенез, палеокриогенез, ледниковый покров, перигляциальная зона.

К настоящему времени в почвоведении стала очевидной ограниченность подхода к почвам только как продукту наблюдаемых факторов и процессов почвообразования. В профилях голоценовых дерново-подзолистых и серых лесных почв, сформированных на территориях развития перигляциальных лессовидных суглинков центра Восточно-Европейской равнины, к настоящему времени показано существование не только первых (дневных), но и вторых гумусовых горизонтов (ВГГ), происхождение которых до сих пор остаётся дискуссионным. В работах А.Л. Александровского [1983] была высказана гипотеза о формировании вторых гумусовых горизонтов под степной (лесостепной) растительностью в позднеатлантическое время голоцена. Наши исследования [Алифанов, Гугалинская, Ковда, 1988] позволяют присоединиться к точке зрения, рассматривающей ВГГ как погребённые почвенные тела [Морозова, 1981; Соколов, 1984; Турсина, Верба, Скворцова, 1986]. Нами показано также, что разновозрастные ВГГ существуют и в чернозёмах. Кроме того в профилях исследованных почв иногда обнаруживаются несколько разновозрастных погребённых ВГГ [Гугалинская, Алифанов, 2001; Алифанов, Гугалинская, 2005; Гугалинская, 2013].

В статье приводятся результаты изучения голоценовых плакорных почв – суглинистых дерново-подзолистых в Вологодской области, серых лесных почв во Владимирской, Тульской и Московской (окрестности г. Пущино) областях, чернозёмов оподзоленных и выщелоченных в Тульской области. Для сравнительного анализа выбраны почвы с профилями, имеющими наиболее сложное строение и сходный по фракциям гранулометрический состав. Центральным объектом перечисленной серии почв мы рассматриваем серые лесные, поскольку из-за особой сложности строения и значительной пространственной изменчивости их профилей о генезисе этих почв существует много альтернативных гипотез.

Слишком большая разница особенностей ВГГ (их количества, глубины и характера залегания, морфологии), а также наличие у залегающих in situ ВГГ собственных иллювиальных горизонтов свидетельствуют о том, что эти образования сами являются самостоятельными почвенными телами, состоящими из 2–3 парагенетических горизонтов

(гумусового, подгумусового и иногда материнской породы). Эти первичные, слабо выраженные самостоятельные почвы определяются нами как элементарные почвенные образования (ЭПО). Часто гумусовые горизонты ЭПО оказывались полностью эродированы, и тогда многослойные по факту материнские породы голоценовых почв оказывались представленными только подгумусовыми частями своих ЭПО, что придает этим материнским породам морфологическую псевдооднородность.

Из вышесказанного следует, что практически каждый генетический горизонт рассматриваемых голоценовых почв, развитых на перигляциальных покровных лессовидных суглинках, является одновременно и частью парагенетической системы горизонтов голоценового профиля, и самостоятельным ЭПО или фрагментом ЭПО. Следовательно, выделяемые в настоящее время почвенные горизонты голоценового профиля одновременно представляют собой самостоятельные литопедостратиграфические единицы. Сумма наложенных друг на друга ЭПО образует природный объект, представляющий собой циклически построенные толщи покровных лессовидных суглинков или *литопедоциклиты* [Гугалинская, Алифанов, 1995]. Литопедоциклиты являются материнской основой для голоценового почвообразования (рис. 1А).

Литопедоциклиты дерново-подзолистых, серых лесных почв и северных вариантов черноземов (оподзоленных и выщелоченных) являются наиболее близкими по строению. Сопоставление большого числа разрезов показало, что на территории от Вологодской до Тульской областей профили почв состоят из разных комбинаций похожих почвенных горизонтов. Исключение составляет самая верхняя, связанная с дневным гумусовым горизонтом часть профилей, которая изменяется в соответствии с голоценовой биоклиматической зональностью [Гугалинская, Алифанов, 2000; Алифанов, Гугалинская, 2005].

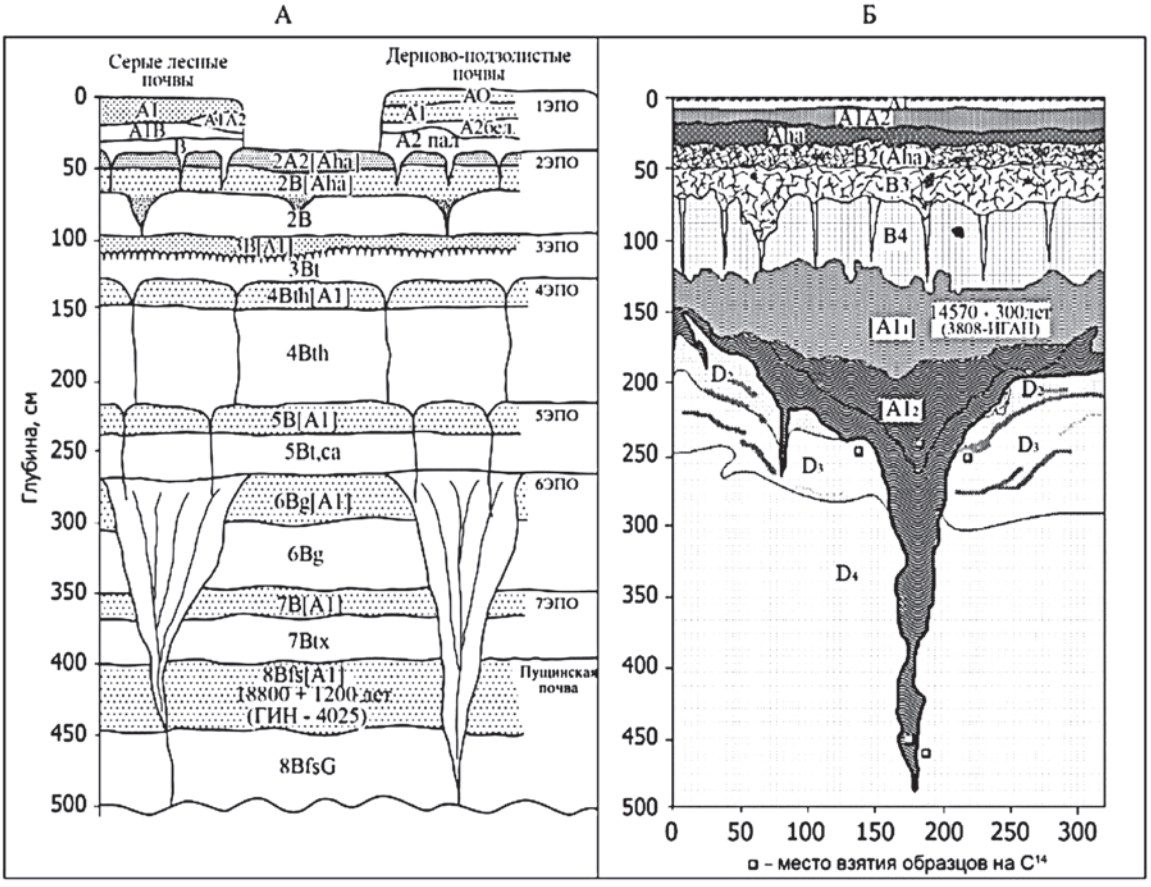


Рис. 1.

А – гипотетический литологический профиль серых лесных и дерново-подзолистых почв центра Восточно-Европейской равнины (радиоуглеродный возраст 2 ЭПО – 5980±60 лет, ИГАН-2770; 5 ЭПО – 14 570±300 лет, ИГАН-3808; 8 ЭПО – 18 800±1200 лет, ГИН-4025.

Б – погребенная палеокриогенная клиновидная грунтовая структура в голоценовой серой лесной почве (межблочное понижение). Московская область. Условные обозначения: A1, A1A2, B2Aha, Aha, B3, B4, [$A1_1$], [$A1_2$], D2, D3 и др. – генетические горизонты дневной и погребенной почв. Возраст гумусированного материала в окончании клина 14100 ±370 лет, ИГАН-3809.

На рис. 1Б отражен вариант накопления покровных лёссовидных суглинков в межблочных понижениях, являющихся частью широко распространённого палеокриогенного полигонально-блочного микрорельефа, сформированного в поздневалдайское время на территории центра Восточно-Европейской равнины. Следы ритмического осадконакопления и последующих процессов перигляциального почвообразования наиболее отчетливо сохранились в верхней части профиля, на осадках, отложенных примерно после 14 тыс. л.н. Причины, по которым на данном ключевом участке (и на многих других также) оказались уничтоженными (или не формировавшимися вовсе) ЭПО от 8-го до 6-го, представляют самостоятельный научный интерес. Но скорее всего, эти причины не являются педогенными.

Факт ритмического формирования рыхлых слоистых толщ покровных лессовидных суглинков, состоящих из ЭПО, предполагает, что во внеледниковой перигляциальной зоне, в условиях холодного семиаридного климата периодически имели место кратковременные (интерфазиальные), но достаточно заметные смягчения суровости климата, в которые могли развиваться слабо выраженные процессы педогенеза. В результате к началу голоцена были сформированы слоистые криоморфные толщи суглинков, состоящих из ЭПО и прошедших через перигляциальный педогенез. Поскольку поздневалдайский литопедоциклит формировался после максимума валдайского оледенения, период формирования толщи с 7-го по 3-е ЭПО (2-ое ЭПО мы рассматриваем как вариант 3-го ЭПО, только омоложенного голоценовым почвообразованием из-за своего расположения вблизи дневного гумусового горизонта) составляет около 2-х тысяч лет.

Формирование ЭПО, как и любого почвенного тела, происходило в два этапа: в фазиальную стадию похолодания накапливался почвообразующий материал, в стадию межфазиального потепления формировался почвенный профиль ЭПО. Вместе с пущинской ПП (которую мы стратиграфически не относим к профилю голоценовой почвы, а рассматриваем как постилающую голоценовый профиль породу) вся характеризуемая толща формировалась в конце поздневалдайского пленигляциала и позднеледниковье.

Существующие на сегодня схемы периодизации событий поздневалдайского времени, вопросы о количестве, таксономическом ранге, хронологии и характере изменчивости ландшафтных условий внутри этого периода остаются дискуссионными для всей Восточно-Европейской равнины. В полной мере такая неясность относится к процессам седиментации почвообразующих пород, а также к процессам педо-, крио- и литогенеза, их циклической сменяемости. Связана эта неясность, по-нашему мнению, с неполнотой стратиграфической, палеоклиматической и палеопедологической летописи поздневалдайских отложений на территории исследования.

Формирование пущинской почвы (8 ЭПО) происходило около 18–19 тыс. л.н. (таблица), следовательно, время накопления почвообразующего материала для этой почвы определяется концом поздневалдайского пленигляциала, а формирование профиля криоморфной дерновой пущинской ПП можно отнести к какому-то пока не охарактеризованному в литературе потеплению в конце пленигляциала в центре Восточно-Европейской равнины.

Формирование криоморфной тиксотропной погребенной почвы (7 ЭПО) происходило около 17 т.л.н. (таблица). Формирование профиля этого удивительного ЭПО относится также к какому-то, пока не охарактеризованному в литературе потеплению в конце пленигляциала в центре Восточно-Европейской равнины.

Формирование серпуховской криоморфной лугово-дерновой погребенной почвы (6 ЭПО) происходило около 15 т.л.н. (таблица). Эта почва связана с мощными криогенными клиньями, часто выполненными (полностью или частично) гумусированным материалом (см. рис. 1). Сформированные на бывшей дневной поверхности полигонально-блочные структуры прекрасно сохранились в погребенном состоянии и проявляются на современной дневной поверхности центра Восточно-Европейской равнины в форме реликтового полигонально-блочного микрорельефа.

Криоморфная дерново-карбонатная ПП (5 ЭПО) имеет возраст около 13 т.л.н. (таблица). Как подгоризонт иллювиальной системы голоценовых дерново-подзолистых и серых лесных почв в центре Восточно-Европейской равнины ЭПО встречается довольно часто, как полнопрофильное ЭПО встречается единично.

