

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ФАКУЛЬТЕТ ПОЧВОВЕДЕНИЯ

На правах рукописи

Столпникова Екатерина Михайловна

**ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ПОЧВЫ СТОЯНОК ПЕРВОБЫТНОГО
ЧЕЛОВЕКА КАК АРХИВ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ
(на примере Малого Кавказа, Внутреннего Дагестана и Среднерусской
возвышенности)**

Специальность: 03.02.13 – почвоведение

Диссертация на соискание учёной степени кандидата
биологических наук

Научный руководитель:
доктор биологических наук Н.О. Ковалева

Москва – 2017

Оглавление

Введение.....	3
Глава 1. Состояние проблемы.....	8
1.1 Палеопочвы раннего плейстоцена.....	8
1.2 Палеопочвы среднего плейстоцена.....	13
1.3 Палеопочвы позднего плейстоцена (конец Валдайского оледенения, МИСЗ-2).....	18
Глава 2. Характеристика объектов исследования.....	21
2.1 Природные условия районов исследования.....	21
2.1.1 Природно-климатические условия Лорийского плато Армянского нагорья.....	21
Геология и рельеф.....	21
Климат.....	29
Растительность и почвы.....	30
2.1.2 Природно-климатические условия Акушинского района республики Дагестан.....	34
Геология и рельеф.....	34
Климат.....	40
Растительность и почвы.....	41
2.1.3 Природно-климатические условия Ростовской области.....	44
Геология и рельеф.....	44
Климат.....	46
Растительность и почвы.....	48
2.1.4 Природно-климатические условия Подесения (Трубчевское ополье).....	48
Геология и рельеф.....	48
Климат.....	52
Растительность и почвы.....	53
2.2 Археологическая обстановка районов исследования.....	55
Глава 3. Объекты и методы.....	67
3.1 Объекты исследования.....	67
3.2 Методы исследования.....	69
Глава 4. Результаты исследования.....	73
4.1 Педолитоседименты среднего-раннего плейстоцена палеолитических стоянок Лорийского плато Армянского нагорья, Малый Кавказ.....	74
4.2 Педолитоседименты раннего плейстоцена стоянок Мухкай II и Па.....	92
4.3 Педоседименты и палеопочвы делювиально-лессовых отложений позднего плейстоцена, верхнепалеолитическая стоянка Каменная балка, Ростовская область (Приазовье).....	97
4.4 Педоседименты и палеопочвы лёссово-песчано-палеопочвенных серий Подесенья, Брянская область (район стоянки Юдиново).....	104
Палеоэкологическая реконструкция природной обстановки (Заключение).....	112
ВЫВОДЫ.....	116
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	118
Приложение 1 (Таблицы).....	132
Приложение 2 (Описание разрезов).....	141
Приложение 3 (Карты районов исследования).....	158

Введение

Актуальность исследований

Горизонты современного почвоведения расширились не только в пространстве, но и во времени. Наравне с хорошей исследованностью палеопочв голоцена, всё больше стало появляться работ по особенностям почвообразования более ранних эпох, так как почва является архивом палеоэкологической информации о прошлом планеты. Среди этих эпох значимым периодом является временной срез эпохи плейстоцена (2,6 млн.-11,7 тыс. л.н.), предшествующий голоцену. В плейстоцене усилились темпы направленного похолодания и аридизации климата (за исключением субтропических и тропических поясов, где происходило увеличение влажности (Марков и др., 1968), окончившиеся образованием крупных покровных оледенений в Северном полушарии. Точкой этого перехода считается граница палеомагнитных эпох (хронов) Брюнес-Матуйа около 780 тыс. л.н. С эпохой плейстоцена связаны адаптационные изменения генома древнего человека и его расселение по территории Евразии. Именно к концу плейстоцена происходит установление современного рельефа, растительности и почв. Почвенные тела плейстоцена часто не являются полнопрофильными почвами, и имеют вид В горизонта или педолитоседимента с признаками почвообразования и седиментогенеза. Тем не менее, почвы остаются инерционными по отношению к окружающей среде телами, постепенно изменяясь от одного равновесного состояния к другому при скачкообразном изменении условий почвообразования (Остроумов, 1988).

Цель и задачи исследования

Понимание закономерностей этих явлений позволило бы прогнозировать изменения природной среды в будущем. Поэтому целью нашего исследования было изучение плейстоценовых почв и реконструкция палеоклиматической и палеоландшафтной обстановки существования первобытного человека по их свойствам.

Задачи исследования:

1. Изучение свойств плейстоценовых почв стоянок первобытного человека (морфологических, общих физико-химических, свойств органического вещества, выявление специфических инерционных признаков).
2. Стратиграфия педолитокомплексов (тефро-почвенных, делювально-лессовых и лёссово-песчано-почвенных серий, лагунно-морских) палеолитических стоянок методами палеопочвоведения.
3. Получение изотопных кривых для изучаемых регионов по $\delta^{13}\text{C}$ и их корреляция с известными морскими изотопными стадиями.
4. Реконструкция палеоэкологической обстановки стоянок древнего человека по свойствам почв.

Научная новизна

- Впервые подробно описаны погребенные почвы и педолитоседименты раннего плейстоцена на территории Малого и Восточного Кавказа палеопочвенными методами. По их свойствам реконструирована палеоэкологическая обстановка первых этапов расселения первобытного человека по Евразии.
- Впервые получены изотопные кривые по $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества и карбоната кальция для тефро-почвенных серий Малого Кавказа, лагунно-морских серий Внутреннего Дагестана, делювиально-почвенных и лессово-песчано-почвенных серий Ростовской и Брянской областей. Уточнена существующая климато-стратиграфическая схема позднего плейстоцена для Русской равнины: датировано два интерстадиальных потепления в районе Трубчевского ополья.
- Впервые успешно использован метод анализа группового состава фосфора для палеопедологических исследований.

Теоретическая и практическая значимость работы

Результаты работы вносят вклад в изучение палеопочв плейстоцена, выявляя наиболее устойчивые почвенные признаки, и наиболее информативные методы анализа, на которые можно опираться в последующих исследованиях природы кайнозоя. Полученные результаты позволяют уточнить климатические и ландшафтные реконструкции условий мест обитания первобытных людей, тем

самым уточняя направление вектора и причины миграции гоминид из Африки в Евразию на отдельных этапах эволюции рода *Homo*.

Полученные данные необходимы при решении вопросов прогнозирования климатических изменений локального, регионального и глобального масштабов. Предложенные методики могут быть использованы в палеоэкологических исследованиях. Результаты работы расширяют представления археологии, геологии и палеогеографии, внося свой вклад в общие цели восстановления истории Земли и эволюции человечества.

Защищаемые положения:

1. Погребенные почвы и педолитоседименты палеолитических стоянок первобытного человека могут служить уникальным стратотипическим архивом информации о природной среде плейстоцена, как в горных регионах, так и на равнинной территории.

2. Наиболее информативными свойствами почв при изучении плейстоценового педогенеза являются морфологические свойства, магнитная восприимчивость, соотношения стабильных изотопов углерода, групповой состав соединений фосфора, свойства органического вещества почв.

3. Различным хроноинтервалам плейстоцена соответствуют различные типы почвообразования.

4. Неоднородность свойств плейстоценовых почв разных регионов свидетельствует о наличии зональности ландшафтов в конце плейстоцена.

Апробация работы и публикации

Материалы диссертации были представлены на конференциях: “Марковские чтения - 2010”: Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена (Географический факультет МГУ, Москва, 2010); XIX Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых учёных «Ломоносов - 2012», секция почвоведение (МГУ, Москва, 2012); International conference Geomorphic processes and geoarchaeology: from Landscape Archaeology to Archaeotourism (Smolensk, 2012); II международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых учёных «Географические и геоэкологические

исследования в Украине и сопредельных территориях» (Симферополь, 2013); XIIth International symposium and field workshop on paleopedology (ISFWP) "Paleosoils, pedosediments and landscape morphology as environmental archives" (Kursk, 2013); 6-й молодёжной школе-конференции "Актуальные проблемы экологии и эволюции в исследованиях молодых учёных" (ИПЭЭ РАН, Москва, 2014); Всероссийской научной конференции по археологическому почвоведению, посвященной памяти проф. В.А. Демкина (ИФХБПП РАН, Пущино, 2014); международной научной конференции «Роль почв в биосфере и жизни человека»: к 100-летию со дня рождения академика Г.В. Добровольского, к Международному году почв (МГУ, Москва, 2015); XXVI Международной междисциплинарной научной конференции «Человек и природа: проблемы социоестественной истории» (Крым, 2016); Всероссийской научной конференции «Пути эволюционной географии», посвященной памяти профессора А.А. Величко (ИГАН, Москва, 2016).

По результатам данного исследования было опубликовано 3 статьи в журналах из списка ВАК, в то числе 1 – из списка WoS, 9 статей в других журналах и сборниках, 12 тезисов докладов конференций.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю д.б.н. Н.О. Ковалевой, без которой данная работа не состоялась бы, а также кафедре общего почвоведения за ценные замечания и советы на всём пути от курсовых работ до предзащиты. Автор благодарит проф., д.и.н. В.П. Любина, к.и.н. Е.В. Беляеву, член-корр. РАН, проф., д.и.н. Х.А. Амирханова, к.и.н. Д.В. Ожерельева, проф., д.и.н. Н.Б. Леонову за предоставление возможности работать на археологических объектах в Армении, Дагестане и Ростовской области и ценное, интересное общение, советы и дискуссии, д.с.-х.н. И.В. Ковалева – за организацию полевых исследований в Брянской области, полезные замечания по работе, д.б.н. А.В. Тиунова – за помощь в проведении изотопного анализа, д.г.н. О.С. Хохловой – за ценные советы и поддержку, д.б.н. М.И. Макарова, И.Е. Ваганова – за всестороннюю помощь в аналитических исследованиях, к.б.н. М.С. Розанову – за помощь и консультацию в проведении анализа группового состава

органического вещества и измерении спектральной отражательной способности, д.г.н. А.Л. Александровского – за ценные консультации и советы в первых полевых выездах на археологические объекты, к.г.н. А.В. Долгих – за помощь в получении радиоуглеродных датировок, А.В. Иванова – за обучение методу измерения магнитной восприимчивости, всех сотрудников лаборатории изучения экологических функций почв ИПЭЭ РАН, лаборатории экологического почвоведения кафедры географии почв, а также родных и друзей - за помощь и поддержку.

Глава 1. Состояние проблемы

1.1 Палеопочвы раннего плейстоцена

На сегодняшний момент существуют единичные исследования раннеплейстоценовых почв Кавказа. На Большом Кавказе это связано с редкостью плейстоценовых отложений как таковых.

На территории Армении, несмотря на хорошую представленность отложений раннего плейстоцена, проводились лишь палеоботанические исследования озёрно-вулканических отложений возраста 1,785-1,070 млн. л.н. В Сисианском районе в долине реки Воротан в диатомитах плиоценового возраста были найдены отпечатки древесной растительности (различные виды граба, дуба, липы, ивы, берёза, вяз, тополь) и животных (насекомых, отпечатки костей зайца), обитавшие на берегу палеоозера. Здесь также найдена пыльца травянистых растений. Споро-пыльцевые спектры диагностируют на протяжении плейстоцена смены степных фаз с доминированием полынно-травянистых ассоциаций и более гумидных фаз с мезофильной и прибрежной растительностью и тренд ксерофитизации растительного покрова на протяжении плейстоцена. (Ollivier et.al., 2010). Древесную растительность авторы соотносят с интергляциальными условиями, степную же – с гляциальными. Степные элементы присутствуют даже в интергляциальных условиях. Найдены и исчезнувшие в настоящее время и редкие виды: Тсуга, Ликвидамбар, Дзельква граболистная, Птерокария и др., диагностирующие тёплые влажные условия. (Joannin et.al., 2010).

Палеопочвенные исследования отложений раннеплейстоценового возраста были проведены на территории северной Армении (Седов и др., 2011, Столпникова, Ковалева, 2013, Khokhlova et.al., 2016a,b) для ранне среднепалеолитических стоянок Лорийского плато.

Для районов Ширакского и Лорийского плато также были получены споро-пыльцевые спектры, характеризующие преобладание древесной растительности в раннем плейстоцене (Trifonov et.al., 2016), хотя в целом в данном районе пыльца не отличается хорошей сохранностью.

Наиболее известная и близкая к армянским стоянкам - раннепалеолитическая стоянка Дманиси в Южной Грузии. Здесь также проводились палеопочвенные исследования (Crislip, 2013) тефро-почвенных последовательностей раскопа микроморфологическим анализом и анализом гранулометрии. На верхней границе субхрона Олдувей чётко зафиксирован максимум содержания карбоната кальция. В исследуемых палеопочвах фиксируется повышенное содержание илистых частиц, и вулканического материала, наличие кротовин, наличие сильновыветрелого минерального материала, давая автору право идентифицировать их как Андисоли. (Crislip, 2013).