Криоморфная трещинно-блоковая ПП (иллювиально-гумусовый горизонт или горизонт «гумусовых зеркал» в системе голоценового профиля; 4 ЭПО) сформировалась, вероятно, около 11 т.л.н. (таблица). Как самостоятельная ПП, с парагенетическим гумусовым горизонтом, нам не встретилась. Но наличие «висячего» (то есть, генетически не связанного с вышележащим горизонтом) иллювиального горизонта с мощными, почти чёрного цвета, глинисто-гумусовыми пленками толщиной иногда до 5 мм, предполагает былое существование очень специфического гумусового горизонта.

Шолмская криоморфная лугово-дерновая ПП (3 ЭПО) сформировалась около 9 т.л.н. (табл*ица*).

Радиоуглеродный возраст криоморфных вторых гумусовых горизонтов (2 ЭПО или ВГГ, Aha)

Таблица. Хронологический ряд стадий педогенеза в поздневалдайское время) *(^{14}C даты некалиброванные)*

Хронологический ряд формирования ЭПО	Регион	Разрез, глубина	Горизонт, почва	Дата. Лабораторный номер
1 ЭПО Современная почва	Воронежская обл., Каменная степь	1А-2002 блок*, 35-51см	Дневной гумусовый гор. А1, чернозем	3 300±80 (2664-ИГАН)
2 ЭПО Второй гумусовый горизонт (ВГГ), 5–7 тыс. лет.	Чувашия, Шолма	3А-2009. 45–55 см	ВГГ (Aha), чернозем	5 420±100 (ГИН-14223)
	Каменная степь	1АГ-2000 блок, 73–95см	- « -	5 980±60 (2770-ИГАН)
	- « -	1А-2002 блок, 46–81 см	- « -	6 390 ±80 (2663-ИГАН)
	Московская обл.	2-01 блок, 80–100 см	Клин ВГГ (гор. Aha), серая лесная почва	6 730±60 (2769-ИГАН)
3 ЭПО ~9 тыс. лет	Чувашия, Шолма	3-2009. 60–85 см	Костные остатки в гор. [A1] шолмской криоморфной лугово-дерновой ПП	9 200±200 (Ki–15156)
4 ЭПО ~11 тыс. лет	Встречается повсеместно в почвах центра ВЕР	Имеется в большинстве профилей почв	Гор.[Bth], иллювиально-гумусовый горизонт, горизонт «гумусовых зеркал»; криоморфная трещинно-блоковая ПП	???
5 ЭПО ~13 тыс. лет	Тульская обл.	Встречается единично, 1-2009, 195–215 см., мб.*	Гор. [A1], криоморфная дерново-карбонатная ПП	12 850±1100 (ГИН-14221)
6 ЭПО ~15 тыс. лет	Московская обл.	Встречается единично, мб.*	Гор. [A1], серпуховская криоморфная лугово-дерновая ПП	14 570±300 (3808-ИГАН)
7 ЭПО ~17 тыс. лет	Встречается повсеместно в почвах ВЕР	Имеется в большинстве профилей почв	Гор. Btix, тиксотропная ПП	???
8 ЭПО ~18–19 тыс. лет	Каменная степь	9АГ-2007. 135–160 см, мб*	Гор. [A1], пущинская криоморфная дерновая ПП	17 850±650 (3817-ИГАН)
	Пущино	2-83П. 195–220 см, мб.*	- « -	18 800±1200 (ГИН-4025)

Примечание.* – элементы палеокриогенного микрорельефа: блок и межблочье.

в профилях чернозема и серой лесной почвы составляет около 6–7 тыс. лет (таблица).

Наличие во всех рассмотренных ЭПО (с7-го по 2-ой) криоморфных признаков предполагает формирование этих ЭПО (накопление материала и его педогенную проработку) в перигляциальных условиях поздневалдайского ледникового времени. Поэтому, по-нашему мнению, и криоморфная шолмская лугово-дерновая ПП, и криоморфные ВГГ формировались до голоцена, но оказавшись в пределах активного голоценового педогенеза, оказались омоложенными.

Формирование верхнего первого компонента (1ЭПО) (рис. 1), в пределах которого иногда выделяется голоценовый микропрофиль (Al–Fe-гумусового подзола в дерново-подзолистых почвах или дерновой почвы в серых лесных почвах), мы относим к голоцену. Существенно облегчённый гранулометрический состав материала 1ЭПО, принципиально отличный от такового всех нижележащих ЭПО, предполагает и иные, видимо, более тёплые условия его субаэрального накопления. По нашим наблюдениям, аналогичный облегченный материал может накапливаться на слабонаклонной дневной поверхности даже в историческое время (в последние 7–8 столетий). Например, на плакорах Владимирского ополья, в окрестности селища Весь, перекрывший селище облегчённый суглинистый материал накапливался путём сепарации переносимого материала при делювиальном плоскостном переносе.

Причин, по которым к началу голоцена сформировалась пространственно неоднородная по составу ЭПО толща почвообразующих пород, по-видимому, несколько. Например, накопленный в какой-либо фазиал лессовидный суглинок с наступлением относительно тёплых условий межфазиала, прорабатываемый слабо выраженными процессами педогенеза, мог оказаться неспособным удержаться на дневной поверхности и оказался смытым талыми водами или от воздействия струйчатой эрозии. Талые воды способствовали развитию в реках боковой эрозии, которая вызывала обрушение берегов, локализацию процессов эрозии на склонах, усиливая процессы смыва лессовидного суглинка. В зависимости от мощности процессов смыва на месте могут остаться или части гумусового горизонта верхнего ЭПО, или только подгумусовые гор. В, окрашенные, как правило, в бурые тона, или горизонт ЭПО смывается полностью. В результате в оставшейся толще почвообразующих пород могут сохраниться самые разные части ЭПО.

Ещё одной из причин может являться изменение фациального типа перигляциального аллювия. Например, начиная с позднеледниковья (примерно с 14 тыс. л.н.), исследователи при обобщениях эволюции литологических параметров аллювиальных отложений бассейна Дона выделяют эпохи, перигляциальный аллювий которых отличается совершенно другими фациальными типами [Лаврушин, 1965; Холмовой, Лаврушин, Шпуль, 2007]. Показано, что перигляциальный аллювий в позднеледниковье отличается другим составом фациальных типов – к перигляциальным аллювиальным свитам добавляются свиты «тёплые», начинает преобладать боковая эрозия, повышается объём твёрдого стока рек (значит, усиливается вынос материала с водораздельных поверхностей, сокращаются мощности аллювиальных свит, уменьшаются вдвое глубины врезов).

Е.А. Спиридонова [1991] на основании результатов споро-пыльцевого анализа аллювиальных отложений показала, что на территории всего центра Восточно-Европейской равнины в поздневалдайском перигляциале от 14 170 до 10 200 лет развивались одни и те же интервалы изменяемости растительности: раунисский межстадиал (14170 лет), ранний дриас (13550–13500 л.н.), бёллинг (12350–12310 л.н.), аллерёд (10420–10200 л.н.). То есть, «тёплые» свиты добавлялись к аллювиальным отложениям на территории всего центра Восточно-Европейской равнины, здесь, как и в бассейне Дона, в поздневалдайском перигляциале начинает преобладать боковая эрозия, повышается объём твёрдого стока рек.

И.И. Борзенкова [1992] (рис. 2) предложила включить в период «теплых свит» одну из самых ранних теплых климатических эпох – ласко (16–15 т.л.н.).

Еще одна причина прерывистого смыва оттаивающего лессовидного суглинка материала может быть связанной с перманентным поднятием освобождающихся ото льда территорий, имеющих чаще всего, блоковое строение. Создаваемая за счет дифференцированных блоковых движений новая дневная блоково-разновысотная поверхность подвергалась смене погружений и поднятий, вызван-

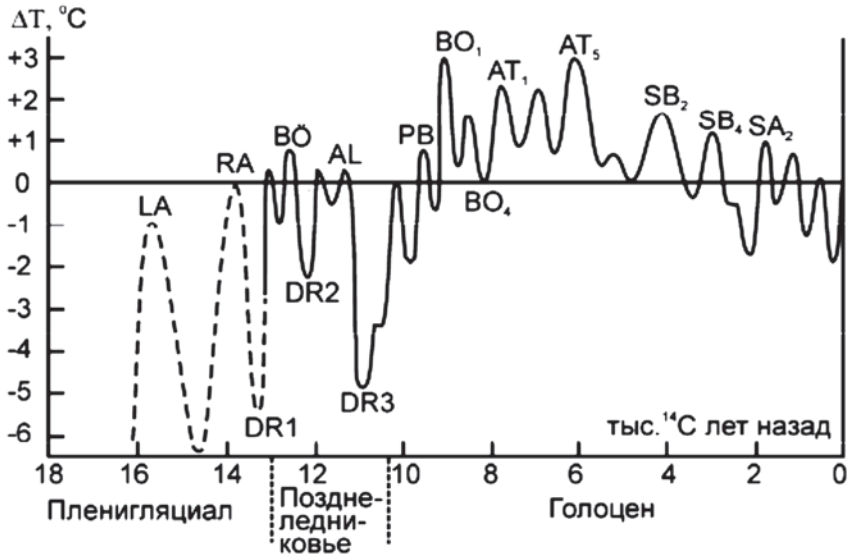


Рис. 2. Обобщенная температурная кривая для Северо-Западной Европы и севера ЕТР (по И.И. Борзенков**о**й [1992]).

Климатические эпохи: LA – ласко, RA – раунис, DRI – ранний дриас, BO – бёллинг, DR2 – средний дриас, AL – аллерёд, DR3 – поздний дриас, PB – пребореал, $BO_{1–4}$ – бореал, $AT_{1–5}$ – атлантик, SB – суббореал, SA–субатлантик.

ных гляциоизостатическим эффектом [Сидорчук, 2001]. Автор отмечает, что заметные изменения климата, начавшиеся примерно 14 тыс. л.н., вызвали увеличение стока воды за период половодья в центре Восточно-Европейской равнины в целом в 1,2–2,0 раза больше современного. В отдельных районах увеличение стока было ещё заметнее: в бассейне Волги сток увеличился вдвое, сток Оки и Камы был больше современного в 3–3,5 раза, в 4 раза поздневалдайский сток превышал современный в бассейне Дона. Следовательно, предполагаемый обычно сухим и холодным климат начальной стадии деградации поздневалдайского оледенения таким не был, а годовое количество осадков было даже больше современного.

Наши материалы позволяют предположить, что сухим и холодным климат перестал быть раньше, сразу после начала отступания ледникового покрова. Переход от последнего ледниковья к современному межледниковью осуществлялся сразу с отступления поздневалдайского ледникового покрова, примерно с 19 т.л.н. и продолжался до начала голоцена. В это время на дневной поверхности формировались покровные лёссовидные суглинки, являющиеся почвообразующими породами голоценовых почв. Эти суглинки формировались не только процессами осадконакопления в сопровождении процессов палеокриогенеза, но и процессами перигляциального почвообразования. Переход от ледниковья к межледниковью не был постепенным, а состоял из чередования более холодных и менее холодных стадий, развивавшихся в климатическом цикле наиболее низкого ранга – фазиально-межфазиальном.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: проект 15-04-04418.

Литература

Александровский А.Л. Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М.: Наука, 1983. 150 с.

Алифанов В.М, Гугалинская Л.А., Ковда И.В. К истории почв центра Русской равнины // Почвоведение. 1988. №9. С. 76–84.

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. Палеогидроморфизм, палеокриогенез и морфолитопедогенез черноземов// Почвоведение. 2005. № 3. С. 309–315.

Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. С. Петербург, Гидрометеоиздат, 1992, 246с.

Величко А.А. Вопросы геохронологии лёссов Европы. Изв. АН СССР. Сер.геогр.1976, N4. С. 8–15.

Гугалинская Л.А. Влияние стадийности валдайского литопедогенеза на формирование голоценового почвенного покрова. VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера. итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Сб. статей. Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 153–155.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Морфолитопедогенез и неотектоника // Почвоведение. 1995. № 9. С. 1061–1070.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Гипотетический литогенный профиль суглинистых почв центра Русской равнины. //Почвоведение. №1. 2000. С. 102–113.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Палеокриогенные особенности морфогенеза черноземов Каменной степи//Почвоведение. 2001.№ 8. С. 909–913.

Лаврушин Ю.А. Некоторые особенности механизма накопления ритмично-слоистых отложений склонов//Четвертичный период и его история. М., Наука, 1965. С. 91–103. Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене, М., Наука, 1981.

Сидорчук А.Ю. Значительный сток воды в поздневалдайской перигляциальной криозоне Восточной Европы и Западной Сибири//Материалы Второй конференции геокриологов России. Том 3. Региональная и историческая геокриология. Изд. МГУ, 2001, С. 217–224.

Соколов И.А. Почвообразование и время; поликлимаксность и полигенетичность почв. Почвоведение, 1984, № 2. С. 102–112.

Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене-голоцене. М.: Наука, 1991, 221 с.

Турсина Т.В., Верба М.П., Скворцова Е.В. Эволюция и возраст почв СССР, Пущино, 1986. С. 138–155.

Холмовой Г.В., Лаврушин Ю.А., Шпуль В.Г. Эрозия и аллювиальный процесс в новейшей геологической истории на примере бассейна Дона. Вестник ВГУ, сер. Геология, 2007, № 2. С. 37–49.

L.A. Gugalinskaya, V.M. Alifanov, F.Yu. Ovchinnikov

PEDOSTRATIGRAPHY OF THE LATE VALDAIAN (MIS 2) COVER LOESS-LIKE LOAMS AS PARENT MATERIALS OF THE HOLOCENE SOILS IN THE CENTRAL EAST-EUROPEAN PLAIN

The paper shows that the history of the Holocene soils is much longer than the Holocene itself and includes also the pre-Holocene process formation of parent material. It was due to the accumulation and layer-by-layer reworking by periglacial soil processes the multi-layered body of the Late Valdaian (MIS) cover loess-like loams was formed that incorporates elementary soil bodies (ESB). The Holocene soil processes linked together different lithological layers, that had passed through the Late Valdaian interphase pedogenesis, into paragenetic systems of modern polylithogenic and polygenic soils and transformed them into the interglacial zonal-type soils.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 74, 2015 г.

ИСТОРИЯ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ КАСПИЯ В ПЛЕЙТОЦЕНЕ (БЫЛА ЛИ ВЕЛИКАЯ ХВАЛЫНСКАЯ ТРАНСГРЕССИЯ?)

Е.Н. Бадюкова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, e-mail badyukova@yandex.ru

В статье рассматривается влияние подъема уровня моря на береговые процессы. Детальный анализ разрезов позволяет предположить, что не было глубокой Ательской регрессии и последующей за ней Хвалынской трансгрессии. Хазарская трансгрессия была одной из самых крупных в истории Каспия. Её уровень был несколько ниже Хвалынской, которая, по сути, была одной из осцилляций на фоне общего понижения уровня моря после Хазарской трансгрессии. В это время формировались лагунно-трансгрессивные террасы с шоколадными глинами на поверхности.

Ключевые слова: Каспий, хазарская трангрессия, хвалынская трансгрессия, ательская регрессия, осцилляции, шоколадные глины, лагунно-трансгрессивные террасы

Принятая история колебаний Каспия

По мнению исследователей, история Каспия есть история его колебаний, в которой выделяются колебания разного иерархического ранга – этапы, стадии, фазы, осцилляции и конвульсии [Свиточ, 2014]. В плейстоценовой истории Каспия были следующие крупные трансгрессивные эпохи – бакинская, раннехазарская и хвалынская. Последние две трансгрессии были разделены глубокой ательской регрессией, о ее времени и глубине которой существуют большие разногласия. В последние годы вновь привлечено внимание к гирканской трансгрессии [Лаврушин и др., 2014; Янина и др., 2014], которую ранее выделял Попов [1967]. Нет единого мнения о возрасте последующей раннехвалынской трансгрессии, которая сменилась енотаевской регрессией и затем позднехвалынской трансгрессией. Во время регрессий происходило накопление континентальных, аллювиальных и пролювиальных отложений. Залегают они, как, правило, с резким контактом на нижележащих отложениях и перекрыты (также с резким контактом) морскими песками или лагунными суглинками и глинами с песчаными прослоями, в которых нередко наблюдается малакофауна хвалынского облика.

Шоколадные глины

Изучение истории развития Каспийского бассейна, и в частности Северного Каспия невозможно без обращения к вопросу генезиса и возраста шоколадных глин (ШГ), занимающих здесь значительные площади, залегающих практически с поверхности вплоть до береговой линии позднехвалынского моря. Южнее они продолжаются до береговой линии и далее вскрываются при дноуглубительных работах в акватории мелководного Северного Каспия. ШГ являются отличительной и характерной фацией хвалынских отложений. Часть исследователей считают ШГ отложениями открытого моря, глубина которого в районах осаждения глин была в диапазоне от 25 до 50 м [Шанцер Е. В. 1951; Москвитин, 1962; Леонов и др., 2002 и др.]. М.П. Брицина [1954] придерживается мнения об образовании ШГ во время самостоятельной среднехвалынской трансгрессии. А.А. Свиточ и др. [2015] считают, что ШГ образовались в эстуариях и депрессиях дохвалынского рельефа. Однако есть данные о более широком распространении ШГ, так Т.Ф. Якубов [1955] приводит ряд разрезов, вскрывающих прослои ШГ на Волго-Уральском междуречье не только в эстуариях, но и на обширных прилегающих простран-

ствах; ШГ встречаются и на пространстве между Волгой и Ергенями под маломощным слоем осадков [Жуков, 1936], а также вдоль уступа Ергеней (рис. 1).

Надо отметить, что глины не покрывают сплошным покровом площадь их распространения, а приурочены к обширным лиманным понижениям, которые наряду с т.н. падинами являются характерной особенностью рельефа западной части Прикаспия и Волго-Уральского междуречья. Конфигурация лиманов очень разнообразна – от округлых до линейно-выпуклых, длина которых в отдельных случаях может достигать 100–180 км при ширине до десятков километров. Между лиманами и падинами располагаются водораздельные пространства иногда площадью в сотни гектаров. Примером обширных лиманов является система разливов и озер в устьевой части р. Ащеозек, включающая более 1000 небольших котловин, соединенных протоками. Для раннехвалынского бассейна характерна стадийность отступания и временные стабилизации уровня [Леонтьев, 1977]. Это фиксируется береговыми линиями, выраженными в виде отдельных протяженных песчаных массивов в Северном Прикаспии.

Во время трансгрессий происходило подтопление рек и образование эстуариев, в которых шло осаждение ШГ. Так, вдоль Волги в раннехвалынское время эстуарий протягивался далеко на север, вплоть до Самары [Свиточ и др., 2015]. Здесь, в бывшем эстуарии в районе г. Чапаевска ШГ залегают на высоте около 35 м. Анализ картографического материала и космоснимков показал, что в одну из заключительных стадий раннехвалынской трансгрессии эстуарий протягивался до п. Средняя Ахтуба, где образовались ШГ, кровля которых расположена сейчас на высоте около 5 м абс. На этой же высоте находятся ШГ в Колобовке, рас-

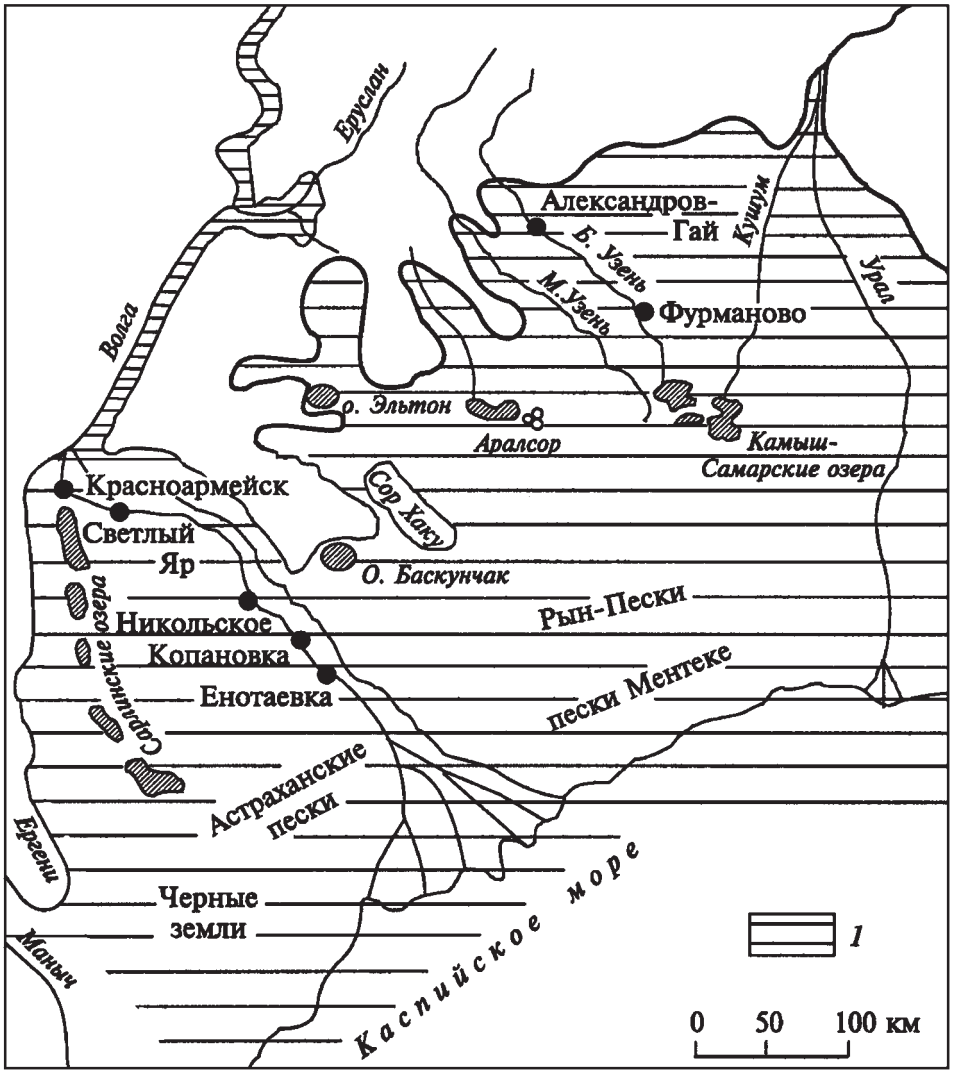


Рис. 1. Распространение шоколадных глин в Северном Прикаспии (по М.П. Брициной [1954]).

положенной в 40 км южнее, т. е. глины, вероятно, отлагались в одном эстуарии. Следовательно, их возраст при условии, что образцы на датирование, как из первого, так и второго разрезов взяты из подошвы или кровли отложений, будет примерно одинаков. На это указывают и датировки, приведенные в статье Ю.Г. Леонова и др. [2002].

Возраст ШГ принимается за раннехвалынский, поэтому нахождение раковин моллюсков в песчаных прослоях среди шоколадных глин дает возможность авторам априори считать их раннехвалынскими. Нами был проведен анализ имеющихся литературных данных о возрастах и местах взятия верхне- и нижнехвалынских образцов. Выяснилось, что все образцы, возраст которых согласно датировкам (по C^{14} и Th^{230}/U^{234}) является раннехвалынским, были отобраны в интервале отметок от –18 м абс. до 10–15 м абс. На более высоких отметках из нижнехвалынских отложений (вплоть до 32 м абс.) были отобрано и продатировано только несколько образцов раковин моллюсков на побережьях Азербайджана и Дагестана. Места взятия образцов верхнехвалынского возраста располагаются в интервале высот от –21 м до 0 м, т.е. нижне- и верхнехвалынские отложения в Северном Прикаспии почти не разделяются не только по возрасту, но и по своему гипсометрическому положению [Бадюкова, 2007].