Споро-пыльцевой и фитоолитный анализы отложений стоянки диагностируют преобладание травянистых растений семейства мятликовые и растений с C-4 типом фотосинтеза семейства просовых, при наличии широколиственных и мелколиственных пород деревьев. Именно в конце субхрона Олдувей здесь фиксируется уменьшение количества осадков и господство лесостепного ландшафта. Фиксируется тренд аридизации климата и смена более влажных травянисто-лесистых ассоциаций на лесостепные с доминированием трав. (Messenger et.al., 2010).

Граница хронов Брюнес-Матуяма (Б/М) была зафиксирована в тефро-почвенных сериях Мексики (Soler-Arechalde et.al., 2015). 5 стадий раннеплейстоценового (МИС20,19) педогенеза в Мексике (не старше 0,99 млн.л.н.) были выделены и описаны Шоркуновым (2013). На основании микроморфологических данных реконструированы этапы чередования жаркого тропического семигумидного, умеренно-тёплого семигумидно-семиаридного и гумидного климата. Ещё раньше (МИС 51-43) на Северо-Западном Предкавказье реконструируются смена жаркого субтропического семиаридного климата, локальных пойменных условий на жаркий субтропический семиаридно-семигумидный и тёплый умеренный гумидный климат. На Среднерусской возвышенности времени МИС 20-21 реконструируется жаркий и умеренно

тёплый субтропический семиаридно-семигумидный, гумидный климат. (Шоркунов, 2013).

Единичные исследования ранне- и среднелейстоценовых палеопочв проведены в Италии (Costantini, Damiani, 2004), Канаде. На территории Канады (68° с.ш.) на границе плейстоцена и плейстоцена также реконструируются более тёплые относительно современных условия с формированием Лювисолей и Подзолов, средняя температура 4°C (в два раза выше современной), фиксируется похолодание 2,4 млн. л.н. Почвы формировались под хвойными лесами, состоящими из ели, сосны и тсуги с подлеском из ольхи и лещины. В гляциальные периоды они сменялись Криосолями под тундровой растительностью с преобладанием осок и следами воздействия мерзлоты. На широте 65° найдены Лювисоли, относящиеся к интергляциальным периодам раннего и среднего плейстоцена, реконструируемая средняя температура (8°C) и количество осадков выше современных. По изотопным кислородным кривым фиксируется 4 потепления: 1,1; 0,95; 0,86; 0,3 млн. л.н. Почвы границы среднего и позднего плейстоцена представлены почвами сангмановского интергляциала (125-75 тыс.л.н., МИС 5) и носят следы криогенеза. (Tarnocai, 1990, Tarnocai, Schweger, 1991).

На территории России плейстоценовые почвы исследованы также Дергачевой М.И и соавторами (2000) в Предбайкалье, где в плейстоцене также происходило тектоническое поднятие горных систем Восточного Саяна и Прибайкальского хребта. Палеопочвы раннего плейстоцена были исследованы в береговых отложениях в районе Братского водохранилища на глубине около 9м от поверхности. По данным химического анализа и группового состава гумуса диагностирована смена ландшафтов лесостепь-степь-широколиственные леса/лесостепь-южная тайга/северная лесостепь, указывающая на похолодание и увеличение увлажнённости от раннего к среднему плейстоцену. Вскрытые почвы плейстоцена авторы относят к чёрным слитым гидроморфным почвам. (Дергачева и др., 2000).

По сравнению с выше перечисленными исследованиями, лёссово-почвенные серии являются намного более обследованными архивами. J.A. Catt и R. Paere сделали подробный обзор (1988) исследований таких плейстоценовых почв лёссовых толщ (не ранее МИС 23) Центральной и Восточной Европы, Германии, Южной Украины, Северного Китая, Центральной Азии. Как правило, все почвы соответствуют потеплениям на кислородно-изотопной кривой, вне зависимости от того, в каких условиях происходило накопление лёсса (сухих перигляциальных или сухих жарких). В Германии, в лёссах, где зафиксирована смена границы Б/М вскрыты красноземные почвы (Plass et.al., 1977). Веклич (1979), датируя горизонт Martonosha южно-украинской лёссовой последовательности 0,7-0,92 млн. л.н. определяет его как степную почву, которая сменилась в следующем цикле почвообразования уже в среднем плейстоцене 0,47-0,65 млн. л.н. бурыми лесными, луговыми и чернозёмами. С наступлением позднего плейстоцена интергляциальные почвы становятся коричневыми полупустынными, сменяясь чернозёмами только в голоцене. (Veklich, 1979). На территории Лёссового плато Китая также идентифицировано соответствие погребённых почв стадиям потепления (МИС 1-23), а лёссов – стадиям сухого степного и холодного климата (An Zhisheng et.al., 1982).

J.A. Catt и R. Paere (1988) выявляют закономерную большую развитость почв изотопно-кислородных стадий МИС 13-23 по сравнению с более поздними интергляциальными почвами (МИС 1-11), в последних устанавливается сильная вариация климатических особенностей на территориях центральной и восточной Европы, по сравнению с другими регионами.

А.А. Величко на Восточно-Европейской равнине фиксирует такие почвенные уровни раннего плейстоцена: балашовская (МИС 19) – непосредственно под границей Б/М, ржаксинская (МИС 17), вороновская (МИС 15-13), соответствующие интергляциалам. Вороновская почва, формировавшаяся на протяжении мучкапского межледникового (ок. 530-480 тыс.л.н.) обогащена гумусом, содержит карбонатные новообразования и кротовины. (Velichko et.al., 2010). Также Величко (1997) выделяет в районе бассейна р. Днестр

раннеплейстоценовую красноцветную кицканскую почву, сформированную в полугидроморфных условиях субтропического гумидного климата. Почва носит следы иллювиирования и последующей аридизации климата. (Величко и др. 1997)

Отдельно внимание обращают на себя исследования изотопного состава карбонатных новообразований в раннеплейстоценовых почвах, как одних из самых инерционных почвенных признаков.

Крупная работа в этом направлении была проделана Церлингом и соавторами (2011). Авторами был установлен характер растительности в экосистемах Восточной Африки по данным изотопного состава углерода почвенных карбонатов в течение последних 6-7 млн. лет. Чтобы выяснить палеоклиматическую обстановку, $\delta^{13}\text{C}$ было измерено в поверхностных горизонтах почв под девственной тропической растительностью разного характера в Кении, Эфиопии, Малайзии, Австралии, Ботсване, Замбии и Бразилии и был выработан критерий оценки степени лесистости ландшафтов. На основе данных изотопного состава карбонатов, на протяжении исследуемого временного промежутка зафиксирована смена растительных сообществ со степей и облесённых степей 7,4-4,4 млн.л.н., в которых обитали ардипитеки на ландшафты с 40-60% лесного покрова в среднем плиоцене (ок. 3,6 млн. л.н.), где проживали, в том числе, афарские австралопитеки. На момент перехода от плиоцена к плейстоцену лесная растительность снова сокращается. Доля открытых пространств достигает максимума около 1,8 млн. л.н. (Cerling et.al., 2011).

Возможно, именно с этой волной климатических изменений связана миграция людей рода *Номо* из Африки, т.к. наиболее древние стоянки за пределами Африки датируются примерно этим временем 1,9-1,7 млн.л.н.

Таким образом, на основании немногочисленных почвенных, а также палеоботанических данных в раннем плейстоцене существовала климатическая зональность, также происходила смена гумидных и аридных периодов. Для территории России исследования ранне-плейстоценовых почв остаются единичными.

1.2 Палеопочвы среднего плейстоцена

Палеопочвы среднего плейстоцена достаточно хорошо изучены для Европейской части России. Вскрываются, как правило, в лёссовых толщах. Существенной проблемой в исследовании этого интервала становится сложность точного датирования, т.к. нижняя граница возможностей радиоуглеродного метода лежит в пределах позднего плейстоцена (ок. 50 тыс. лет). Палеомагнитное датирование хорошо апробировано в раннем плейстоцене. Чаще всего, такие лёссовые отложения и палеопочвы датируют термолюминисцентным методом.

Наиболее древние среднеплейстоценовые палеопочвы (ок. 780-700 тыс.л.н.) описаны Глушанковой (2008) в бассейнах р. Дон и р. Сейм. По данным комплексных исследований (морфологические, групповой анализ органического вещества, валовой химический и гранулометрический состав, анализ обменных катионов, измерение рН, микробиологический) на этих территориях реконструируется лесостепной ландшафт с господством злаково-осоково-разнотравных ассоциаций и участками ольшаников и хвойно-берёзовых лесов с примесью широколиственных пород с последующей стадией похолодания и иссушения климата при сокращении лесов. Почвы ильинского межледниковья (670-620 тыс.л.н.) залегают под горизонтом донской морены. Реконструирован тёплый, влажный климат, лесостепной ландшафт с господством разнотравно-злаковых группировок в оптимум межледниковья и открытых степных пространств на заключительном этапе. Более поздний этап проходил в лесостепных условиях (участки берёзово-елово-сосновых лесов) и сопровождался активным лессиважом, позднее в лесостепи растёт доля широколиственных пород, климат теплее и влажнее. В бассейне р. Камы в это же время развиваются почвы лугово-чернозёмного генезиса, формирование происходило в пониженных элементах рельефа при близком залегании грунтовых вод гидрокарбонатно-кальциевого состава и на аллювиальных отложениях. В бассейне р. Днестр в данное межледниковье в лёссовых отложениях вскрыта субтропическая коричневозёмная почва (колкотовская). (Глушанкова, 2008). На Восточно-Европейской равнине Блюмом описана ржаксинская почва (МИС-17, 780-660

тыс.л.н.) также подтверждающая тёплый климат с формированием темноцветных луговых, лугово-лесных почв, ландшафты лесные (хвойно-широколиственные и широколиственные), лесостепные, степные. (Блюм и др., 2010).

Выше горизонта донской морены Глушанковой (2008) и Величко (1997) в окско-донской лёссовой провинции описан вороновский педокомплекс формировавшийся на протяжении 610-535 тыс. л.н. (МИС 15) в Мучкапское (рославльское) межледниковье. Мощные, дифференцированные на горизонты, профили почв подтверждают продолжительность межледниковья; есть сходство с лугово-чернозёмными почвами, с наличием водоупора (морена), развитыми под травянистыми ценозами лесостепи, степи на относительно пониженных элементах рельефа, также почвы близки к брүниземам («почвы прерий»). Большая степень выветрелости минералов. В более южных районах, в это время формировались аналоги красновато-бурых почв субтропиков. (Глушанкова, 2008). Величко и соавторы (1997) также реконструируют мощные почвенные профили (2,5-3,5 м) чернозёмовидных луговых почв, с признаками гидроморфизма. В это время в долине р. Днестр формируются почвы с 2-метровым профилем, микроморфологический анализ которых диагностирует развитость процессов оглинивания и ожелезнения, признаки гидроморфизма. Профиль сформирован в переменных ландшафтно-климатических условиях: ранняя фаза педогенеза – во влажно-субтропическом, поздняя – в сухом субтропическом климате. Кровля почвы нарушена трещинными деформациями глубиной 1,5 м, отвечающими окскому оледенению. (Глушанкова, 2008).

Инжавинская почва (МИС 11) окско-днепровского интервала (Лихвинское межледниковье, 455-360 тыс.л.н.) описаны Глушанковой (2008), Длусским (2001), Паниным (2007) на Среднерусской и Приволжской возвышенностях, Окско-Донской равнине, бассейнах Средней Волги и Нижней Камы. Палеопочва носит типичные для современных лесных почв (псевдоподзолистая, буро-псевдоподзолистая) признаки: текстурно-дифференцированный профиль (мощностью до 2,3 м) с выраженными процессами сиаллитизации и лессиважа, фульватным типом гумуса. В более южных территориях (в современной зоне

серых лесных почв) почвы выражены хуже, но также наблюдаются признаки элювиально-иллювиальной дифференциации профиля, фиксируются признаки увлажнения несколько выше современного, карбонатные аккумуляции. У реки Вороны (Пензенская, Тамбовская обл.) палеопочва носит признаки солонцеватости. На Приволжской возвышенности и в низовьях Камы дифференциация профиля проявлена менее отчётливо. Предположительно почвы формировались под лесостепным покровом. (Глушанкова, 2008; Панин, 2007; Длусский, 2001). Блюм и соавторы (2010) для Восточно-Европейской равнины выделяют лювисоли, псевдоглеи, элювиально-глеевые, бурые лесные лессивированные, чернозёмовидные, бурые лесные, а ландшафты - как лесные (хвойно-широколиственные), лесостепные, степные.