В опубликованных нами ранее статьях делался вывод о лагунном происхождении ШГ, этих характерных отложений, возраст которых расположен в широком диапазоне [Бадюкова, 2000], поэтому здесь приведем, лишь, коротко основные положения о генезисе ШГ. Они часто лежат линзами и резко выклиниваются. В них много песчаных прослоев, в которых часто встречаются раковины моллюсков, предпочитающих жить в солоноватых или пресных водах на мелководье. ШГ залегают почти на поверхности под почвами, непосредственно на субаэральных, озерных, аллювиальных, дельтовых, а также на прибрежно-морских отложениях. Иногда в подошве ШГ, где наблюдается четкий фациальный переход от нижележащих отложений к ШГ, встречаются корни тростников. В рамках проекта INTAS в геохимической лаборатории Утрехского университета (Нидерланды) были получены следующие результаты анализов ШГ. Во-первых, низкие значения водородного и высокие значения кислородного индексов, что однозначно говорит о континентальном типе исходного органического вещества (ОВ). Во-вторых, в ШГ очень мало ОВ, что указывает на окислительно-мелководные условия и высокую гидродинамику среды.[1]

На мелководность бассейна, где господствовали окислительные процессы, указывает и большое количество гидроокислов железа, которые придают характерную окраску отложениям. Детальные исследования ШГ, существенно дополняющиеся имеющиеся сведения, в последние годы провели А.А. Свиточ и др. [2015].

Принимая ШГ за лагунные отложения надо объяснить их столь широкое распространение с поверхности (почти во всех разрезах вплоть до позднехвалынской береговой линии около 2–0 м абс., а это сотни км), причем с отметок около 30 м вплоть до 0 м абс. Известно, что при подъеме уровня моря всегда происходит размыв подводного берегового склона [Леонтьев, 1961], поэтому во время хвалынской трансгрессии от – 100÷140 м (возможный, по мнению многих исследователей, уровень ательской регрессии) до 35 м абс. неизбежно должна была быть размыта верхняя толща отложений.

Лагунно-трансгрессивные террасы

Известно, что на фоне общего понижения уровня Каспия происходили его положительные осцилляции, которые оставили в рельефе стадиальные береговые линии. Исследования показали, что развитие берега при трансгрессии зависит от сочетаний уклонов прибрежной затапливаемой равнины и подводного берегового склона при выработанном профиле равновесия. Образование лагуны возможно лишь на тех участках, где первичные уклоны суши, на которую трансгрессирует море, меньше уклонов приурезовой полосы дна [Бадюкова и др., 1996]. Именно такая ситуация была в Северном Прикаспии, где многочисленные трансгрессивно-регрессивные этапы привели к выполаживанию прибрежного рельефа и где Волга формировала обширные дельты.

Положительное изменение уровня моря обеспечивает в соответствии с основными закономерностями формирования береговой зоны постоянный размыв верхней части подводного берегового склона, еще недавно являвшегося краем прибрежной равнины [Зенкович, 1962, Леонтьев, 2014]. Одновременно с формированием берегового вала происходит выполаживание нижней части подводного берегового склона материалом наиболее мелких фракций, перемещающимся на глубину благодаря волновой сепарации наносов в береговой зоне. Это вполне наглядно иллюстрируется на Дагестанском побережье сопоставлением батиграфических кривых подводного берегового

[1]Данные любезно предоставлены проф. Д. Хусейновым, институт геологии азербайджанской Национальной Академии Наук, Баку

склона, построенных для регрессивного и трансгрессивного периодов [Соловьева и др., 2001]. При этом площадь, занятая морем в пределах строго ограниченных исследованных участков побережья, увеличилась уже в первые 10 лет трансгрессии (на 7% за счет отступания береговой линии, а верхняя часть подводного склона приобрела значительно большую глубину и крутизну по сравнению с регрессивным периодом. В нижней части подводного склона (с глубины примерно 14–15 м) происходила аккумуляция части материала от размыва прибрежной полосы дна. На суше за береговым валом образуется собственно лагуна – результат затопления и подтопления грунтовыми и морскими водами регрессивной аккумулятивной террасы, плоская поверхность которой оказывается ниже уровня трансгрессирующего моря. Значительную роль при формировании лагуны играют также речные потоки, подпруженные образовавшимся валом.

Таким образом, одновременно создаются два элемента берегового рельефа – береговой вал и лагуна, генетически неразрывно связанные между собой и образующие единую трансгрессивную систему. В ней также наблюдается одновременное формирование двух литологически абсолютно разных типов осадков практически на одних и тех же гипсометрических уровнях. В лагуне образуются лагунные или аллювиально-дельтовые отложения, если она возникла на приустьевом участке берега, а в пределах отчленяющего ее берегового вала (преобразующегося при последующих осцилляциях уровня моря в береговой бар, состоящий из серии береговых валов) формируются морские осадки прибрежной фации. Такой парагенез отложений необходимо учитывать при интерпретации геологических материалов и при палеогеографических построениях.

Лагуна образуется на поверхности бывшей регрессивной террасы, поэтому в трансгрессивной серии морских осадков лагунные образования подстилаются более древними отложениями, причем с резким несогласием, без постепенного фациального перехода. В результате положительных осцилляций формировались серии больших лагун, отделенных барьерами – барами. При унаследованном развитии береговых процессов многократные колебания уровня моря могут привести к такой ситуации, когда приморская равнина будет представлять собой серию последовательно причлененных друг к другу лагунно-трансгрессивных террас. В лагунах, лежащих на все более низких гипсометрических отметках, накапливались шоколадные глины, а морские песчаные отложения фиксировали бывшие береговые линии. Надо заметить, что возвратно-поступательные колебания уровня моря в ряде случаев могут размывать береговые бары или перекрывать их, если уровень моря при очередном подъеме превышал предыдущий (рис. 2, терраса II). Важно отметить, что отложения, которые формируются в лагунах, залегают со стратиграфическим несогласием с отложениями различного генезиса и возраста, наблюдается четкая граница между лагунными и нижележащими отложениями, причем это несогласие не означает размыв.

Относительно продолжительный подъем уровня моря при соответствующем соотношении уклонов подводной и надводной частей береговой зоны и достаточном количестве наносов обеспечивает не только активную аккумуляцию материала в приурезовой полосе берега, но и продвижение береговой линии в сторону суши за счет перебрасывания пляжевого материала в лагуну штормовыми волнами, сопровождающимися нагонами. При этом, несмотря на отступание и активный размыв подводного берегового склона, берег сохраняет аккумулятивный облик. Так, во время подъема уровня Каспия на 2,5 м в конце 20 века береговая линия на одном из аккумулятивных участков побережья Дагестана отступила почти на 700 м, а берег сохранил аккумулятивный облик. Величина отступания была тем выше, чем больше скорость подъема уровня Каспия Каждый этап подъема уровня моря проводил к отступанию берегового вала (рис. 3).

Процесс «наползания» бара на лагуну вызывает субгоризонтальное фациальное замещение лагунных суглинков прибрежными пляжевыми

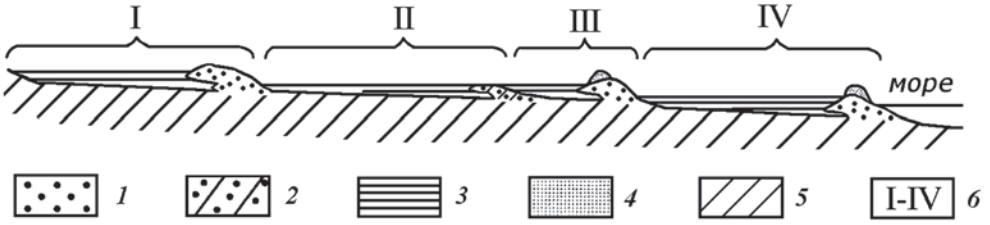


Рис. 2. Лагунно-трансгрессивные террасы.
1 – отложения берегового бара; 2 – захороненный бар; 3 – лагунные отложения; 4 – эоловые пески; 5 – подстилающие отложения; 6 – серия лагунно-трансгрессивных террас

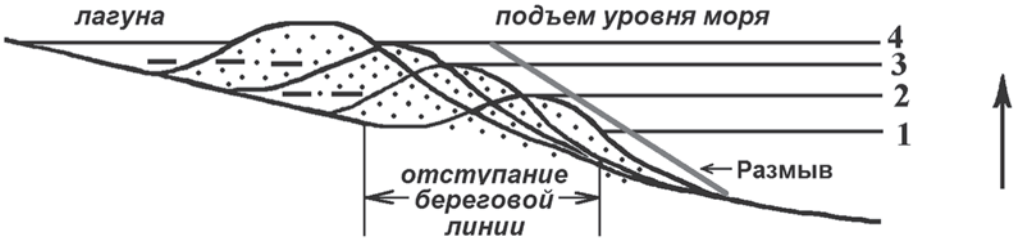


Рис. 3. Схема развития береговой зоны при подъеме уровня моря:

песками, наиболее характерное для участков лагуны, расположенных непосредственно за баром. При определенных морфологических и гидрологических условиях, в рассматриваемой системе, песчано-ракушечный материал бара «сваливается» в лагуну, перекрывая ее отложения. Таким образом, в трансгрессивной серии морских осадков лагунные образования, как правило, подстилаются более древними отложениями предшествующей регрессивной фазы, а перекрываются иногда с резким контактом песчано-ракушечными пляжевыми наносами, соответствующими тому же, что и лагунные суглинки, трансгрессивному этапу [Бадюкова и др., 2003]. Речные потоки, впадающие в лагуну, также поставляют в нее более крупный материал, формирующий аналогичные прослои в лагунных отложениях. При очередном падении уровня моря образовавшиеся лагуны частично осушаются и их бывшие акватории превращаются в надводную террасу, которую мы, в отличие от регрессивной террасы, назвали лагунно-трансгрессивной, так как ее отложения сформировались при трансгрессии. Надо отметить, что анализ существующих данных по берегам Мирового океана показал, что при понижении уровня бассейнов лагуны, за редким исключением, не образуются [Бадюкова и др., 2010].

Если регрессивная терраса сложена почти целиком пляжевой фацией морских отложений, то в строении лагунно-трансгрессивной террасы прибрежно-морские осадки образуют только отчленяющий ее бар. Остальная, бóльшая часть лагунно-трансгрессивной террасы сложена глинами, суглинками, супесями местами с прослоями «ленточных» глин и песков глинистых лагунного или дельтового облика. Осадки серовато-бурые, коричневато-бурые, неяснослоистые или неслоистые, плохо сортированные, с пятнами оглеения, в кровле кое-где наблюдаются палеопочвы, местами присутствуют мелкобитая ракуша, растительные остатки.

Разрезы Нижнего Поволжья

Таким образом, в береговой зоне Каспия, неоднократно менявшего свой уровень, нельзя коррелировать отложения, вскрытые в обнажениях и скважинах, расположенных вкрест простирания древних береговых линий, так как в этом случае есть большая вероятность ошибочно принять за единую толщу отложения разных серий лагунно-трансгрессивных террас, сформировавшихся во время самостоятельных трансгрессий на различных гипсометрических отметках.

Однако данное обстоятельство не принимается во внимание при изучении разрезов на побережье Каспия, поэтому проводится, как обычно при геологических исследованиях, корреляция свит и слоев в разрезах. Так, лессовидные суглинки, венчающие многие разрезы, принимаются за единые ательские суглинки, фиксирующие глубокую регрессию между хазарской и раннехвалынской трансгрессией.

Детальное изучение литературных источников и полевые исследования автора показали, что ни в одном из многочисленных известных разрезов в Северном Прикаспии нет серии хвалынских морских трансгрессивных толщ открытого водоема.