На протяжении последующего Каменского (постлихвинского) межледниковья в лёссово-почвенных сериях бассейнов Днепра, Оки, Дона, Средней Волги формировалась так называемая каменная почва. Панин (2007) относит её возраст к интервалу 200-250 тыс.л.н., а Глушанкова (2008) датирует начало почвообразования около 324 тыс.л.н. Формировавшуюся почву можно отнести к МИС 9. Она представляет собой текстурно-дифференцированную почву (мощностью до 2,2 м) с признаками гидроморфизма. Также как инжавинская почва является почвой лесного генезиса, но формировалась при условиях менее выраженного промывного режима, характерного для лесостепей и широколиственных лесов. Современные аналоги – серые лесные, бурые лесные лессивированные, брүниземы. Более поздняя фаза формирования почвы характеризуется появлением смешанных широколиственно-еловых лесов, гумусом фульватного типа, более отчётливым оглиниванием *in situ*, современный аналог – бурые лесные лессивированные, грунтово-оглеенные почвы. В бассейне Дона каменная почва приобретает черты чернозёмов и лугово-чернозёмных почв: наличие карбонатов, преобладание ГК, связанных с кальцием. На территории Камской лесовой провинции в почве фиксируются легкорастворимые соли. (Глушанкова, 2008; Панин, 2007).

Заключительному этапу среднего плейстоцена стадии MIS 7 (260-220 тыс.л.н.) соответствует роменская почва, описанная для лёссово-почвенных серий Окско-Донской равнины. Она имеет слабо-дифференцированный профиль, нарушенный мерзлотными структурами днепровского времени. Почва сформирована в менее благоприятных условиях, чем каменная под широколиственными, хвойно-широколиственными лесами, имеет фульватный состав гумуса, среди обменных катионов преобладает кальций, легкорастворимых солей нет, профиль оглеен. Развитые признаки оглеения, позволяют отнести почву к псевдоглеевым. Во время её развития фитоценозы сменялись от сосново-берёзовых лесов с примесью дуба и хмелеграбом в подлеске через грабово-дубовые леса с примесью липы и берёзы и берёзово-сосновые леса с примесью вяза к сосново-кедрово-берёзовым и вязово-дубовым лесам и на заключительной стадии – сосново-берёзовым лесам с примесью вяза и липы. Также были широко распространены заболоченные участки с преобладанием злаков, осок, верескоцветных и мхов. В междуречье Москвы и Оки и низовьях Оки почва формировалась в интерстадиальных условиях и определена как мерзлотно-глеевая. Почвенный покров эпохи начинает отличаться редукцией зональности с повсеместным проявлением криогенных признаков и оглеения. (Глушанкова, 2008; Длусский, 2001). Блюм и соавторы (2010) также в это время для Восточно-Европейской равнины выделяют тундрово-глеевые, мерзлотно-таёжные, мерзлотно-глеевые под лесной растительностью почвы.

Ещё более подробно изучен почвенный покров Микулинского межледниковья (140-70 тыс. л.н.), относящегося к потеплению MIS 5 (130-70 тыс.л.н.). Исследования проводились Величко, Морозовой (1963), Ивановой, (1966), Сычевой, (1985, 2012), Блюмом и др. (2010). Почвенный покров Европы был очень похож на современный. На Русской равнине широко были развиты лесные почвы с резко дифференцированным профилем, но южная граница этих почв была сдвинута на юг относительно современной примерно на 75-350 км. В южной части Русской равнины были развиты чернозёмовидные почвы. Между зонами степных и лесных почв существовала зона лесостепи с чернозёмными и

лугово-чернозёмными почвами. Из почв межледниковья иногда отдельно выделяют почвы крутицкого интерстадиала (амерсфорт-брёруп, верхневолжский), характеризующиеся гиперзональностью с криогенными признаками. (Величко, Морозова, 1963; Иванова, 1966; Морозова, 1981; Сычева, 1985). Блюм (2010) характеризует почвенный покров Восточно-Европейской равнины развитием лювисолей, бурых лесных лессивированных, бурых лесных псевдоглеевых, чернозёмовидные под лесной, лесостепной и степной растительностью почв. На Среднерусской возвышенности в междуречье р. Сейм и р. Млодать (Курская обл.) развивалась лесная текстурно-дифференцированная почва, аналог дерново-подзолистых (Сычева, 2012).

Таким образом, палеопочвы наиболее ранних стадий педогенеза среднего плейстоцена приурочены в основном к южным регионам Европейской части России. На промежутке от среднего плейстоцена к началу позднего растительный и почвенный покров межледниковий становится всё более похож на современный, но с иным расположением границ природных зон леса и степи, диагностируя направленное похолодание климата, а с развитием покровных оледенений в почвах южных областей Восточно-Европейской равнины начинают проявляться различные признаки криогенеза, тундрового почвообразования.

Что касается среднеплейстоценового почвообразования в горных районах Армении и Большого Кавказа, здесь развитые палеопочвенные профили обнаружены лишь на переходе среднего плейстоцена в поздний (Микулинское время, ок. 100-50 тыс. л.н.) (Kovda et.al. 2008, Pinhaci et.al., 2008). В средне-верхнепалеолитической стоянке Ховк 1 в Северной Армении вскрыты почвы с признаками криогенеза формировавшиеся под травянистой растительностью (Pinhaci et.al., 2008).

Скорее всего, причиной отсутствия более ранних почв среднего плейстоцена на данных территориях являются повышенные темпы экзогенеза, связанного с деятельностью локальных каровых горных оледенений и плохой сохранностью отложений этого времени.

1.3 Палеопочвы позднего плейстоцена (конец Валдайского оледенения, МИС3-2)

В отличие от среднего плейстоцена с достаточно тёплыми и продолжительными межледниковьями, почвы позднего плейстоцена на Восточно-Европейской равнине формировались в существенно более короткие и менее тёплые интерстадиалы и не обладают такими мощными и развитыми профилями. Наилучшим образом такие слаборазвитые почвы представлены в лёссово-почвенных и аллювиальных сериях отложений. В связи с большим количеством крупных исследований позднеплейстоценовых палеопочв, появляется возможность описать почвы и растительный покров более узких временных интервалов.

Исследуемые почвы заключительной фазы валдайского оледенения (МИС 2) встречаются в лёссовых толщах Деснянских, Владимирского ополий находившихся в перигляциальных условиях. Алифанов (1995) полагает, что именно явления палеокриогенеза во многом определили полигенетичность, разновозрастность почв, комплексность почвенного покрова, динамику режима увлажнения. Происхождение лёссовидных суглинков связано с процессами преобразования рыхлых грунтов в зоне интенсивных сезонных и суточных изменений фазового состояния воды, то есть, криогенного облессовывания. Палеокриогенез приводит к мерзлотному растрескиванию покровных суглинков, заполнению ими образовавшихся трещин сразу или после вытаивания существовавших в них ледяных жил и образованию в последнем случае понижения на месте заложения трещин. (Алифанов, 1995; Гугалинская, Алифанов, 1979). Ярко выраженный микрорельеф территорий ополий связывают также с термокарстом при деградации мерзлоты в послеледниковье (Макеев, Дубровина, 1990).

Спецификой перигляциальных эпох, в отличии от межледниковых, является то, что почвообразование сочеталось с интенсивным накоплением минерального материала, а процессы почвообразования проявлялись слабо в виде слабого

гумусонакопления, микроагрегирования, аккумуляции и перераспределения вторичных карбонатов без их выщелачивания (Величко, Морозова, 1985).

Этим временем датирована известная позднепалеолитическая стоянка Дивногорье в Воронежской области с крупным скоплением костей диких лошадей, радиоуглеродные датировки которых лежат в интервале 12-14 тыс. л.н. (а калиброванные в интервале 13-17 тыс. л.н.). Здесь вскрывается толща озёрных отложений, образование которых происходило в условиях таяния мерзлоты. Отложения содержат последовательность слаборазвитых почв. Одна из почв с датировкой 12080 ± 80 л.н. отнесена к интерстадиалу бёллинг, а выше залегающие почвы к интерстадиалу аллерёд. На раннем этапе аллерёда формировались дерно-карбонатные (рендзик лептосоли), на позднем - слаборазвитые буроземы (камбисоли), сформированные в лесных перигляциальных условиях. Почва бёллинга представлена слаборазвитой лугово-карбонатной почвой (рендзик чернозем) и возможно формировалась в условиях перигляциальной лесостепи. По данным споро-пыльцевого анализа в растительном покрове доминировали травянисто-кустарничковые растения, полынно-маревые ассоциации, в древесном покрове преобладала сосна. (Бессуднов и др., 2013).

Трубчевская почва, выделенная А.А. Величко, имеет стратиграфическую выраженность в лёссовых отложениях (между лёссом II и III) в районе города Трубчевска, села Араповичи и до Брянска. Она представляет собой уровень оглеения, связанный с некоторым потеплением, гумидизацией климата и приостановлением лёссонакопления (Величко и др., 1996). Таким образом, для отрезка поздневалдайского оледенения после брянского интерстадиала. Величко выделяет один этап инициального почвообразования.

Для группы стоянок Каменная Балка в Ростовской области палеопочвы исследуемого интервала представлены пионерными, т.е. формировавшимися 20-100 лет и не успевшими отразить весь спектр природных условий. Почвенный покров развивался от луговых и лесостепных почв 50-23 тыс.л.н. к более ксерофитным верхневалдайским степным ландшафтам (23-10 тыс. л.н.). (Леонова и др., 2006).

Симакова и Пузаченко реконструируют для интервала бёллинг-аллерёд на основании споро-пыльцевых данных на Русской равнине между 50 и 53° с.ш. перигляциальные сосново-берёзовые и еловые леса с островами степи и кустарничковой тундры. Южнее 50° с.ш. распространяются перигляциальные лесостепи в комбинации с луговыми степями и тундровыми сообществами. Изучив большой спектр данных по растительности на территории Европы бёллинга-аллерёда, авторы пришли к выводу о существовании перигляциальной зональности на протяжении интерстадиалов и о зональности внутри перигляциального лесного пояса с запада на восток: перигляциальные берёзовые леса - перигляциальные сосново-берёзовые леса - перигляциальные сосново-берёзовые и еловые леса с широколиственными элементами. (Simakova, Puzachenko, 2005).

Интересно, что на протяжении стадий МИС 3 и 2, в горных вулканических палеопочвах Мексики фиксируется этап более гумидного почвообразования, с последующей лишь в голоцене, аридной фазой (Седов и др., 2011).

Интерстадиальные почвы в лёссовых отложениях Тянь-Шаня стадии МИС 3 с датировками 15930 ± 460 и 24300 ± 1160 л.н. описаны Цехом (Zech et.al., 2000), Ковалевой (Kovaleva, 2004) описана коричневая почва возраста 14030 ± 880 л.н. (МИС 2), содержащая карбонаты лёгкого изотопного состава (-19,6‰), указывающие на тёплый климат и доминирование С-3 растительности. 16500 ± 700 л.н. для этой же территории фиксируется холодный аридный эпизод, когда формировались безгумусные криоаридные почвы (Ковалева, 2009). На северо-западном Кавказе, в Краснодарском крае не выявлено интерстадиалов позднее брянского времени, в котором также выявлены флюктуации доли С-4 растительности и климата от более аридного к более гумидному (Kovda et. al., 2008).

Таким образом, несмотря на обстановку существования ледника в Скандинавии и холодный климат, в финальном плейстоцене также зафиксированы разные типы почв и растительности, что говорит о проявлении зональности.

Глава 2. Характеристика объектов исследования

2.1 Природные условия районов исследования

2.1.1 Природно-климатические условия Лорийского плато Армянского нагорья

Геология и рельеф

Армянское нагорье представляет собой обширную горную страну, площадью более 300000 кв. км, расположенную в Альпо-Гималайской системе гор, между Анатолийским и Иранским нагорьями. Средняя высота Армянского нагорья 1700-1800 м, более высокая, чем для Анатолийского и Иранского нагорий. Его рельеф представляет собой сочетание складчато-глыбовых хребтов и вулканических возвышенных плато.

Армянское нагорье разделяется на три области: 1) свободные от лав хребты и возвышенности Внутреннего Тавра; 2) вулканическое нагорье с обширными лавовыми плато, вулканическими массивами и другими формами ландшафта потухшего вулканизма; 3) внутренние котловины и впадины, выполненные морскими, озёрными и речными отложениями неогена-антропогена. В свою очередь горные цепи Внутреннего Тавра разделяют Армянское вулканическое нагорье на три области: 1. Северное вулканическое нагорье (Арсияно-Ахалкалакское), 2. Центральное вулканическое нагорье, 3. Южное вулканическое нагорье. Объекты нашего исследования расположены в первой области у подножия Джавахетского массива на Лорийском плато. Лорийское плато занимает обширное пространство между Джавахетским нагорьем и Лалвар-Леджанским массивом (Сомхетские горы), входящим в состав складчато-глыбовой системы Малого Кавказа. Плато сложено в основном долеритовыми лавами. Также эти лавы прослеживаются широкой полосой на восток по долине р. Дзорагет затем, на север по глубокому ущелью р. Дебед вплоть до его низовьев (Рис.1). А.Т. Асланян считает эти лавы акчагыльскими. Большинство исследователей относят возраст лав к плиоцену - нижнему четвертичному. Бальян относит долеритовые лавы к более древнему возрасту, нежели

верхнеплиоценовый. Основные очаги излияния находились на Джавахетском нагорье, но они не выражены. (цит. по Бальян, 1969).

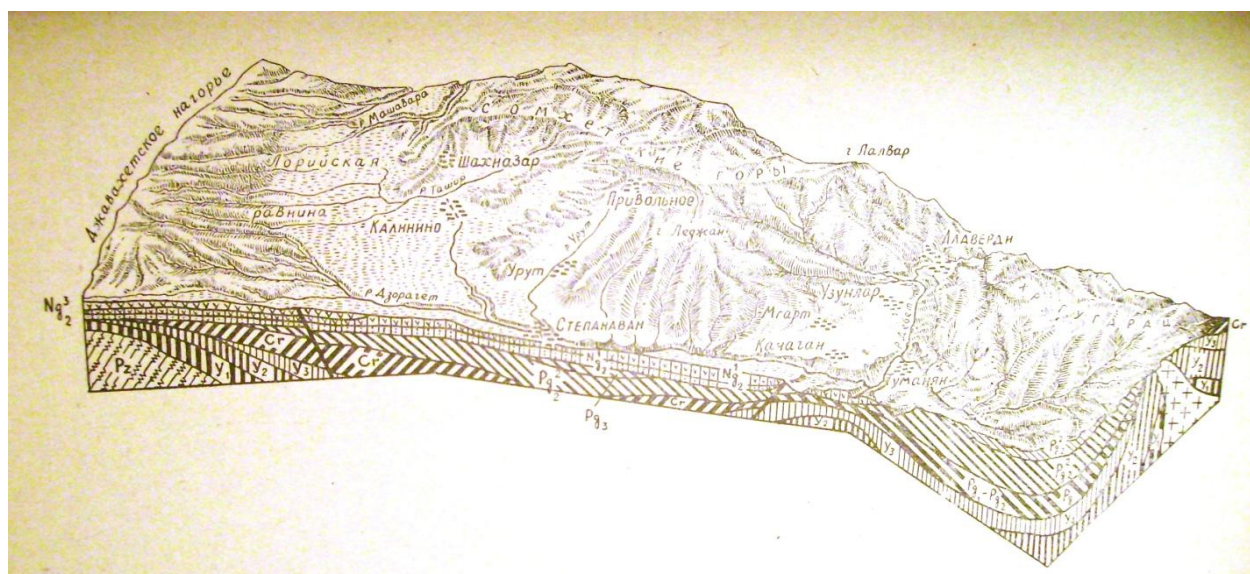


Рис.1 Блок-диаграмма р. Дзорaget и среднего течения р. Дебед. (Бальян С.П., 1969)

Армения занимает юго-восточную часть Малого Кавказа и Армянское вулканическое нагорье. На севере и северо-востоке Армении проходят среднегорные лесистые складчатые хребты Малого Кавказа (Сомхетский, Базумский, Шахдагский, Муров-Даг). Они окаймляют область Армянского вулканического нагорья, сложенного мощными лавовыми покровами (Думитрашко, 1958).

Хребты и вулканические нагорья Армении, как и всего Малого Кавказа, это области поднятия с интенсивно расчленённым, преимущественно среднегорным рельефом. В окаймляющих горную зону депрессиях и межгорных котловинах господствует относительное опускание и аккумуляция, создавшие равнинный рельеф. Наклонные равнины и плато, расположенные между горами и депрессиями, представляют собой втянутые в современное поднятие подгорные равнины, бывшие ранее областями аккумуляции и опускания. Вследствие длительной денудации водораздельные части хребтов Армении приобрели аструктурный рельеф, они сглажены и представляют собой высоко поднятые нагорные равнины – поверхности выравнивания - с волнистым, полого-холмистым и увалистым рельефом. (Думитрашко, 1958).

Вулканический рельеф Армянского нагорья возник в результате трещинных ареальных излияний лав, связанных с возникновением глубоких разломов в осевой зоне и на крыльях антиклинальных структур. Вдоль разломов многократно изливались основные лавы андезитового, андезито-базальтового и базальтового характера. Довольно жидкий состав этих лав способствовал их растеканию далеко в стороны. Излияния заканчивались выбросами кислых лав – дацитов, обсидианов и др. Большая часть извержений относится к плиоцену; в это время образовалась основная часть лавовых покровов, подстилающих их мощных туфобрекчий и вулканических массивов, насаженных на лавовые поля. Второй крупный цикл извержения лав относится к четвертичному периоду, во время которого образовались лавовые потоки, заполнившие долины, и мощные выбросы туфов. В течение этого цикла крупные трещины, обусловившие ареальные извержения плиоценовых лав, частично закрываются и происходят центральные извержения вулканических шлаковых и липаритовых экструзивных конусов. (Думитрашко, 1958).

Волнистый, волнисто-увалистый, бугристо-грядовый рельеф вулканических плато связан со структурными особенностями застывающих лав, разбивавшихся в процессе охлаждения на беспорядочно нагромождённые глыбы, которые создают гряды и конические бугры, разделённые западинами и ложбинами. Часть этих бугров представляет собой конусы лавовых набуханий и газового прорыва. (Думитрашко, 1958).

Армения и Малый Кавказ в целом испытывают поднятие, имеющее характер сложно построенного свода (Думитрашко, 1958).

Степанованская котловина покрыта молодым лавовым потоком, спустившимся с Мокрых гор (Джавахетский хребет) и перекрытых флювиогляциальным галечником (последние имеются также в Базарчайской и Ангекахотской котловинах, где они перекрывают диатомиты). Начало отложения галечников в области перевальных долин относится к верхнему плиоцену. А общий период отложения охватывает верхний плиоцен и нижнечетвертичное время (от апшерона до верхнего баку) (Думитрашко, 1958).

Возраст извержения на Малом Кавказе колеблется в пределах от эоцена до четвертичного времени. Эоценовые эффузии в противоположность плиоценовым и четвертичным не выражены в рельефе и слагают эрозионные хребты (Далидаг, Зангезурский). (Думитрашко, 1958).

В числе наиболее интересных и стратиграфически важных особенностей рельефа Армянского нагорья и Малого Кавказа находятся следы локального, горнодолинного оледенения, приуроченного к максимально приподнятым вершинам (Мокрых гор, Арагаца, Гегамского и Карабахского нагорий, хребтов Варденисского и Зангезурского). Наряду с карами и трогами, характерны плоские амфитеатры (кароиды). Следы оледенения соответствует этапам Вюрмского оледенения и принадлежат единому циклу последнего оледенения Кавказа, делившегося на ряд фаз (до 8). Следы более древнего оледенения в рельефе Армении и прилегающих хребтов Малого Кавказа отсутствуют. Скорее всего, они полностью уничтожены эрозией, так как галечники флювиогляциального генезиса всё же найдены. Более древнее оледенение (верхнеплиоценово-нижнечетвертичное) отличалось значительно большими размерами, чем верхнечетвертичное, на что указывает большая мощность аллювиально-пролювиально-флювиогляциальных отложений, а также значительная площадь, ими занимаемая. Это показывает, что в конце плиоцена амплитуды тектонических движений в Армении и прилегающих хребтах Малого Кавказа были значительнее, чем во второй половине четвертичного времени. (Думитрашко, 1958)

Амплитуда воздымания Малого Кавказа в постплиоценовое время составляла 2-4 км (Мкртчян, 1971).

Кавказский сегмент Средиземноморского геосинклинального пояса считается областью наиболее интенсивного вулканизма позднеорогенной стадии развития альпийского геосинклинального цикла. На территории Армении насчитывается около 550 плейстоценовых вулканов, которые извергали колоссальное количество туфо-игнимбритовых масс. В конце плиоцена территория Армянского нагорья вовлекается в континентальный этап позднеорогенной стадии развития. В пределах этой стадии выделяется шесть

тектонических фаз, а в период каждой фазы – эпохи (этапы) эксплозивного вулканизма и затиший. В морских и континентальных отложениях позднего сармата-среднего плиоцена и верхних плиоцен-плейстоценовых континентальных отложениях Армянского нагорья обнаружено большое количество пепла. Проведённые исследования показали, что вулканизм первой фазы (поздний сармат, средний плиоцен) дал накопление толщи андезитов, андезито-дацитов, дацитов и их пирокластических разностей. Со второй фазой (акчагыл-средний апшерон или пребибер-дунай-гюнц) были связаны обширные излияния основных долеритовых и андезито-базальтовых лав. Долериты ныне составляют маркирующий горизонт на всём Армянском нагорье, аргоновый возраст которых около 3,5млн. лет; намагниченность их отрицательная. Третья фаза (верхний апшерон – нижний баку или гюнц-гюнц-миндель) знаменовалась ярким событием – грандиозным пароксизмом кислого вулканизма, проявившегося извержениями туфо-игнимбритовых масс (анийский тип) и липаритово-обсидиановой магмы. Аргоновый возраст пород липаритовой формаций и туфов этого этапа вулканизма варьирует в пределах 0,6-0,7 млн. лет. (Саядян, 1983).

Разновозрастные магматические циклы как эффузивные, так и интрузивные обычно «стартовали» с основных образований и заканчивались кислыми. (Мкртчян, 1971).

К четвёртой фазе (нижний хазар или миндель-рисс) были приурочены извержения туфов и туфолав (еревано-ленинканский тип), завершающие разрез среднеплейстоценовых континентальных межледниковых и морских трансгрессивных осадков. Пятая фаза (средний-верхний плейстоцен) имела две стадии эксплозивной деятельности, проявившиеся извержениями туфов в период рисского (одинцовского) интерстадиала (бюроканский тип). Шестая фаза (голоцен) представлена извержениями туфов, ныне развитых на молодых речных террасах. Таким образом, на протяжении всего плейстоцена эпохи пароксизма кислого вулканизма явились причиной оледенений и имели определённую ритмичность – они совпадали с концом ледниковой и межледниковыми эпохами и чередовались с относительно спокойными. Воздымание поверхности происходило

со времени таяния ледников. А процессы изостатического выравнивания вызвали компенсирующие движения в областях поднятий, которые выражались разрывными нарушениями и интенсивными вулканическими явлениями. (Саядян, 1983).

Саядян считает, что в цепи взаимодействия оледенений и вулканизма, вулканизм первичен. Известно, что крупные извержения, вызывают понижение температуры земли выбросами пирокластического материала в атмосферу и стратосферу. Рассеивая солнечный свет, этот материал может годами выпадать на поверхность планеты. (Саядян, 1983).

Джавахетское нагорье, в состав которого входит и Лорийское плато, расположено в центральной части Малого Кавказа. В качестве его границ принимаются: на юге – котловина озера Чилдыр, Ширакский и Базумский хребты, на западе – верхнее течение р. Куры, на севере – Триалетский хребет, на востоке – линия Цалка-Гомарети-Дманиси-Степанаван, однако по долинам рек Машавера, Храми, Дебед за очерченные пределы области спускаются три крупных долинных базальтовых лавовых реки. Джавахетский хребет также расположен в пределах нагорья. На базальтах Машаверского потока расположено древнее городище Дманиси. Для вулканитов западной части нагорья Лебедевым и соавторами получены К-Аг датировки, относящиеся к среднему-позднему плиоцену-началу эоплейстоцена. (Лебедев, 2008).

Джавахетское вулканическое нагорье не входит в число регионов широкого распространения гляциальных систем. Здесь имеются изолированные, небольших размеров, отдельные очаги. На Джавахетском вулканическом нагорье основным очагом древнего оледенения является Самсарский хребет. По сравнению с ним на Джавахетском хребте распространение гляциальных форм рельефа значительно ограничено. (Ахалкацишвили, 2006).

Одним из влияющих на процесс развития оледенения компонентов является содержание двуокиси углекислого газа в атмосфере, которое растёт в процессе вулканической деятельности. Увеличение углекислого газа в атмосфере вызывает потепление, а понижение - уменьшение температуры и похолодание. Одной из

предполагаемых причин уменьшения содержания двуокиси углеродного газа считается связанное с активным вулканизмом интенсивное выветривание. В результате соединения двуокиси углерода с водой, как в атмосфере, так и в почве, образовывалась углекислота, которая является активным химическим соединением и свободно входит в реакцию с породообразующими элементами, в частности с K, Na, Ca и Mg. В результате этих процессов расходуется значительный объем углекислого газа, что вызывает обеднение этим компонентом атмосферы и, следовательно, понижение температуры воздуха и создание благоприятных условий для оледенения. (Ахалкацишвили, 2006).

На Джавахетском нагорье следы древнего оледенения сохранены лишь в рельефе, выработанном в позднемиоцен-раннеплиоценовой вулканогенной и вулканогенно-осадочной свите в виде цирков, карров, трогов и морен. Что касается более молодых - позднеплиоцен-плейстоценовых вулканических вершин и массивов, на них признаки древнего оледенения не установлены. Оледенение в пределах Джавахетского вулканического нагорья помещается в хронологические рамки раннепозднеплиоцен-раннеплейстоценовой эпохи и имело однократный характер. Ледники были приурочены в основном к северным склонам, на южных - они редки, что в свою очередь указывает на малые масштабы оледенения. (Ахалкацишвили, 2006).

Климатический перелом начинается с позднего миоцена, что чётко отражается на составе растительного покрова. По существующим материалам в нижне- и среднемиоценовом растительном покрове были представлены элементы субтропической флоры. На территории Грузии темпы похолодания значительно растут на стыке понта и киммерия (граница миоцен-плиоцен). (Ахалкацишвили, 2006).