Хвалынские отложения с четким контактом залегают в виде маломощных слоев только в кровле разрезов. Это ШГ или суглинки, в подошве которых, прослеживается, иногда, тонкий песчаный прослой с хвалынскими раковинами. Залегают ШГ последовательно на все более молодых аллювиально-дельтовых песчаных пачках – ахтубинских песках, черноярских песках, песках в карьере у Цаган-Амана и др. Разный возраст песчаных толщ наглядно фиксируется при сравнении разрезов Средняя Ахтуба, Черный Яр, Нижнее Займище и Цаган Аман. Если в разрезе Средняя Ахтуба выделяется несколько палеопочв, то в Черном Яре есть только одна хорошо выраженная гидроморфная палеопочва, которая перекрывает аллювиальные пески. В Нижнем Займище, как и в разрезе Цаган-Аман палеопочвы почти не выражены.

Сверху аллювиальные толщи во всех разрезах перекрыты субаэральными отложениями, но возраст их разный – на более низких гипсометрических уровнях он будет все более молодой. В ряде разрезов видно, что песчаные тела, в свою очередь

залегают на хазарских морских трансгрессивных толщах.

Разрезы у восточного склона Ергеней

Принимая во внимание сложность интерпретации разрезов в Северном Прикаспии были проведены полевые исследования вдоль восточного склона Ергеней, где сохранились древние береговые линии, и где влияние речных артерий было минимальным. Так, в п. Тундутово, в непосредственной близости от балки на субгоризонтальной поверхности высотой около 30 м, примыкающей к пологому склону Ергеней, разрабатывается карьер по добыче шоколадоподобных глин.

В карьере (рис. 4) вскрываются сверху вниз (почвенный слой снят): 1). Тонкий песчаный слой, 2–4 см. 2). ШГ, в подошве нечеткий переход, 3–5 см. 3). Пески светлые с солоноватоводной хвалынской фауной *Didacna ebersini, Hypanis plicatus, Monodacna caspia,* около 1 м. Контакт в подошве четкий. 4). Краснобурые глины с гипсом, мощность около 2 м. Глины плотные, загипсованные, с кристаллами гипса таблитчатой и призматической формы размером 5–10 см. Переход в нижележащий слой постепенный. 5). Суглинки бурые и желто-серые тонкослоистые, без фауны. Видимая мощность около 2 м.

Важно подчеркнуть, что раннехвалынские отложения расположены не выше 35–38 м абс., так как в борту рядом находящейся балки Грязная на высоте около 40 м с поверхности вскрываются ергенинские песчаники неогенового возраста.

Второй разрез изучался в устьевой части балки Яшкуль, расположенной южнее и приуроченной также к восточному склону Ергеней . Здесь в левом борту с высотой бровки около 33–35 м абс. сверху вниз обнажается мощная (18м) аллювиально-морская толща. Под почвой и маломощными субаэральными отложениями здесь вскрываются: 1. Тонкий прослой (0,2 м) раннехвалынских морских песков с детритом и мелкими раковинами *Hyparis plicatus, Adacna vitrea, Adacna laeviuscula, Didacna ebersini.* Контакт в подошве четкий. 2. Субаэральные (аллювиально-пролювиальные) суглинки мощностью около 2 м. 3. Пески серые,

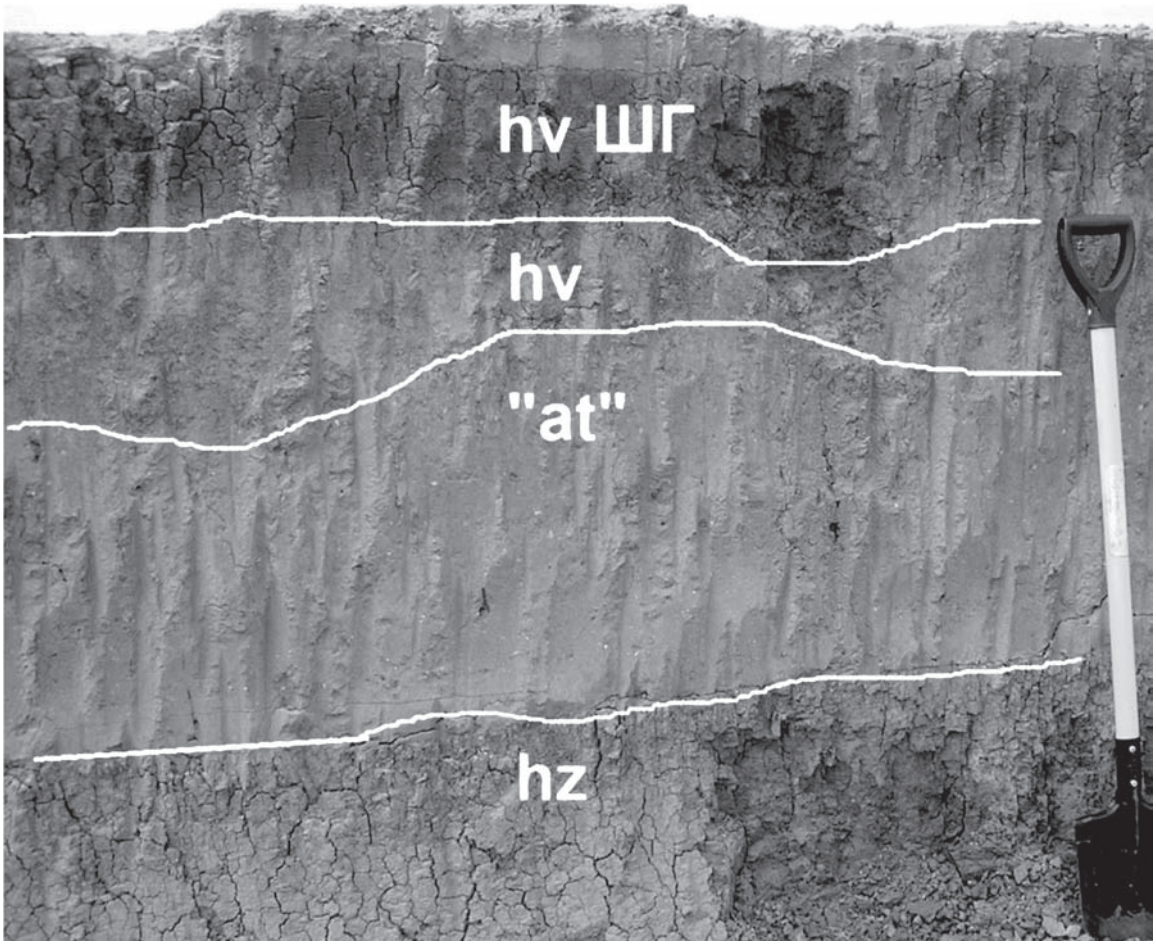


Рис. 4. Разрез Тундутово (восточный склон Ергеней).

слоистые с раковинами солоноватоводных хазарских моллюсков *Didacna subpyramidata, D. Pallasi, D.cristata, dreissena polymorpha.*[1] Мощность около 3 м. 4. Разного цвета и литологии аллювиально-пролювиальные отложения, которые продолжаются до уреза р. Яшкуль. Это суглинки, супеси и пески слоистые, видимой мощностью около 5 м.

По своему высотному положению хазарские толщи, кровля которых расположена примерно на 28 м, соответствуют краснобурым глинам с гипсом в разрезе в карьере у пос. Тундутово. Если в последнем случае – это лагунные осадки, то в данном разрезе – это был открытый водоем, береговая линия которого была приурочена, вероятно, к отметкам около 30–35 м. Нижнехвалынские соловатоводные отложения трансгрессивно перекрывают аллювиально-пролювиальные суглинки, образуя обширную террасу, которая примыкает к пологому склону Ергеней.

Интерпретация литературных и полевых материалов

Таким образом, геолого-геоморфологические исследования восточного приергенинского участка Северного Прикаспия позволяют внести ряд новых представлений об истории колебаний уровня Каспия в конце плейстоцена. Так, максимальный уровень раннехвалынского бассейна на данной территории не превышал 35–40 м. Уровень хазарского бассейна в его максимальную стадию также достигал примерно этих же отметок.

Все вышесказанное позволило придти к следующим выводам, которые на первый взгляд выглядят неожиданно, но которые тесно связаны друг с другом и подкрепляются конкретными литературными и полевыми материалами. История развития Каспийского моря в плейстоцене автору в упрощенном виде представляется следующей.

Была крупная, протяженная во времени хазарская трансгрессия с осцилляциями, т.е. на фоне генерального подъема были и понижения уровня моря, как это происходило во все времена его истории. Уровень трансгрессии был около 30–40 м и даже в ряде районов превышал его. Так Г.И. Рычагов [1997] подчеркивал, что позднехазарские террасы расположены выше раннехвалынских и образуют наклонную прибрежную равнину. Все исследователи отмечали, что на берегах Каспия в хазарское время был очень активный волновой режим, а воды были существенно опреснены. Автор придерживается версии о существовании в это время перетока вод из Западной Сибири.

Между хазарскими и хвалынскими отложениями в Нижнем Поволжье залегают аллювиальные и озерно-болотные отложения, перекрытые субаэральными суглинками; на западном побережье это мощные аллювиально-пролювиальные толщи, сложенные грубозернистым материалом (например, галечники мощностью до 10–15 м в разрезах на устьевом участке р. Манас в Дагестане). На восточном берегу, хвалынские отложения залегают на лессовидных суглинках, на каракумской свите или непосредственно на хазаре.

По нашим представлениям на Нижней Волге после хазарской трансгрессии было падение уровня моря (судя по мощности аллювальных и субаэральных отложений, не более 10–15 м) и формирование в береговой зоне одной из первых аллювиальных пачек, т.е. ахтубинских песков, перекрытых позднее лессовидными суглинками (атель в её обычном понимании). Данный субаэральный период продолжался длительное время, так как в толще сформировалась серия почв, одна из которых, по мнению исследователей, микулинского возраста [Васильев, 1961; Москвитин, 1962]. Все это время море находилось сравнительно недалеко, а длительный интервал времени способствовал развитию в нем малакофауны хвалынского облика.

При последующем подъеме уровня море трансгрессировало не только на низменные дельтовые равнины, но и в долины рек, образуя лагуны и эстуарии. В них и шло накопление ШГ. Судя по большинству разрезов, на берегах Каспия уровень этой хвалынской трансгрессии незначительно превышал хазарский. Так, в Калмыкии (рис. 4, 5) ШГ и субаэральные суглинки незначительной мощности (около 1 м) залегают на хазарских отложениях. Важно подчеркнуть, что уровень раннехвалынского моря вдоль восточного склона Ергеней не превышал 35 м. В Северном Каспии все полученные по космоснимкам профили через Сыртовый уступ и северную часть раннехвалынской равнины фиксируют подошву клифа также на высоте около 35 м абс. Примерно до этих же отметок распространены ШГ вверх по долине Волги.

Подъем сменился падением уровня и образованием очередной песчаной толщи – черноярских песков, перекрытых, в свою очередь, лессовидными, но уже не ательскими, а более молодыми субаэральными суглинками. И вновь падение уровня было неглубоким. При последующих подъемах уровня моря субаэральные отложения перекрывались очередной серией маломощных лагунных

[1]Определения малакофауны выполнены проф. Т.А. Яниной

хвалынских отложений на междуречье Волги и Урала и глинистыми осадками в эстуариях, приуроченных к устьям рек.