Вулканизм в Армении вспыхивает с начала третичного периода (предыдущая активизация датируется верхним мелом) и проявляется до верхнего олигоцена и неогена включительно (Мкртчян, 1971).

В верхнем сармате (поздний миоцен) прибрежная суша, окружающая морской бассейн Восточного Паратетиса на территории Армении была

низменностью с абсолютными высотами 100-200 м, в меэотисе-понтe рельеф стал низменно-низкогорным с высотами 200-500 м, в плиоцене - среднегорным с высотами 700-1500-2000 м, в эоплейстоцене и нижнем неоплестоцене - оставался также среднегорным, но с высотами 2500-2800 м, а уже со среднего неоплестоцена до современности страна стала высокогорной с высотами 3000-3500 м и более (Саядян, 2006).

Вопрос о плиоценовом и эоплейстоценовом оледенениях Малого Кавказа является весьма проблематичным. Возможно, имело место сильное похолодание и увлажнение области. Ясные следы ниже-неоплейстоценового оледенения на Малом Кавказе отсутствуют. Однако, палинологические данные показывают, что в нижнем неоплейстоцене в Армении ландшафтно-климатическая обстановка менялась, по крайней мере, четыре раза: семиаридные степи сменились семигумидными лесостепями, а в конце эпохи установились увлажненные умеренно-континентальные условия с господством темно-хвойной, хвойно-широколиственной и мелколиственной растительности. По всей вероятности, эта эпоха соответствовала окской ледниковой эпохе Русской равнины и эльбюбинскому оледенению Большого Кавказа, а в Армении была плювиальной (как отмечено для субтропиков и тропиков, Марков и др., 1968). (Саядян, 2006). Чёткие следы средне- и позднеэоплейстоценового оледенения констатированы многими исследователями в высокогорьях вулканических массивов (Арагац, Гегамское, Вардениское, Сюникское нагорья). Озёрные отложения среднего и позднего неоплейстоцена имеют двухфазное (двучленное) литологическое расчленение, формирование которых было связано с активизацией речного стока подчиняющегося динамике снеговой границы в период развития двух эпох горных оледенений Армении. (Саядян, 2006)

Сильное похолодание на М.Кавказе совпадает с эпохой чегемского оледенения Б.Кавказа. К этому времени относятся галечные отложения наклонных равнин и террас 170-180 метровых уровней предгорий М.Кавказа, которые сопоставляются с флювиогляциальными отложениями Кусарского плато Куринской депрессии. В целом климатические условия Армении в конце

эоплейстоцена были холодными и их можно характеризовать как плювиальные - увлажненные умеренно-континентальные. (Саядян, 2006).

Неоплейстоценовый этап в Армении начался новой активизацией тектонических движений, а затем её спадом. В среднем неоплейстоцене М.Кавказ превращается в высокогорную страну (Саядян, 2006).

Для плиоцен-четвертичной истории геологического развития территории Армении характерна цикличность процессов эрозии и осадконакопления, которая была связана, в первую очередь, с тектоническими процессами и климатическими изменениями, а также колебаниями уровня Каспийского моря. Для межгорных впадин отмечается четкая закономерность: глинисто-суглинистые отложения формировались в эпохи относительного тектонического спокойствия, похолодания и облесения области, а аллювиальные грубозернистые толщи - в эпохи активизации тектонических движений, потепления (аридизации), ксерофитного остепнения и глубинного эрозионного врезания рельефа (Саядян, 2006).

Климат

Засушливый континентальный климат Армянского вулканического нагорья обусловлен тем, что система хребтов Малого Кавказа изолирует его от влажных воздушных масс, поступающих с Чёрного и Каспийского морей. (Думитрашко, 1958)

Несмотря на то, что Армения находится на широте субтропического пояса, субтропический климат наблюдается только для южной её части.

Для климата Армении характерно большое колебание суточных и сезонных температур воздуха, осадков и влажности. Для изучаемой территории характерен умеренный климат с тёплым продолжительным летом и холодной зимой. В долинах летом дневная температура воздуха поднимается до +42°C, в то время как в горах она не превышает 10-15°C. В зимний период в горных районах температура часто снижается до -30-35°C и наблюдаются большие снегопады. Сумма годовых осадков в долинных и предгорных районах не превышает 200-

400мм, с увеличением их количества с высотой, достигая в среднегорье 600-700мм. (Эдилян, 1976).

Особенности структуры высотной поясности ландшафтов Армянского нагорья в той или иной мере связаны с проявлением континентальности. В ландшафтах, удалённых от моря, проявление континентальности с высотой несколько ослабевает, что свидетельствует об определённой роли высотного фактора, смягчающего эффект (увеличивается количество осадков, сглаживается годовой ход температуры воздуха) (Халатов, 2007).

Растительность и почвы

Для области вулканических нагорий характерны полная безлесность, степные ландшафты и флора нагорных ксерофитов в связи с аридным резко континентальным климатом (Думитрашко, 1958).

Вследствие изолированности от морских влажных воздушных масс, территория нагорья почти лишена лесной растительности и, в основном, занята горными степями, а выше 2400 м – горными луговыми степями и лугами. Засушливость территории нагорий усиливается также благодаря высоким фильтрационным свойствам слагающих трещиноватых эффузивных образований (Эдилян, 1976).

Широкое распространение получили полынно-полупустынные, злаково-разнотравные степные, лугово-степные, лесные, нагорно-ксерофитные, субальпийские и альпийские луговые типы растительности, образующие ряд вертикальных поясов (Эдилян, 1976). Рассматриваемая нами территория Лорийского плато покрыта лугово-степными ассоциациями.

Поверхность среднегорной склоновой части покрыта маломощными и среднемощными (1-2 м) карбонатными или выщелоченными щебневато-суглинистым делювиальными, реже элювиально-делювиальными отложениями, служащими материнскими породами для почв (Эдилян, 1976).

Формирование почвенного покрова на территории Армении началось ещё в нижнем плиоцене, когда поверхность суши частично освободилась от воды. Однако, наибольшее развитие почвенно-растительного покрова, на

преобладающей части территории, имело место в верхнем плиоцене и, особенно, в нижнем антропогене, когда формировались основные горные массивы и вертикальные природные пояса. (Эдилян, 1976).

В условиях тёплого, влажного, слабо континентального климата верхнего плиоцена – нижнего антропогена на территории внешних хребтов (Мегринский, Мургузский и др.) и, частично, в области внутренних хребтов Малого Кавказа (Базумский, Памбакский) развиваются широколиственные мезофильные леса с участием субтропических представителей. Под ними формируются соответствующие почвы с элементами ферраллитного выветривания. В этот период, на значительной части территории средних гор, предгорий и низкорасположенных плато нагорья развиваются влажные луговые степи и мезофильные степи с лугово-чернозёмными и чернозёмовидными почвами. (Эдилян, 1976).

В среднечетвертичное время под влиянием интенсивных тектонических процессов резко увеличиваются абсолютные высоты гор, климат становится менее тёплым, сухим и континентальным. В этих условиях в высокогорной части формируются альпийские луга, а на низкорасположенных плато и подгорных шлейфах – полупустынные ландшафты с характерными для них слаборазвитыми почвами. В условиях дальнейшего похолодания в вюрме в растительном покрове начинают занимать значительное место ксерофитные – в степях и полупустынях и хладолюбивые растения – в альпийской и особенно в нивальной зонах, сокращаются ареалы распространения лугово-степных и степных сообществ. Дальнейшее потепление и иссушение климата в середине верхнего антропогена приводит к значительному сокращению площади альпийских лугов, увеличению ареалов степей. Общее иссушение среды способствует исчезновению лесов на южных склонах Памбакского, Базумского, Севанского, Урцкого хребтов. (Абраамян, 1971)

Таким образом, в пределах территории Армении процесс формирования растительного и почвенного покрова в целом имел общую тенденцию развития от фитоценозов и почв слабо выраженного субтропического типа к переменным

влажным лесным и умеренно-влажным лугово-степным типам, а значительно позднее к дерново-степному и степному почвообразованию. (Эдилян, 1976).

Исследуемые объекты относятся к степной биоклиматической зоне.

Степная биоклиматическая зона занимает всю северную, центральную и частично юго-восточную среднегорную территорию (1200-2400 м над уровнем моря) и большими массивами встречается, в том числе и в Лорийском физико-географическом районе. Спокойные формы рельефа и умеренно-влажный, а в нижней части сухой и умеренно-тёплый климат обусловили развитие ковыльно-типчаково-разнотравных и типчаково-разнотравных степных формаций, под покровом которых формируются горные чернозёмы и горные каштановые почвы. (Эдилян, 1976).

Горные чернозёмы Армении развиваются на различных материнских породах: базальтах, андезито-базальтах, андезито-дацитах, порфиритах, туфобрекчиях и их карбонатных продуктах выветривания под злаково-разнотравными группировками, в условиях непромывного или периодически промывного водного и умеренного тёплого температурного режимов, в пределах высот 1300-2400 м над уровнем моря (Эдилян, 1976).

В силу строения почвообразующих пород, горные чернозёмы Армении отличаются по некоторым характеристикам от равнинных чернозёмов. Например, они не содержат в большом количестве легко-растворимых солей, рН выщелоченных и типичных чернозёмов составляет около 5,3. Содержание фосфорной кислоты в верхних горизонтах выщелоченных чернозёмов нередко достигает до 0,46%. Это накопление обусловлено слабыми темпами минерализации органического вещества и трудной выщелачиваемостью фосфора в силу белковой формы их связи. (Эдилян, 1976).

Лугово-чернозёмные почвы являются переходной стадией между гидроморфными и степными почвами. Они распространены в чернозёмной зоне на высоте 1500-2000м над уровнем моря, в Лорийской степи, Ширакской равнине и в Севанском бассейне. Лугово-чернозёмные почвы формируются в подзоне выщелоченных чернозёмов на аллювиальных галечниках, супесях и суглинках, а

также на делювиальных наносах. В травостое из луговых злаков доминирует пырей ползучий, костёр безостый, мятлик, и пр.; большое место занимает луговое разнотравье, встречаются единичные экземпляры степных злаков – овсяница и др. Своеобразные гидрологические условия придают лугово-чернозёмным почвам ряд специфических особенностей, интенсивное окрашивание верхних гумусовых горизонтов. (Эдилян, 1976).

Эдилян и соавт. предполагают болотное происхождение лугово-чернозёмных почв. В Армении, особенно в северной её части, в Лорийской степи, на Ширакском плато возрастание ксеротермальности климата привело к сильному сокращению болотных пространств, что подтверждается даже топографическими картами старого издания. В Лорийской степи сокращение болотных пространств является результатом понижения базиса эрозии, вследствие понижения уровня грунтовых вод сократился запас воды в почве. Также сократились потоковые поверхностные воды с водоразделов. Таким образом, в результате высыхания озёр на пониженных частях рельефа образовались лугово-болотные почвы. В депрессиях с периодическим питанием грунтовых вод сформировались лугово-чернозёмные почвы. Поэтому в условиях избыточного увлажнения в этих почвах происходит накопление органического вещества. Карбонаты в профиле лугово-чернозёмных почв в основном отсутствуют, реакция среды слабо-кислая или близкая к нейтральной (рН 5,5-6,6 в водной вытяжке, в солевой – 4,7-5,9). (Эдилян, 1976).

Каштановые почвы сухих степей занимают среднегорную полосу - 1200-1700 м и формируются в условиях недостаточного увлажнения, сравнительно тёплого и сухого континентального климата под покровом типчаковой растительности, со значительным участием ксерофитных представителей. Материнские породы представлены щебневато-обломочными элювиальными, элювиально-делювиальными, делювиальными окарбоначенными суглинками. (Эдилян, 1976).

Горные сухие степи представлены злаково-разнотравными и разнотравно-злаковыми ассоциациями с участием более ксерофитных растений. Здесь

распространены: типчак бороздчатый, ковыль волосатик, тонконог стройный, костёр войлочный, мятлик луковичный, ромашка мелколистная, дубравник серый, пырей ползучий и др. Почвы характеризуются каштановой, а с поверхности - каштаново-серой окраской, ясной дифференциацией генетических горизонтов, довольно плотным сложением, распылённо-непрочно-комковатой структурой и наличием карбонатно-сцементированного горизонта. Под последним обычно простирается обломочно-щебневатый элювий эффузивных пород. (Эдилян, 1976).

В большинстве своём эти почвы карбонатны с поверхности и развиваются чаще всего на основных и средних породах. В почвах, развивающихся на карбонатной коре выветривания андезитов, андезито-базальтов и базальтов наблюдается процесс цементации углекислым кальцием щебневато-обломочного материала и формирование иллювиально-карбонатного горизонта. (Эдилян, 1976).