Рельеф междуречья Волги и Урала отличается сравнительно большим разнообразием. Для него характерно присутствие многочисленных бессточных озер, лиманов и обширных понижений, которые перемежаются протяженными песчаными массивами. Последние фиксируют положение бывших береговых баров лагунно-трансгрессивных террас. Эстуарии, последовательно образующиеся на Волге, протягивались на десятки километров. Каждое понижение уровня моря приводило к врезанию реки, поэтому при очередном повышении уровня происходило унаследованное развитие в приустьевой части Волги, где вновь формировался эстуарий

Падение уровня Каспия с осцилляциями продолжалось вплоть до Енотаевской регрессии, когда на значительное падение уровня моря указывает смена типов берегов при последующем подъеме и образование четко выраженной абразионной береговой линии в виде уступа на высотах около 0–2 м в районе п. Никольского, а также на других побережьях Каспия. Абразия берегов, как правило, начинается при смене сочетаний углов приморской равнины и подводного склона, т.к. глубокая регрессия обнажает более крутой подводный склон, по сравнению с вышележащим и соотношение углов прибрежной суши и подводного склона меняется – уклон суши больше уклона подводного склона [Бадюкова, 1996].

Южнее п. Никольское у п. Цаган-Аман детально изучался протяженный разрез, где выделяются две толщи субаэральных отложений, между которыми залегают отложения с хвалынской фауной [Tudrun et al., 2013; Лаврушин и др., 2014]. Авторы считают, что это гирканские отложения, которые впервые выделил Г.И. Попов [1967], а в последние годы – Ю.П. Безродных и др. [2015] в буровых скважинах в Северном Каспии. Пос. Цаган-Аман расположен уже на поверхности позднехвалынской террасы, на отметках около – 5–6 м абс., поэтому, вероятно, следует интерпретировать разрез, вскрывающий отложения с хвалынской фауной, как очередную лагунно-трансгрессивную террасу хвалынского возраста, тем более, что их характер позволяет сделать вывод о существовании здесь лагуны, которая образовалась при повышении уровня моря и, судя по приведенному описанию [Лаврушин и др., 2014], постепенно углублялась, что привело в дальнейшем к проникновению в нее хвалынских раковин. Лагунные отложения залегают на субаэральных отложениях предыдущей регрессивной террасы и, перекрыты, в свою очередь субаэральными суглинками, сформировавшимися на поверхности, осушившейся при падении уровня лагунно-трансгрессивной террасы.

В заключение надо обратить внимание еще на одну проблему, которая возникает при рассмотрении истории развития Каспия по разрезам вдоль Нижней Волги. Каждое понижение уровня моря способствовало, в свою очередь, понижению базиса эрозии и врезанию реки. Это приводило к частичному размыву предыдущих аллювиальных и морских осадков и переотложению заключенной в них малакофауны на более низкий гипсометрический уровень. Перемещение раковин в потоке не приводит к их сильному истиранию, в отличие от прибрежной зоны моря, где действует прибойный поток. Поэтому иногда достаточно сложно определить реальное положение раковин моллюсков в разрезе.

Современная долина Нижней Волги врезана – река и ее многочисленные русла (Ахтуба) южнее Волгограда текут на протяжении более 500 км в эрозионном врезе шириной до 20 км и глубиной до 15–20 м, следовательно, значительная часть осадков в Северном Каспии являются переотложенными. Они и формируют Мангышлакский порог, который, как показали многие исследования, в частности работа П.А. Куприна и др. [1991], сложен рыхлой толщей дельтово-морских осадков. Все это требует тщательных анализа при интерпретации новых данных, полученных в последнее время бурением в акватории Северного Каспия.

Несмотря на то, что данные построения далеки от завершения и являются лишь заявкой для дальнейших детальных изучений, они уже на данном этапе позволяют по-другому взглянуть на некоторые этапы в истории развития Каспия. Известно, что в последние годы получены новые данные (буровые колонки, данные абсолютного датирования, спорово-пыльцевой метод и др.), однако они не внесли ясности в решение проблемы. В частности при традиционной стратиграфической схеме трудно объяснить, откуда поступило столько воды в Каспий в конце плейстоцена, когда в Северной Европе существовал самый небольшой из всех ледников – Валдайский. Привлечение для этого различных теорий (тектонические причины, изменение объема котловины Каспия, разгрузка подземных вод, талые воды древних ледников и др.) пока не помогло ответить на многие вопросы истории развития Каспия в конце плейстоцена.

Также трудно объяснить существование Буртасского озера в Маныче [Попов, 1983] одновременно с глубокой ательской регрессией в Каспии. Эти вопросы, однако, отпадают, если принять представленные построения. В первом случае для раннехвалынской трансгрессии необходим гораздо меньший объем воды, так как трансгрессия

началась, когда уровень Каспия был не –100–120 м, а гораздо выше; во втором – Буртасское озеро существовало тогда, когда его уровень совпадал с уровнем Каспия.

Автор намеренно не касается вопроса о возрасте трансгрессивно-регрессивных циклов и их корреляции с событиями в Северной Европе, так как для этого предварительно необходимо переосмыслить многие фактические данные, полученные как ранее, так и в последние годы в каспийском регионе.

Заключение

1. Была Великая Хазарская трансгрессия, уровень которой достигал 30–35 м. Катастрофическое повышение уровня Каспия было возможно связано с проникновением вод из Западной Сибири по Тургаю. Предположительно данное событие произошло около 200–250 тыс.л.н.

2. После хазарской трансгрессии не было глубокой ательской регрессии, сравнительно небольшая по амплитуде, но продолжительная регрессия завершала хазарскую трансгрессию.

3. В этот период на приморской равнине формировалась толща аллювиальных ахтубинских песков с палеопочвами, нижняя из которых имеет микулинский возраст. В завершение этапа пески были перекрыты субаэральными суглинками. Длительный интервал времени способствовал развитию в рядом расположенном бассейне типично хвалынской фауны.

4. Последующий в раннехвалынское время подъем уровня привел к образованию лагуны на приморской дельтовой равнине, где шло накопление ШГ. Амплитуда раннехвалынской трансгрессии составляла не более 20–30 м. Данная трансгрессия была одной из крупных осцилляций на фоне поэтапного отступания моря после хазарской трансгрессии.

5. Очередное падение уровня моря и формирование следующей песчаной косослоистой толщи, впоследствии перекрытой субаэральными суглинками; в результате последующего повышения уровня моря вновь образовывалась лагуна. Таким образом, формировалась серия лагунно-трансгрессивных лагун, расположенных на все более низких гипсометрических отметках.

6. Гирканская трансгрессия, скорее всего, являлась одним из трансгрессивно-регрессивных циклов в истории Каспия в хвалынский век на общем фоне его понижения после Великой Хазарской трансгрессии.

7. Разрезы на Нижней Волге при всей их, казалось бы, доступности для детального изучения, вряд ли могут служить опорными разрезами для Каспия. При их интерпретации трудно, а часто невозможно выявить толщи осадков принадлежащие к определенным возвратно поступательным этапам, как трансгрессивного, так и регрессивного. Многочисленные колебания уровня моря, сопровождающиеся образованием эстуариев, а также эрозионная деятельность Волги при неоднократно меняющемся базисе эрозии частично размывали ранее сформированные толщи, что привело к существенной неполноте геологической летописи в данном районе.

Литература

Бадюкова Е.Н., Варущенко А.Н., Соловьева Г.Д. Влияние колебаний уровня моря на развитие береговой зоны // Вестник МГУ. 1996. Сер.5. №6. С.83–89.

Бадюкова Е.Н. Генезис хвалынских шоколадных глин Северного Прикаспия // Бюл. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2000. Т. 75. Вып. 5. С. 25–31.

Бадюкова Е.Н., Соловьева Г.Д. Лагунно-трансгрессивные террасы // Геоморфология. 2003. №3. С. 36–43.

Бадюкова Е. Н. Возраст хвалынских трансгрессий Каспийского моря // Океанология. 2007. Т.47. №3. С.432–438.

Бадюкова Е.Н., Каплин П.А. Береговые бары // «Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа». Москва. 2010. С. 62–77.

Безродных Ю. П., Делия С. В., Романюк Б. Ф., Сорокин В. М., Янина Т. А. Новые данные по стратиграфии верхнечетвертичных отложений Северного Каспия //Доклады РАН 2015, том 462, № 1, с. 95–99.

*Брицина М.*П. Распространение хвалынских шоколадных глин и некоторые вопросы палеогеографии Северного Прикаспия // Труды института географии 1954. Вып. 62. С. 5–27.

Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука. 1987. 240 с.

Васильев Ю.М. Антропоген Южного Заволжья // Труды геолог. инс-та. 1961. Вып.49. 128с.

Жуков М.М. К стратиграфии каспийских осадков низового Поволжья // Труды комиссии по изучению четвертичного периода. 1935. Вып.2. С. 227–272.

Жуков М.М. Отложения Низового Поволжья // Тр. Московского геолого-развед. ин-та. 1936. Т.1. С. 3–28.

Застрожнов А.С., Попов С.В., Застрожнов Д.А. Вопросы проблематики нижневолжских разрезов Неоплейстоцена // VIII Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» Ростов-на-Дону. 2013. С. 207–209.

Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М. Изд-во АН СССР. 1962. 710с.

Куприн П.Н., Росляков А.Г. Геологическая структура Мангышлакского порога // Геотектоника. 1991. №2. С. 28–40.

Курбанов Р.Н., Свиточ А.А., Янина Т.А. Новые данные о стратиграфии морского плейстоцена на западе Челекенского пол-ва // Доклады российской АН. 2014. Т. 459. № 6. С.476–749.

Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Тудрин А., Шали Ф., Антипов М.П., Кураленко Н.П., Курина .Е.Е., Тухолка П. Каспий: гидрологические события позднего квартера // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2014. №73. С. 19–51.

*Леонов Ю.*Г., *Лаврушин Ю.А., Антипов М.П., Спиридонова Е.А., Кузьмин Я.В., Джалл Э.Дж.Т. , Бурр С., Желиновская А., Шали Ф*. Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря // Доклады Академии Наук 2002. Т. 386. №2. С. 229–233.

*Леонтьев И.О.*Морфодинамические процессы в береговой зоне моря // Изд-во Ламберт 2014. 251 с.

Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во Московского университета. 1961. 418с.

Леонтьев О.К. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: Изд-во Московского университета. 1977. 210 с.

Москвитин А. И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Тр. Геол. ин-та. М. Изд-во АН СССР. 1962. 262 с.

Попов Г.И. Гирканская трансгрессия в Северном Прикаспии // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1967. №33. С. 77–86.

Попов Г.И. Плейстоцен черноморско-каспийских проливов. М.: «Наука». 1983. 215 с.

Православлевъ П. Геологические наблюдения по правому берегу р. Волги, между Камышинымъ и Каменнымъ Яромъ // Тр. Варшавского об-ва естествоиспытателей. 1900. Т.11. С. 1–43.

Православлевъ П. Материалы к познанию Нижневолжских каспийских отложений. Ч.1. Варшава. Изд-во Варшавского ун-та. 1908. 464 с.

Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М. МГУ. 1997. 268 с.

Свиточ А. А. Большой Каспий: строение и история развития. М. Изд-во МГУ.2014.270 с.

Свиточ А.А., Макшаев Р.Р. Шоколадные глины Северного Прикаспия (распространение, условия залегания и строение) // Геоморфология. 2015. № 1. С. 101–111.

*Соловьева Г.*Д., Варущенко А.Н. Характер трансгрессивных изменений рельефа подводного берегового склона Каспийского моря на примере дагестанского побережья //Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке. М.: «ГЕОС». 2001. С. 314–320.

Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. М. Изд-во АН СССР. 1953. 130 с.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Известия АН СССР. М. 1957. 296 с.

Шанцер Е.В. Геологическое строение и гидрологическая обстановка как критерий оценки лесорастительных условий в Приволжской полосы Прикаспийской низменности //Труды комплексной научной экспедиции по вопросам полезащитного лесоразведения. 1951. Т. 1. Вып. 2. С. 140–168.

Шкатова В.К. Региональная стратиграфическая схема квартера Нижневолжского (Каспийского) региона / /Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону. 2006. С. 175–180.

*Якубов Т.Ф. Пе*счаные пустыни и полупустыни Северного Прикаспия. М.: Из-во АН СССР. 1955. 530с.

Янина Т.А. А. Неоплейстоцен Понто-Каспия. Биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М. 2012. 264 с.