Карбонаты встречаются как в рассеянном виде, так и в форме конкреций и лжегрибницы. Горные каштановые почвы слабо загипсованы. Значительная загипсованность наблюдается только в карбонатных слоях светло-каштановых почв лавовых плато и в почвах, сформированных на диатомитовых глинах. Реакция горных каштановых почв слабощелочная или нейтральная. Только в их нижних горизонтах наблюдается повышенная щёлочность среды. Образование устойчивой нейтральной или слабощелочной реакции среды связано с наличием в почве бикарбонатов и карбонатов щелочно-земельных металлов и участвующих в биокруговороте веществ, содержащих большое количество одновалентных и двухвалентных катионов. (Эдилян, 1976).

Такая пестрота почвенного покрова Армянского нагорья определяется соотношением биоклиматических и геолого-геоморфологических факторов, неоднородных для морфоскульптур различного генезиса – вулканогенных, складчатых, депрессионных (Трифенова, 1997).

2.1.2 Природно-климатические условия Акушинского района республики Дагестан

Геология и рельеф

Республика Дагестан занимает территорию Восточного Предкавказья, северо-восточного склона Большого Кавказа и западной части Прикаспийской низменности. Акушинский район, где расположены объекты исследования, находится в среднегорной части Дагестана. Широкое распространение здесь получила кайнозойская группа отложений мощностью 5-7 км. По составу они делятся на известково-мергельные породы, представленные терригенными отложениями олигоцена и нижнего миоцена, глинистой толщей с прослоями песчаников и алевроитов мощностью 50-100 м. Акчагильские отложения здесь сохранили общую структуру на участках погружения передовых хребтов. Суммарная их мощность составляет 200-300 м. Апшеронский ярус в предгорьях Дагестана достигает мощности 100-650 м. В высокогорном Дагестане в качестве почвообразующей породы распространены юрские отложения. В среднегорной полосе (на плоскогорьях, межгорных долинах, склонах менее 20°) распространены делювиальные (элювиально-делювиальные) породы (Залибеков, 2010).

Внутренне-Дагестанская горная провинция расположена во внутригорной части республики и характеризуется сильно расчленённым горным рельефом, где распределение почвенного покрова подчиняется вертикальной зональности. (Залибеков, 2010).

В четвертичное время Главный хребет Большого Кавказа испытывал поднятия, носившие порой дифференцированный, глыбовый характер (Герасимов, Маркова, 1939, цит. по Сергеева, 2011). В позднеорогенную стадию (начиная с позднего сармата, ок. 3 млн. л.н.) интенсивность воздымания Большого Кавказа значительно усиливается, и темп его продолжает нарастать до позднего плиоцена, а особенно в антропогене. (Физ. география Дагестана, 1996, цит. по Сергеева, 2011). В апшероне (1,8-0,8 млн. л.н.) происходит сильное поднятие в восточной части хребта. Во второй половине четвертичного периода поднятием была охвачена, главным образом, западная часть хребта, где развивается большое верхнечетвертичное оледенение. Амплитуда поднятий – до 1-1,5 тыс. м. Основные тектонические явления были максимальны в начале четвертичного

периода. Поднятия затухают ко времени рисского оледенения (333-144 тыс. л.н.) (Герасимов, Маркова, 1939, цит. по Сергеева, 2011).

По одной из моделей, в ранней юре-неокоме в рассматриваемом регионе были расположены шельф Евразийского континента, окраинное море Большого Кавказа, Понтийско-Закавказская островная дуга, а в области Анатолийско-Малокавказского офиолитового пояса располагался бассейн океанического типа (Тетис) и Анатолийско-Иранский микроконтинент. Вдоль северного края океанического бассейна проходила граница литосферных плит. Часть Кавказа, располагавшаяся к северу от этой границы, являлась активной окраиной. В середине мела, в результате столкновения Понтийско-Закавказской островной дуги и Анатолийско-Иранского микроконтинента, образовался единый Закавказско-Малоазиатский континентальный блок. Тем не менее, северный океан исчезает полностью только в позднем эоцене. В течение позднего миоцена последняя часть океанической литосферы была уничтожена Тавро-Загросской шовной зоной. (Акопян, 1982). Что касается вулканизма, то в позднем плиоцене он проявлялся, в основном, на Армянском нагорье и в районах северного Приэльбрусья. К плейстоцену интенсивность вулканизма на Кавказе уменьшилась. (Рогожин и др., 2001).

Интересное исследование монтмориллонитовых глин проведено в Южном и Центральном Дагестане Эфендиевым (1980), в свете того, что вулканические пеплы в щелочных морских условиях превращаются в монтмориллонит. Автор изучает их как следы вулканической деятельности. Наличие таких глин было установлено в отложениях верхнего мела, палеогена, сармата, мэотиса, акчагыла и в древнекаспийских отложениях хвалынского яруса в разрезах, приуроченных, в том числе, и к Акушинской синклинальной структуре. Часто в таких глинах встречаются обломки вулканического стекла. Глины имеют светло-серый или желтоватый с зеленоватым оттенком цвет. Наиболее широко такие глины развиты в верхнем мелу. Часто вулканические прослои глин оказывались не чисто вулканическим пеплом, а полностью или частично превращёнными в монтмориллонит. Такие глины приурочены в основном к верхним горизонтам

акчагыльского разреза и имеют мощности 15-40 см. Автор полагает, что вулканические очаги располагались в северо-западной части Главного Кавказского хребта, а очаги четвертичного вулканизма - в юго-восточной части акватории Каспийского моря (Эфендиев, 1980).

В зонах Северного склона Большого Кавказа, отложения от верхней юры по эоцен представлены преимущественно шельфовыми осадками (органогенные и оолитовые, часто коралловые известняки, доломиты, мергели и др.), фосфоритовыми и глауконитовыми песчано-глинистыми осадками и эвапоритами. Позднеальпийские (олигоцен-квартер) отложения представлены часто морскими и континентальными молласами (Адамия и др., 1981) (разнофациальные аллювиальные серии, переходящие в прибрежно-лиманные с морскими слоями и солоноватоводной фауной, а затем в сплошную толщу морских осадков). Замечено, что чем ближе к горам проникают слои с солоноватоводной фауной, тем слабее ощущается сток со стороны близлежащего горного сооружения, появляется пресноводная фауна. Известно, что фазы активизации речного стока в горных долинах Кавказа в плейстоцене совпадали с этапами ледниковых климатических условий, и как раз с этими фазами связано опесчанивание и опреснение морских осадков в прибрежных зонах акваторий, занимавших краевые прогибы и межгорные впадины. (Кожевников и др., 1977).

На Кавказе, так же как и в Турции и Иране, сильно проявлены плиоценовые воздымания, складчатость и надвигообразование. Вдоль линии максимального сжатия в центральной части Кавказа образовалось поперечное поднятие, которое в позднем миоцене-плейстоцене подвергалось раздроблению по системе субмеридиональных разломов, с которыми связаны группы вулканов и вулканических нагорий (Эльбрус, Казбек, Арарат, Тендюрек, Сюпхан, Немрут). (Адамия и др., 1981).

В конце юрского периода вся территория Кавказского региона испытала подъем и регрессию моря. В меле-начале палеогена морской режим сменился на лагунный, эта стадия характеризуется нисходящими движениями земной коры распространением трансгрессий. В верхнем мелу, в фазу максимальной

трансгрессии, море затопило всю территорию, включая Главный Кавказский хребет. В конце мела произошло поднятие осевой зоны. Позднеальпийская стадия (палеоген-антропоген) делится на два этапа. На первом этапе Большой Кавказ превратился в обширный остров, подверженный эрозионным процессам, вследствие чего происходило накопление грубообломочного материала, мощностью до 2 тыс. м. В результате этого процесса произошло вытеснение моря из передовых прогибов и Большой Кавказ соединился с Русской равниной в антропогене. Раннеорогенный этап охватывает олигоцен, переходный – миоцен – средний сармат, а позднеорогенный – верхний сармат – плиоцен. Тектонические движения возобновляются в предакчагыльскую, предбакинскую и предсреднечетвертичную орофазы продлившиеся до голоцена. Начало акчагыла характеризуется энергичными тектоническими движениями. Поднятие охватило и предгорья, включая территорию современного Терско-Каспийского передового прогиба. Восточно-Кавказская фаза (5,2 млн. л.н.) альпийского тектоногенеза привела к формированию горного рельефа напоминающего современный. Рубеж между апшероном и ранним плейстоценом стал новой фазой тектонической активизации. (Черкашин и др., 2012). Однако абсолютная высота большинства вершин была почти вдвое меньше современной. Учитывая кратковременность плейстоцена по сравнению с новейшей геологической историей, указанное обстоятельство свидетельствует о весьма значительном увеличении темпов орогенеза в плейстоцене. Наиболее активные воздымания составляли 0,5-3 мм/год (Несмеянов, 1999).

К началу плейстоцена распределение палеовысот характеризовалось следующими чертами: 1) на самом западе мегасвода абсолютные высоты рельефа не превышали нескольких сотен метров; 2) на востоке Осевой зоны Западного сегмента они только на небольших участках превышали 0,5 км; 3) на западе Центрального сегмента появились высоты в 1-1,5 км; 4) восточнее – более 2 км. В целом плейстоценовые воздымания достигали 1-1,5 км. Основные воздымания (40-50%) пришлось на средний плейстоцен. В связи с активизацией орогенеза происходили существенные перестройки гидросети: повышалась эрозионная

способность рек, происходили многочисленные перехваты одних рек другими. Тем не менее, такие перехваты были редки. Установлено, что высокогорье (выше 3км) возникло только в среднем и верхнем плейстоцене, когда на наиболее высоких хребтах появилось оледенение. Параллельно разрастались области периферического холмогорья, на преобразование рельефа которого, в приморских областях, оказывали эвстатические колебания уровня моря. (Несмеянов, 1999).

Крупные орогенические движения, имевшие место перед и вслед за бакинским веком, имели своим следствием выпучивание Кавказского хребта и Антикавказа и, вместе с тем, прогибание Предкавказья (депрессии Кубани, Терека) и в бассейнах Риона и Куры, связанное с прогибанием дна Чёрного, Азовского и Каспийского морей. Последнее обусловило увеличение объёмов бассейнов, поэтому такие эпохи характеризовались регрессией этих морей. При этом в Чёрном море значительные регрессии сопровождались его резким опреснением и теряло свою связь со Средиземным морем. Также опреснение происходило и в Каспийском бассейне. Кроме того, в такие эпохи происходило расслоение морской воды (сверху слой пресной, внизу - слой солёной воды), следствием чего было прекращение аэрации нижних слоёв и возникновение сероводородного заражения. В межорогенические эпохи, описанные выше движения принимали обратный знак и происходила трансгрессия, которая могла совпадать с периодами таяния ледников, тогда вновь происходило опреснение воды. В основном эпохи оледенений совпадали с эпохами регрессий, то есть следовали непосредственно после орогенических движений. (Варданянц, 1948).

Направленное похолодание климата на Кавказе, начиная с акчагыла, и особенно в апшероне, привело к смене вечнозелёной растительности на листопадную в Закавказье и являлось подготовительным этапом перед гюнц-миндельским похолоданием (Варданянц, 1948).

Варданянц (1948) считает, что территория Кавказа в конце плиоцена (примерно к концу среднего апшерона) представляет выравненную, слабо расчленённую страну, безо всякого признака высокогорного рельефа, в пределах которой наиболее высокие участки возвышались над уровнем древнего

Каспийского моря едва ли более, чем на 1,5 км. Воздымание Кавказа и формирование высокогорного облика началось ещё в апшероне и закончилось к началу хвалынского века. Апшеронская и Хвалынская трансгрессии Каспия были самыми масштабными. (Варданянц, 1948).

В Дагестане остатки выравненного рельефа представлены широчайшими плато, в десятки километров в длину. К югу эти плато могут быть прослежены до депрессии между Боковым хребтом и зоной складок верхней юры и мела Известнякового Дагестана. Одна из таких денудационных поверхностей поднимается наклонно и на отметках около 1000 м упирается в северный склон Гимрийского хребта, водораздел которого имеет отметки 1200-1400 м. Этот хребет в верхнем апшероне возвышался над прибрежной равниной не более, чем на 300-500 м. На южном склоне Гимрийского хребта продолжением этой же поверхности служат платообразные поднятия Леваши, Акуша и другие.

Таким образом, Кавказ к концу среднего началу верхнего апшерона представлял собой широкие слаборасчленённые предгорные равнины со средними отметками в 500 м. Выделялись лишь отдельные островные участки высотой 1500-2000 м. Наибольшие высоты, как и сейчас, располагались между Эльбрусом и Казбеком.

Климат

Климатические условия Дагестана обусловлены его расположением в разных природных зонах: Главного Кавказского хребта – с юга и юго-запада, пустынно-степного региона – с севера и Каспийского моря – с востока. Изменение воздушных течений и смена типов погоды связаны с неравномерным распределением атмосферного давления. С высотой местности амплитуда колебания в высокогорной части в 1,5 раза меньше, чем на равнинной. На ветровой режим существенное влияние оказывают море, горы и прилегающие к предгорьям равнины. Продолжительность сохранения снежного покрова находится в прямой зависимости от высоты местности. В значительной части Дагестана, кроме высокогорий, появление снежного покрова характеризуется периодичностью, неустойчивостью и незначительным периодом снегозалегания.

Преобладают ветра восточного и северо-восточного направлений, отличающиеся сухостью и устойчивостью: летом имеют высокую температуру, а зимой – удерживают относительно холодную температуру. Под влиянием восточных ветров почвенный покров испытывает иссушение. Западные ветра, дующие со стороны Главного хребта, порывистые, приносят значительные массы влажного воздуха и охлаждение температуры летом. (Залибеков, 2010).

Для зоны горно-луговых почв характерно наличие низких температур, высокая влажность воздуха, промывной тип водного режима (Керимханов, Баламирзоев, 1982).

Внутренне-Дагестанская горная провинция характеризуется среднеконтинентальным климатом, температура наиболее холодного месяца колеблется от 0 до $-5-10^{\circ}\text{C}$ на высоте 200 м, температура наиболее тёплого месяца равна $+24-+25^{\circ}\text{C}$ в предгорьях и $+15-+16^{\circ}\text{C}$ - на высоте 2000 м. Сумма температур выше $+10^{\circ}$ колеблется в пределах $3500-3800^{\circ}\text{C}$, в высокогорьях $2000-2500^{\circ}\text{C}$. Годовое количество атмосферных осадков 400 мм (Залибеков, 2010).

Количество осадков в зоне горных чернозёмов 500-600 мм в год, среднегодовая температура $+4..+6^{\circ}\text{C}$, то есть господствуют условия, близкие к показателям континентально-засушливого климата (Залибеков, 2010).

Растительность и почвы

Общей закономерностью распространения растительности в районе исследования является вертикальная поясность, где выделяются типы сообществ: пустынь, полупустынь, степей, субтропиков, лугов и луговых степей, лесов и кустарников, субальпийских лугов, альпийских лугов, пионерно-холодостойких высокогорных.

Для среднегорного пояса характерно преобладание субальпийских злаково-разнотравных лугов, представленными вейниково-полевицевыми, вейниково-разнотравными ассоциациями. Разнотравье представлено богатым набором видов: девясил железистый (*Jnula glandulosa* L.), ветреница (*Anemone fasciculate* W.), лютик *Ranunculus oreophyllum* L., клевер *Trifolius trichocephalum* S. и др. В связи с высокой пастбищной нагрузкой появляются элементы сухих и остепнённых

луговых фитоценозов. Из разнотравья это такие ксеромезофильные лугово-степные растения как: манжетка шелковистая *Alchimilla sericata* R., скабиоза кавказская *Scabiosa caucasica* W., шалфей мутовчатый *Salvia verticillata* L. Более широкое распространение в среднегорной полосе получили пестроовсянищевые остепнённые луга с субальпийским разнотравием. Основу травостоя их составляют овсяницы пёстрая *Vestuca varia* L., манжетка шелковистая, иногда вейник наземный *Calamagrostis epigeies* L. (Залибеков, 2010).

В почвенном покрове горной зоны, а также в предгорьях Дагестана широко распространены горно-луговые, горно-луговые дерновые, горно-луговые чернозёмовидные, горные лугово-степные и горные лугово-лесные скрыто-оподзоленные, горно-луговые примитивные почвы (Керимханов, 1976). По Керимханову, Баламирзоеву (1982) на территории раскопок, в Акушинском районе, распространены горно-луговые и горно-луговые дерновые почвы. Горно-луговые почвы формируются в интервале абсолютных высот 1200-3500 м (в отдельных случаях граница может опускаться по склонам северных экспозиций до 1000 м) на вершинах хребтов и склонах всех экспозиций под покровом сильно развитой луговой альпийской и субальпийской и послелесной (у верхней границы лесного пояса) растительности. Для зоны горно-луговых почв характерна некоторая подавленность микробиологических процессов, обильное накопление органического вещества и слабая его минерализация. Почвообразующими породами служат делювиальные отложения известняков и сланцев. Наиболее характерные морфологические признаки этих почв: сравнительно малая мощность и слабая дифференциация почвенного профиля, преобладание в окраске бурых тонов, непрочная порошистая мелкозернистая или комковато-порошистая структура, умеренное уплотнение, наличие скелета в профиле, сильная выщелоченность, отсутствие сплошного карбонатного распределения в профиле. Горно-луговые почвы разделяются на подтипы горно-луговые типичные и горно-луговые примитивные. Последние тяготеют к высокогорному климату и нивальным ландшафтам. Горно-луговые типичные имеют доминирующее положение. Вследствие подавленности микробиологических процессов

растительные остатки разлагаются медленно, что способствует накоплению органического вещества, но с глубиной его количество заметно уменьшается. Почвы характеризуются слабокислой реакцией (рН 5,5-6,5). В составе обменных оснований преобладает кальций (до 55-75%). Содержание гумуса варьирует в пределах 6-10%. На тех же высотах, но при более благоприятном водном режиме и условиях эрозии формируются горно-луговые дерновые почвы, которые могут формироваться на твёрдых известняковых породах (Керимханов, Баламирзоев, 1982).

Почвообразующими породами на территории горного Дагестана являются сланцы и известняки, в связи с этим Внутренне-Дагестанская горная провинция разделена на два почвенных округа: Северный Известняковый и Южный Сланцевый. Северный Известняковый округ, к которому относится район исследований, характеризуется распространением верхнемеловых известняков, являющимися основными почвообразующими породами. В долинах распространены эродированные горно-степные почвы под сухими горными степями и различные переходные формы от лесных бурых к коричневым почвам сухих лесов и кустарников. Местами поверхность лишена почвенного покрова и представлена осыпями и известняками. Платообразные возвышения высотой 1300-1800 м (Левашинское, Хунзахское) характеризуются развитием горных чернозёмов под степной растительностью. На высотах 1800-2200 м северных ориентаций развиты горно-луговые чернозёмовидные, а на южных – горные лугово-степные почвы. Горные чернозёмы занимают платообразные возвышения и склоны северной и северо-восточной экспозиции в среднегорной полосе (Залибеков, 2010).

По вопросу выделения горных чернозёмов в Дагестане нет единого мнения. Некоторые исследователи считают (Керимханов 1976, Керимханов, Баламирзоев, 1982), что горные чернозёмы являются аналогами горно-луговых чернозёмовидных почв. Однако исследования Залибекова (2010) показали отсутствие у почв признаков лугового режима, что, в том числе, объясняется хорошей дренированностью. Реакция среды в гумусовых горизонтах колеблется в

пределах слабощелочной-нейтральной среды. Содержание гумуса в пределах 6-8%, резко убывает с глубиной.

По степени засоления почвы Акушинского района не засолены, в отличие от почв равнинного Дагестана. (Залибеков, 2010)

По данным Залибекова в пределах Акушинского района распространены горные каштановые почвы (800-1200 м), горно-луговые степные почвы (1600-2000 м), горные черноземы (1200-1800 м), горно-луговые почвы, распространённые в верхних предгорьях (1200-3000 м), горно-долинные луговые (нивальный и субнивальный пояса, пересекают все почвенные зоны) (Залибеков, 2010).

2.1.3 Природно-климатические условия Ростовской области

Геология и рельеф

Ростовская область расположена между 43°-50° северной широты и 37°-45° восточной долготы. В основном Ростовская область представляет равнину, которая имеет повышенную часть с высотами от 100 м и выше над уровнем моря. На западе области эта повышенная часть представляет волнистое плато, остаток древне - складчато - сбросового хребта, с близким выходом к поверхности каменноугольных пластов. На восток в Задонской части продолжением этого хребта является повышенная часть водораздела между реками Салом и Манычем. К северу от этой возвышенности расположена повышенная равнина, сильно изрезанная балками и речной системой. (Яцута, 1940).

Имея общий наклон к Азовскому морю, поверхность Ростовской обл. представлена двумя основными покатостями, пересекающимися между собою по линии Манычской западины. Первая из них, большая по размерам, имеет слабо выраженный наклон от Среднерусской возвышенности и Донецкого кряжа к югу; на ней располагаются бассейны Миуса и Дона с его правыми притоками. Другая покатость имеет поверхностный уклон к северу от невысоких возвышенностей на отрогах Ставропольского поднятия и Ергеней; на ней расположены бассейны

Кагальника, Чебурок, Ей, а также левых притоков Дона - Сала и Зап. Маныча. (Яцута, 1940).

Ростовская область занимает юго-восточную окраину Восточно-Европейской платформы. Эта платформа по возрасту своему является самой древней частью Европы (до 2 млрд. л.) и центром дальнейшего формирования Европы путем опрокидывания в дальнейшем на нее с юга и с запада ряда последовательных горных цепей из окружавших ее некогда морских бассейнов. (Яцута, 1940).

Изучаемая палеолитическая стоянка Каменная Балка расположена близ северного края Ростовского свода у его сочленения с Тузлов-Манычским прогибом (Леонова и др., 2006).

Долина Дона явилась результатом эрозионной деятельности проточных вод древнего Дона в период низкого стояния уровня Черного моря и последующего заполнения промытого ложа речными наносами. Высокий и крутой правый берег Дона незаметно и постепенно переходит в так же обрывистый и высокий северный берег Азовского моря. Отсутствие перерыва между ними и постепенность перехода объясняются тем, что Таганрогский залив Азовского моря представляет древнюю долину Дона, затопленную позднее морем. (Яцута, 1940).

Долина нижнего Дона и её продолжение – Таганрогский залив глубоко врезаны в неогеновый цоколь, являясь западным продолжением Манычского пролива (Леонова и др., 2006).

Начало воздымания данной территории обычно относят к плиоцену – киммерию. Серьёзная перестройка гидросети территории произошла в начале неоплейстоцена. Она связана, во-первых, с общим воздыманием Северного Приазовья, приведшим к глубокому эрозионному врезу (на 50м или более) в районе низовьев современного Дона и Таганрогского залива. Во-вторых, локализация этого вреза была обусловлена воздыманиями Ростовского свода и западной части Ейского вала. Эта территория в течение всего четвертичного периода продолжала находиться в зоне слабых воздыманий. (Леонова др., 2006)

Рассматриваемая эпоха приходится на вторую половину новоэвксинской регрессии Азово-Черноморского бассейна, датируемой в широком смысле этого стратиграфического термина интервалом около 25-9 тыс. л.н. Данная стадия начинается, переходный от регрессивного к трансгрессивному (новоазовскому) этап, занимающий интервал от 16 до 6(5,9) тысяч лет назад. Азовское море в этот период было полностью осушено. Его территорию пересекала р. Дон, русло которой было углублено до отметок порядка -25-30 и более метров в районе современных низовьев Дона и Таганрогского залива и до отметок около -60-25 м в районе современного Керченского пролива. Таким образом, геоморфология рассматриваемого региона отличалась от современной. Устье Дона находилось на 300км юго-западнее и возможно представляло собой первоначально довольно узкий эрозионный врез в воздымающуюся холмогорную Керченско-Таманскую гряду. На севере равнина примыкала к крутому склону высотой в несколько десятков метров на месте современного северного побережья Азовского моря. Данный уступ приближался к руслу пра-Дона в районе его современных низовьев. На нём и располагается комплекс стоянок Каменной Балки. Здесь рельеф был существенно контрастнее современного, т.к. относительная высота уступа, на поверхности которого располагались стоянки над пра-Доном, составляла первоначально 80-100м, а затем по мере трансгрессивного подъёма уровня моря постепенно несколько снижалась. Сейчас абсолютная и относительная высоты участка стоянки Каменная Балка-2 близки к 35м. Рельеф же днища долины Дона постоянно перестраивался под влиянием осцилляций уровня моря. (Леонова др., 2006).

Большая высота уступа, связанного с Северотаганрогским сбросом, обуславливала крутизну тальвегов боковых притоков типа балки Каменной, которая прорезает правый берег р.Дон. Высокое правобережье Дона сложено в основном миоценовыми известняками, перекрытыми хапровскими песками (верхний плиоцен), скифскими глинами (эоплейстоцен), неоплейстоценовыми и голоценовыми суглинками. (Леонова и соавт., 2006).

Климат

Климат области характеризуется как континентальный сухой, с резкими суточными и годовыми колебаниями температуры. Сухость климата обуславливается, однако, не столько малым количеством осадков, сколько характером их выпадения и процессами испарения. В пределах области только в начале вегетационного периода поверхностные горизонты почвы являются обеспеченными влагой, которая при возрастании температуры, когда растительность начинает буйно развиваться, быстро истощается. Первые весенние месяцы - апрель и май - характеризуются длительными периодами бездождя при ясной, с высокой температурой, погоде. Сочетание температуры и влажности обуславливает процессы разложения органических остатков, накапливающихся в поверхностных горизонтах почвы. Но в пределах области эти условия довольно различны как по отдельным сезонам года, так и в периоды одного и того же типа погоды по районам, в результате чего и процессы почвообразования различны. (Яцута, 1940).

Теплое время года является временем относительной устойчивости и слабого перемещения воздушных масс. В это время года преобладающими массами являются континентальный полярный и тропический воздух. В результате этого различия в температурном режиме между отдельными районами сглаживаются. В период с мая по сентябрь различия средних месячных температур между отдельными районами не превышают двух градусов. Холодный период с отрицательными температурами имеет продолжительность от 115 до 125 дней. Но в южной части области устойчивого периода с температурами ниже -5° не бывает. (Яцута, 1940).