*Янина Т.*А. *, Сорокин В. М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф.* Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря // Вестник МГУ. Сер. 5. 2014. № 3. С. 3–9.

Tudrun A. , Chalie F., Lavrushin Yu.A ., Antipov M.P., Spiridonova E.A., Lavrushin V., Tucholka P., Leroy S. A.G. Late quaternary Caspian Sea environment: Late Khazarian and Early Khvalynian transgressions from the lower reaches of the Volga river // Quaternary international. 2013. V. 292. P. 193–204.

E.N. Badyukova

THE HISTORY OF THE CASPIAN SEA LEVEL FLUCTUATIONS IN THE PLEISTOCENE (DID THE GREAT KHVALYNIAN TRANSGRESSION REALLY EXIST?)

The article examines the impact of the sea level rise on coastal processes. A detailed analysis of the outcrops suggests that there were no deep Atel regression and then Khvalyn transgression. Khazar transgression was one of the largest in the history of the Caspian Sea. Its level was slightly less than the level of the Khvalyn transgression. This transgression was in fact one of the oscillations of the Caspian Sea on the background of its gradual regression. In that time lagoon-transgressive terraces formed with the chocolate clays on surface.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА СИБИРИ (ПО МАТЕРИАЛАМ IX ВСЕРОССИЙСКОГО СОВЕЩАНИЯ «ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КВАРТЕРА, ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ» Г. ИРКУТСК, 15–20 СЕНТЯБРЯ 2015 Г.)

В сентябре 2015 г. в Иркутске состоялось 1Х Всероссийское совещание Комиссии ОНЗ РАН по изучению четвертичного периода. Совещание проводилось под эгидой Сибирского Отделения РАН, Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН и Геологического института РАН при финансовой поддержке РФФИ. Это было первое Всероссийское совещание Комиссии, проводимое в Восточной Сибири.

Практически всю огромную научно-организационную работу по проведению Совещания взяли на себя сотрудники Института географии СО РАН во главе с директором Института д.г.н. В.М. Плюсниным и зав. лаб. геоморфологии д.г.н. Ю.В. Рыжовым. На заключительном пленарном заседании участники Совещания выразили всем членам рабочей группы по проведению совещания глубокую благодарность за организацию комфортной и плодотворной работы.

В работе Совещания приняли участие 234 исследователя четвертичного периода из различных городов России: Москвы, Санкт-Петербурга, Новосибирска, Иркутска, Улан-Удэ, Тюмени, Красноярска, Якутска, Екатеринбурга, Ростова-на-Дону, Краснодара, Петрозаводска, Апатит, Перми, Пущино, Липецка, Уфы, Магадана, Владивостока, Сыктывкара, Кирова, Калининграда, Томска, Орла, Омска, Тулы, Пензы Чебоксар, Астрахани, Кирова, Череповца, Калининграда, Чебоксар, Малоенисейского.

На Совещании были представители 53 организаций 10 стран (РФ, КНР, США, Канады, Германии, Белоруссии, Украины, Эстонии, Мексики, Польши). Структура Совещания состояла из нескольких важных компонентов: пленарные, секционные заседания и геологические экскурсии. Главное внимание на Совещании уделялось вопросам стратиграфии четвертичных отложений, палеографическим и палеоландшафтным реконструкциям, неотектонике, геохронологии, континентальному и морскому седиментогенезу, катастрофическим и экстремальным природным событиям, нюансам биостратиграфии четвертичных отложений, результатам геоархеологических исследований.

В области стратиграфии и палеоландшафтных реконструкций квартера особое внимание привлекли доклады по арктическим побережью Евразии, а также продемонстрированные результаты исследований по донным отложениям оз. Эльгыгытгын и оз. Байкала. К сожалению, пока не проведена корреляция основных рубежей природных изменений, фиксируемых на этих важных объектах, что является одной из приоритетных проблем ближайшего времени. В этом плане по результатам анализа докладов актуальной становится разработка корреляции природных событий, происходивших в северных и южных районах Восточной Сибири. Для исследований в данном направлении уже появляются определенные данные.

На Совещании прозвучали доклады, в которых с большой детальностью раскрывалась история палеоклимата и палеоландшафтов для голоцена и позднего неоплейстоцена. Особенно необходимо подчеркнуть, что архив имеющихся детальных данных по заключительной фазе квартера имеет первостепенное значение для разработки прогноза возможных предстоящих изменений климата и

ландшафтов России. Это послужило основой для предложения о создании программы «Палеореконструкции динамики и преобразования экосистем плейстоцена и голоцена для оценки предстоящих изменений климата и ландшафтов на территории России». Совещание считает, что в рамках данной программы было бы целесообразно создать комплекс региональных проектов на базе научных центров РАН с привлечением специалистов Министерства образования и науки, Министерства природных ресурсов и экологии и Росгидромета. Организацию подготовки программы поручить Комиссии по изучению четвертичного периода.

Наконец приходится констатировать, что материалов, посвященных среднему и нижнему плейстоцену, прозвучало совершенно недостаточно, хотя отложения этого возраста известны в береговых разрезах крупных сибирских рек. Поэтому есть все основания заполнить образовавшийся пробел в направленности исследований по детальному изучению стратотипов отложений этого возраста с привлечением современных методов. Кстати эта ситуация свойственна также для программ, Конгрессов ИНКВА.

Очень важные результаты были получены по геохронологии позднекайназойского вулканизма субмеридианальных зон востока Евразии.

Значительное внимание было уделено результатам изучения катастрофических экзогенных и эндогенных процессов. Впервые на форумах, подобных настоящему, было обращено внимание на экстремальные процессы в виде самопроизвольной напорной дегазации недр, проявления равнинного селевого седиментогенеза, образование в позднем плейстоцене и голоцене в районах распространения лессово-почвенных покровов мощных плывунных процессов, а также последствий катастрофических половодий на реках. Желательно при планировании дальнейших исследований учитывать более полно нестабильность климатической обстановки, проявлявшуюся в голоцене и последние 1000 лет. В этом плане становится весьма актуальным, особенно для густонаселенных районов муссонного климата Дальневосточной окраины материка и резко-континентального климата Южной Сибири, проведение работ по созданию детальной летописи катастрофических половодий, активного проявления процессов селевого осадконакопления, а также изучениюгеологической истории природных пожаров. Совещание постановило просить руководство Комиссии по изучению четвертичного периода обратиться в соответствующие государственные органы об обязательном включении в экологические экспертизы вновь используемых территорий сведений, полученных в ходе специально организованных исследований, о возможном проявлении разного типа опасных природных процессов.

Приходится констатировать малое количестве докладов по криогенным процессам. Особенно по общим вопросом, касающимся, например, геологической истории вечной мерзлоты, вопросов деградации и геоиндикаторо особенностей проявления этих процессов.

Во время экскурсий наибольший интерес участников Совещания вызвали отложения селевых потоков и строение прижерловой части одного из молодых вулканов в Тункинской депрессии.

К открытию Совещания были опубликованы Программа, Путеводитель экскурсий и Материалы докладов (объем последних 62,5 усл. печ. л.).

Конференция подтвердила большой интерес специалистов различных областей знаний к фундаментальным проблемам четвертичного периода России и смежных регионов и продемонстрировала значительные успехи в изучении стратиграфии, геохронологии, палеогеографии, геоархеологии квартера.

Председатель Комиссии по изучению четвертичного периода
Ю.А. Лаврушин

Зам. председателя Оргкомитета совещания
Ю.В. Рыжов

ПОТЕРИ НАУКИ

ПАМЯТИ АНДРЕЯ АЛЕКСЕЕВИЧА ВЕЛИЧКО

11 ноября не стало Андрея Алексеевича Величко. Как странно! С нами нет больше такого деятельного, живого человека, всегда готового пуститься в путь, вступить в научную дискуссию, отстаивать свое мнение, невзирая на высокий авторитет оппонента, затеять какой-нибудь необычный проект или создание атласа-монографии. Как же это может быть? И, тем не менее – случилось.

Ушел из жизни не просто блестящий ученый с мировым именем, не просто создатель отдела палеогеографии (сегодняшней Лаборатории эволюционной географии), но и основатель нового направления в науке – эволюционной географии, которая, по его мысли, должна была быть не только инструментом познания природной ситуации прошлого, но и средством для того, чтобы постигать настоящее и прогнозировать основные направления природных изменений в будущем.

Долгий путь пришлось пройти Андрею Алексеевичу, прежде чем он стал тем авторитетнейшим ученым в области изучения эволюции природной среды плейстоцена и голоцена, которого без преувеличения знает весь мир. Выпускник Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, ученик академиков К.К. Маркова и И.П. Герасимова, он на всю жизнь связал свою научную деятельность с Институтом географии Академии наук (сначала СССР, а затем Российской Федерации).

Первой же своей монографией – «Геологический возраст верхнего палеолита Центральных районов Русской равнины» – А.А. Величко обратил на себя внимание всех, занимающихся историей первобытного общества. Тщательно изучив многочисленные палеолитические стоянки бассейна Верхнего Днепра (бассейн Десны), Андрей Алексеевич пришел к революционным по тем временам выводам относительно возраста верхнего палеолита Восточной Европы. Оценка возраста палеолита автором книги радикально отличалась от общепринятой в тот период. Книга, в основу которой легла кандидатская диссертация А.А. Величко, по сути, перевернула господство-

вавшие возрастные оценки палеолита на территории Европейской части тогдашнего Советского Союза. Труд положил начало совершенно новому характеру работ представителей естественных наук на археологических стоянках. Особый взгляд ученого-геоморфолога на стратиграфию отложений, положение в рельефе памятников, а главное – на роль мерзлотных процессов в формировании их культурных слоев – позволил по-новому увидеть и оценить специфику отложений и характер захоронения следов человеческой деятельности на самых ранних этапах заселения людьми Восточно-Европейской равнины. Надо сказать, что монография 1961 года до сих пор не утратила своей актуальности, и все молодые археологи и палеогеографы начинают изучение палеолитических памятников именно с нее.

Следующая монография А.А. Величко – «Природный процесс в плейстоцене» (1973) – на многие годы стала главной книгой по палеогеографии плейстоцена для всех специалистов, занимающихся четвертичным периодом. Автору удалось оценить многочисленные факторы, влиявшие на формирование природы в далеком прошлом, проследить их воздействие друг на друга, выделить совершенно особые условия позднего плейстоцена (например, такое явление, как гиперзональность), объяснить их появление, и при этом создать целостную и убедительную картину эволюции природы за последние примерно 130 тысяч лет.

В палеогеографических исследованиях А.А. Величко важное место занимало изучение лессово-почвенно-криогенной формации перигляциальной зоны, которая содержит полную информацию о последовательности природных событий за последние 1–1,5 млн. лет. Им были выделены основные типы эпох почвообразования и предложено новое определение лесса как компонента педолитосферы ледниковых эпох, сформировавшегося в результате синхронно развивавшихся процессов аккумуляции (в основном воздушным путем) преимущественно алевритовой минеральной массы и ее преобразования за счет комплексного воздействия почвенных процессов экстрааридного характера, корневых систем растительности тундростепных сообществ и морозного выветривания.

Работа лаборатории эволюционной географии под руководством профессор А.А. Величко всегда отличалась комплексностью исследований природы прошлого и использованием целого арсенала основных методов изучения, применяемых в палеогеографии. Однако Андрей Алексеевич никогда не удовлетворялся достигнутыми результатами и старался внедрять в работу коллектива все новейшие достижения исследований других научных организаций нашей страны и мира. Рано завоевав мировое признание как один из лучших специалистов в области изучения четвертичного периода, А.А. Величко стал инициатором нескольких международных проектов, которые были нацелены на решение целого ряда крупных проблем эволюции природы в кайнозое. Так в течение нескольких лет под руководством академика И.П. Герасимова и профессора А.А. Величко проводились весьма масштабные, особенно по тем временам, совместные советско-американские исследования по палеоклиматам (пожалуй, первые работы в этой области в 1970-х годах) и советско-французские работы, посвященные изучению взаимодействия первобытного человека и природной среды (1977–1983 гг.).

Изучение природных изменений и их причин привело Андрея Алексеевича к серьезному анализу климатической ситуации эпохи глобальных перемен в природной среде. Вдумчивая работа с палеогеографическими материалами, анализ хода природных изменений и протекающих на Земле процессов привели его к глубокому пониманию хода эволюции климата в прошлом и возможности прогнозирования грядущих изменений в атмосфере, а, следовательно, и в ландшафтах на Земле. Многочисленные опубликованные им за последние годы работы, посвященные этим вопросам, позволяют считать А.А. Величко одним из ведущих специалистов в области палеоклиматологии в мире. Под его редакцией в свет вышли четыре атласа-монографии, посвященных истории формирования и эволюции современных ландшафтов с начала плейстоцена и истории расселения человечества в высоких широтах.

Колоссальный охват проблем, глубокий анализ взаимосвязей между формированием ландшафтов и самыми ранними процессами расселения человечества по планете, понимание значения для природы Земли различного уровня климатических флуктуаций – все это говорит о том, что в лице Андрея Алексеевича Величко мы видим пример истинного географа, работы которого пополнили список самых знаменитых географических произведений. Как написал о нем профессор В.О. Таргульян «Он ушел, и образовалась огромная пустота! А сам он встал в один ряд с такими выдающимися учеными России как Григорьев, Берг, Полынов, Страхов, Марков. Герасимов».

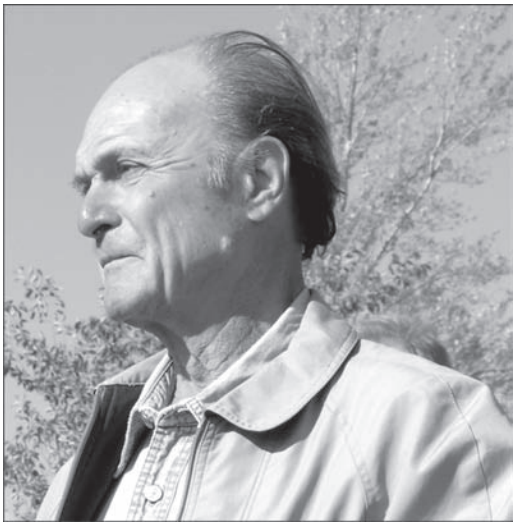
Работы профессора А.А. Величко были высоко оценены в нашей стране и за рубежом: он имел высокие награды от Президиума АН СССР и РАН, от Русского географического общества, был почетным членом нескольких зарубежных академий.

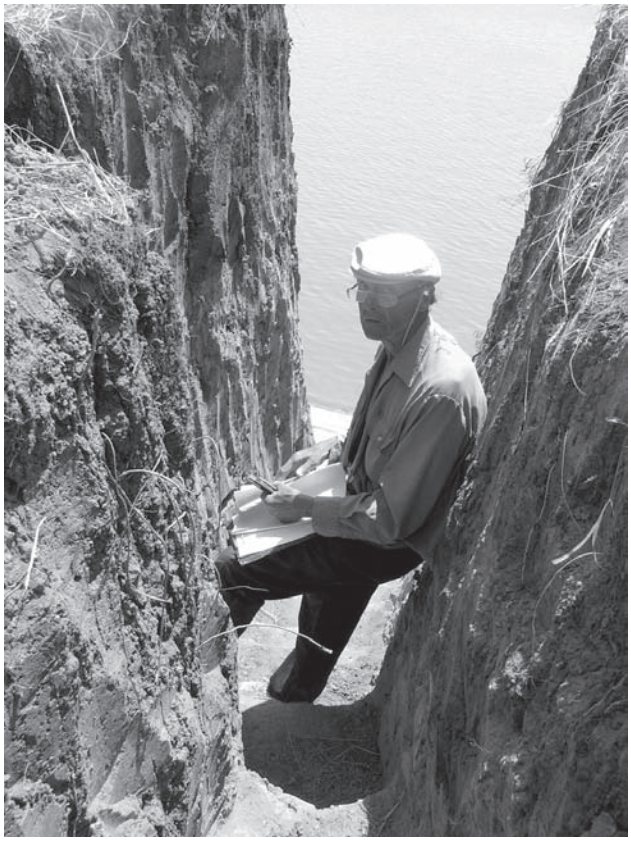
Мы, сотрудники созданной им Лаборатории и

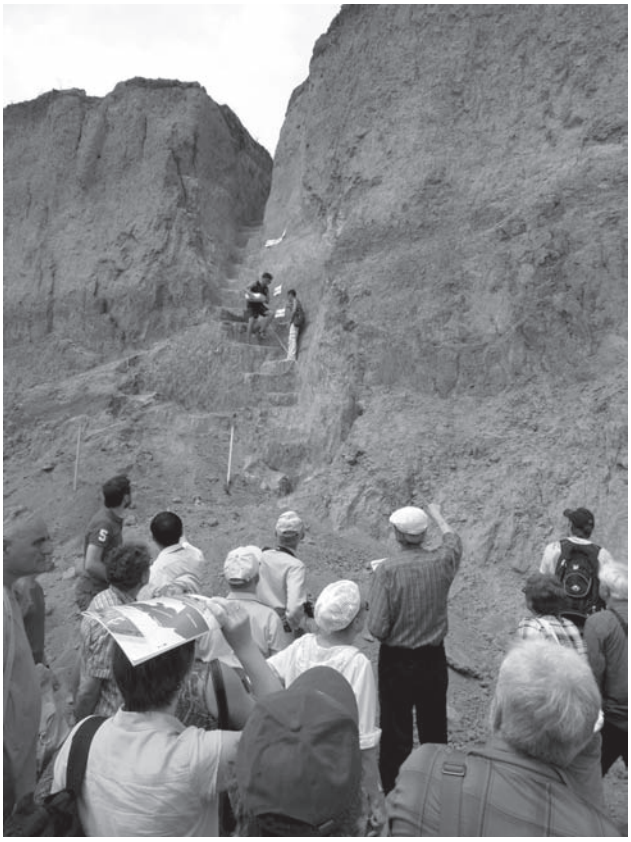
в большинстве своем его ученики, безмерно скорбим об утрате нашего руководителя, абсолютно «штучной» личности, ученого такого уровня, которого в нашей области, пожалуй, сейчас и нет, а кроме того, умного, эрудированного, ироничного и вообще, интеллигентного человека.

Расставаясь с ним навсегда, хочется сказать: рядом с Вашим именем, Андрей Алексеевич, появилось непривычное слово «никогда» – никогда не позвоните, никогда не придете, никогда не напишете… И есть еще одно – никогда, пока мы живы, мы не забудем Вас, Андрей Алексеевич.

Институт географии РАН
Лаборатория эволюционной географии ИГ РАН
Комиссия по изучению четвертичного периода ОНЗ РАН







СОДЕРЖАНИЕ

Чепалыга А.Л., Анисюткин Н.К., Садчикова Т.А. ПЕРВЫЕ МНОГОСЛОЙНЫЕ СТОЯНКИ ОЛДОВАНСКОЙ КУЛЬТУРЫ В КРЫМУ: ГЕОЛОГИЯ, АРХЕОЛОГИЯ, ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ 5

Тесаков А.С. О ПРЕДЛАГАЕМОЙ НОВОЙ СХЕМЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ГОЛОЦЕНА В МЕЖДУНАРОДНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ..... 23

Лаврушин Ю.А. Садчикова Т.А., Любин В.П., Беляева Е.В. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВОДНО-ПОТОКОВЫХ И СКЛОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАННЕГО КВАРТЕРА СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ (ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗА КАРАХАЧ)..... 25

Сычева С.А., Седов С.Н., Хохлова О.С. БРЯНСКАЯ ПАЛЕОПОЧВА НА СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ: ^{14}С-ВОЗРАСТ, ДЛИТЕЛЬНОСТЬ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ..... 53

Ложкин А.В. БЕРЕЛЁХСКАЯ ПОПУЛЯЦИЯ МАМОНТОВ: ПРИРОДНАЯ СРЕДА И РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ДАТИРОВКА 69

Судакова Н.Г., Карпухин С.С., Алтынов А.Е. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЛЕДНИКОВЫХ МОРФОЛИТОСТРУКТУР ПОДМОСКОВЬЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ 76

Чепалыга А.Л. НОВАЯ КОНЦЕПЦИЯ ЧЕРНОМОРСКИХ ТЕРРАС ЮГО-ВОСТОЧНОГО КРЫМА 90

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М., Овчинников А.Ю. ПЕДОСТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕВАЛДАЙСКИХ ПОКРОВНЫХ ЛЁССОВИДНЫХ СУГЛИНКОВ В КАЧЕСТВЕ ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОД ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОЧВ В ЦЕНТРЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ 105

Бадюкова Е.Н. ИСТОРИЯ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ КАСПИЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ (БЫЛА ЛИ ВЕЛИКАЯ ХВАЛЫНСКАЯ ТРАНСГРЕССИЯ?) 111

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА СИБИРИ (ПО МАТЕРИАЛАМ IX ВСЕРОССИЙСКОГО СОВЕЩАНИЯ «ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КВАРТЕРА, ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ» Г. ИРКУТСК, 15–20 сентября 2015 г.)..... 121

ПОТЕРИ НАУКИ

Памяти Андрея Алексеевича Величко..... 123

CONTENTS

Chepalyga A.L., Anisiutkin N.K., Sadchikova T.A. FIRST MULTI-LAYER OLDOWAN SITES IN THE CRIMEA: GEOLOGY, ARCHAEOLOGY, PALAEOECOLOGY.....5

*Tesakov A.*S. ON THE PROPOSED NEW SCHEME OF DIVISION OF THE HOLOCENE IN THE INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC SCALE.....23

Lavrushin Yu.A., Sadchikova T.A., Liubin V.P., Belyaeva E.V. POST-SEDIMENTATION CHANGES OF THE EARLY QUATERNARY FLUVIAL AND MASS-MOVEMENT DEPOSITS OF NORTH ARMENIA (THE KARAKHACH SECTION CASE STUDY).....25

Sycheva S.A., Sedov S.N., Khokhlova O.S. BRYANSK (MIS 3) PALAEOSOIL IN THE MIDDLE RUSSIAN UPLAND: 14C AGE, DURATION AND HISTORY OF DEVELOPMENT.....53

Lozhkin A.V. THE BERELEKH MAMMOTH POPULATION: ENVIRONMENTAL CONDITIONS AND RADIOCARBON AGE.....69

Sudakova N.G., Karpukhin S.S., Altynov A.E. PALAEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS OF GLACIAL MORPHOLITHOGENIC STRUCTURES IN THE MOSCOW REGION BASED ON SATELLITE IMAGERY..... 76

Chepalyga A.L. NEW CONCEPT OF THE BLACK SEA MARINE TERRACES IN SOUTH-EASTERN CRIMEA.....90

Gugalinskaya L.A., Alifanov V.M., Ovchinnikov F.Yu. PEDOSTRATIGRAPHY OF THE LATE VALDAIAN (MIS 2) COVER LOESS-LIKE LOAMS AS PARENT MATERIALS OF THE HOLOCENE SOILS IN THE CENTRAL EAST-EUROPEAN PLAIN..... 105

Badyukova E.N. THE HISTORY OF THE CASPIAN SEA LEVEL FLUCTUATIONS IN THE PLEISTOCENE (DID THE GREAT KHVALYNIAN TRANSGRESSION REALLY EXIST?).....111

MAIN TRENDS IN RESEARCH OF THE QUATERNARY IN SIBERIA (BASED ON THE OUTCOMES FROM THE IX ALL-RUSSIAN SYMPOSIUM «FUNDAMENTAL PROBLEMS OF THE QUATERNARY, RESEARCH RESULTS AND FURTHER PERSPECTIVES». IRKUTSK, SEPTEMBER 15-20, 2015)..... 121

IN MEMORIUM

Remembering Andrei Alekseevich Velichko..... 123