В районах Нижнего Дона и всего Приазовья, количество осадков в холодное время года, с октября по март, составляет свыше 35% годового количества. В холодное время года в пределах области наблюдается повышенная влажность воздуха с очень незначительными колебаниями, но уже с марта средняя относительная влажность воздуха быстро понижается. В период апреля и мая, когда условия погоды в пределах области определяются потоком сухих континентальных масс воздуха с востока и северо-востока с малым содержанием

водных паров, наблюдается наиболее низкая влажность воздуха. Среднее годовое количество осадков на западе области доходит до 500мм, а на востоке уменьшается до 350мм (Яцута, 1940).

Растительность и почвы

По Ростовской области проходят две зоны растительности: 1) зона ковыльных степей, занимающая большую часть области и 2) зона полупустынной, или полынно-типчаковой степи, захватывающая лишь крайний юго-восток зоны.

Ростовская область почти целиком находится в районах развития чернозёмных почв. На ее территории распространены и приходят в соприкосновение между собой две системы почвенных зон. В северной части области, севернее нижнего течения Дона, тянутся восточные отрезки горизонтальных почвенных зон русской равнины; здесь развиты, главным образом, южные черноземы и отчасти обыкновенные черноземы, а на востоке - каштановые почвы. (Яцута, 1940).

В южной части области в условиях более мягкого и теплого климата простирается провинция приазовских или предкавказских чернозёмов, которая имеет свои особые подзоны. На контакте этих двух систем встречаются почвы переходного характера. (Яцута, 1940).

2.1.4 Природно-климатические условия Подесения (Трубчевское ополье)

Геология и рельеф

Основное отличие окрестностей Брянска от более южных участков, это отсутствие днепровской морены. Днепровский ледник здесь как бы обошёл правобережный выступ, оставив его в виде останца. Ледник обходил район Брянска с севера и запада в радиусе 20-30 км. Южнее он пересекал водораздел рек Десна и Судость и вблизи впадения в Десну левого её притока р. Навля переходил на левобережье деснинской низины. Доднепровские нижнеплейстоценовые отложения представлены достаточно слабо. Тем не менее, есть находки гумусированных горизонтов доднепровского времени. (Величко и др., 1977)

Деснинская низина в её средней части, к которой относится исследуемый район, ориентирована поперёк древнего пологого склона северо-западного

окончания Воронежской антиклизы. Основной массив аллювиальных отложений низины приурочен к её левобережью, так как в среднем течении Десна прижата или приближена к правому коренному борту долины. (Величко и др., 1977)

Древнее ложе долины Десны переуглублено по отношению к современному приблизительно на 20 м. Это углубление прослеживается под поймой, 1ой и 2ой террасами. Основная часть толщи погребённого аллювия представлена светло-серыми разнотернистыми кварцевыми песками с прослоями зеленоватых мергелистых глин. Кровля погребённого аллювия там, где его толщина не размыва во время формирования аллювия 2ой и 1ой надпойменных террас, поднимается над современным урезом Десны на 10-15 м. Но на правобережье, вне полосы распространения аллювия низких надпойменных террас, его кровля погребена под толщей верхнеплейстоценовых лёссовых отложений. Положение этого комплекса указывает на то, что Десна уже в эпоху днепровского оледенения была врезана почти также глубоко, как сейчас. Наиболее глубокий врез Десны происходил в начале среднего плейстоцена, когда уровень реки был, вероятно, не менее, чем на 15м ниже современного. (Величко и др., 1977)

Правобережье Десны относится к области островного распространения лёссов на Русской равнине. В районе средней Десны выделяются три лёссовых массива – Брянский, Трубчевский и Новгород-Северский. (Величко и др., 1977)

Мезинский ископаемый почвенный комплекс отделяет верхнеплейстоценовую лёссовую толщу от среднеплейстоценовых ледниковых и перигляциальных отложений. Он имеет две стадии формирования: более древняя салынская и крутицкая. Салынская фаза датируется рисс-вюрмским межледниковьем. Крутицкая же фаза, возможно, соответствует тёплому интервалу в начале валдайской эпохи. Позже в валдайскую эпоху формируется смоленский криогенный горизонт. Валдайская лёссовая толща содержит три стратиграфически выраженных горизонта. Лёсс 1 (хотылёвский) формировался в период между крутицким и брянским интерстадиалами 55-33/31 тыс. л.н. в холодных влажных континентальных условиях. Брянская ископаемая почва (23-30 тыс. л.н.) не так хорошо выражена, как мезинский комплекс, так как

формировалась, вероятно, в условиях холодного континентального климата на фоне существования многолетней мерзлоты. Лёсс 2 (деснинский) относится к типичным чистым лёссам. Он отделяется от лёсса 3(алтыновского) уровнем оглеения, соответствующим трубчевскому горизонту. Лёсс 3 по строению напоминает лёсс 2. (Величко и др., 1977)

Для территории Брянской области характерен своеобразный опольно-полесский ландшафт. Исследуемые объекты расположены на территории Трубчевского ополья.

Трубчевское ополье залегает на докембрийском фундаменте северо-западной окраины Днепровско-Донецкой впадины. Самые древние отложения, выходящие на дневную поверхность, - юрские, перекрытые отложениями мелового возраста (мергели, мел, кварцево-глауконитовые пески и т.д.), которые обнажаются в долинах рек и оврагов. Меловые отложения обычно расчленены на два яруса: нижний, состоящий из песков, песчаников и фосфоритов, и верхний, состоящий из известняково-мергелистых пород и продуктов их выветривания.

В среднем плейстоцене остальная территория покрывалась днепровским оледенением. Отложения этого времени перекрывают меловую толщу и представлены мореной, флювиогляциальными песками и супесями. Они погребены под позднеплейстоценовой лёссово-почвенной толщей мощностью 8-10 м (или около 6 по Тюрюканову и Быстрицкой, 1971) (Величко и др., 1996). Полевые исследования показали, что лёссовидные суглинки Трубчевского ополья имеют высокую пористость, которая связана с бывшим распространением корневых систем, и несут на себе следы палеоперемешивания червями и другими представителями почвенной фауны. Так, в Трубчевском ополье отмечается, что лёссовидный суглинок, служащий подпочвой в ополье, приближается к типичному лёссу: это легкий суглинок палевого цвета, рыхлого сложения, неслоистый, карбонатный, дающий при обваливании вертикальные стенки.

Наряду с четвертичными суглинками среди четвертичных пород в Трубчевском ополье встречаются островки типичного лёсса, приуроченные

обычно к наиболее возвышенным (более 200 м) элементам рельефа и подстилаемые лессовидными суглинками. Лессовидные суглинки залегают на высотах 180-200 м. Мезопонижения в пределах данных высот заполнены флювиогляциальными песками и супесями, которые преобладают на верхних надпойменных террасах с высотами 160–180 м. Древнеаллювиальные отложения слагают первую и вторую надпойменные террасы (140–160 м).

Лессовидные суглинки и лесс являются материнскими породами наиболее типичных почв Трубчевского ополя. Важным признаком лессовидных суглинков Трубчевского ополя является их карбонатность: известь в них встречается как в распыленном состоянии, так и в виде лжегрибницы и твердых конкреций разнообразной формы. (Тюрюканов, Быстрицкая, 1971).

Трубчевское ополье представляет собой возвышенную слегка волнистую равнину со слабым уклоном к юго-западу в сторону реки Судости. Приречная полоса правобережья Десны (особенно ниже города Брянска) сильно расчленена овражно-балочной сетью, но по мере удаления в сторону водораздела рельеф выравнивается и становится платообразным. Густая овражная сеть способствует интенсивной эрозии, которая в настоящее время является здесь одним из основных рельефообразующих факторов. Интенсивное развитие эрозионных процессов связано с антропогенным этапом в жизни данного ландшафта (Докучаев, 1949; Афанасьев, 1916), этому способствует также состав и свойства почвообразующих пород - лессовидных суглинков.

На территории Брянско-Деснянских ополей Федотовым (2000) было выделено две высотные мезозоны, где получили развитие карстово-меловые ландшафты: склоново-балочная (180-220 м) и вершинно-водораздельная (220-250 м). Густота расчленения окраин ополей составляет 2,0 км/км². Цельчук с соавторами (1980) придаёт главную дифференцирующую роль в ландшафтной структуре овражно-балочным комплексам.

Наиболее характерный и существенный признак ландшафтного облика Трубчевского ополья - резко выраженный микрорельеф в виде блюдц и западин. Эта черта отмечалась всеми исследователями данной территории.

На плоских и слабо покатых участках водоразделов широко развиты блюдцеобразные западины с округлыми или овальными очертаниями с размерами в поперечнике обычно до 25-30 м и глубиной 1-2 м. Как правило, западины расположены симметрично, по полигональной сетке, представляя в плане сотовый микрорельеф. В центральной, наиболее плоской и слабо дренируемой части водоразделов распространены также одиночные западины размерами до 60-70 м в поперечнике и глубиной 2-3 м. На сильно расчлененных участках поверхности лёссовых островов, а также на склонах с крутизной более $2-3^{\circ}$ западинный микрорельеф не выражен. (Макеев, 2005).

Большинство учёных придерживаются гипотезы палеокриогенного происхождения микрозападин. Но некоторые (Волкова, Жучкова, 1980) придерживаются гипотез их карстового происхождения по тектоническим трещинам в мело-мергелистом основании, отчего наиболее крупные западины вытянуты прямолинейными цепочками.

Климат

Климат Брянской области умеренно-континентальный, что определяется ее положением в умеренных широтах Восточно-Европейской равнины. Ее территория расположена в переходной зоне от более влажного климата Белоруссии к более континентальному климату центральной лесостепи. Смена потоков теплого и холодного воздуха создает неустойчивость погоды: затяжные дожди летом и оттепели зимой, снегопады и возврат холодов в переходные сезоны года. Во второй половине весны и летом возможны случаи вторжения воздушных масс с юго-востока, что вызывает устойчивую сухую погоду вплоть до засух.

Теплый период ($T > 0^{\circ}\text{C}$) длится 217-234 суток, из которых 140 дней со среднесуточной температурой выше 10° , продолжительность вегетационного периода ($T > 5^{\circ}\text{C}$) 188 дней. Средняя температура вегетационного периода - $16-$

17°, а количество осадков - 250 мм. Относительная влажность воздуха составляет 77-78%. По количеству осадков Трубчевское ополье относится к районам достаточного увлажнения. Около 50% годового количества осадков приходится на летний период, 20% - на весеннее время. Количество выпадающих осадков изменчиво по годам: периодически случаются засухи. В Трубчевском ополье испарение за год не превышает 400-500 мм, поэтому здесь наблюдается положительный баланс влаги в почве.

Весна - относительно непродолжительное (35-37 дней) время года - характеризуется неустойчивой погодой, часто засушлива (особенно в первой половине). Лето заканчивается в первых числах сентября (его продолжительность 100-110 дней). Летом преобладает ясная, солнечная, теплая погода (температура самого теплого месяца 18,2°С). Наиболее теплый месяц - июль, когда максимальная температура воздуха достигает 37° С (в Брянске). В этом же месяце наблюдается максимальное выпадение осадков (90 мм), которые носят ливневый характер. Общая сумма летних осадков составляет 225-260 мм. На осень приходится минимальное количество осадков (90-100 мм), которые выпадают, главным образом, начиная со второй половины сентября и в октябре в виде морозящих затяжных дождей.

Зима умеренно холодная (средняя температура самого холодного месяца - 8.4°С) с хорошо выраженным периодом зимнего покоя растительности. Начинается постепенно. Устойчивый снеговой покров образуется между 10-17 декабря и исчезает в конце марта или первых числах апреля. В среднем зима длится 145 дней. В конце февраля и начале марта снеговой покров достигает наибольшей мощности (20-30 см) (Тюрюканов, Быстрицкая, 1971).

Среднегодовая температура - 5.4°С. Количество осадков - 550-590 мм. Гидротермический коэффициент – 1.5. Годовая сумма солнечной радиации составляет 90-92 ккал/см. Годовая амплитуда температуры - 25-27°С. Сумма активных температур составляет 2300°С (Евстигнеев и др., 1999).

Растительность и почвы

Так как изучаемая территория Трубчевского ополья с давних времен использовалась как пашня, естественная растительность оказалась практически полностью уничтоженной, район ополья ныне полностью безлесен. В доагрикультурный период естественная растительность была представлена широколиственными лесами с господством дуба черешчатого в сочетании с остепненными лугами (Величко и др., 1996). Также Мильков (1964) пишет о широком распространении в Брянском ополье ивовых, дубовых и особенно осиновых западных «кустов», которые раньше считались характерными урочищами только Окско–Донской лесостепи; в настоящее время наличие осиновых кустов отмечено на территории различных районов среднерусской лесостепи. Вследствие значительной глубины западин осиновые кусты Трубчевского ополья значительно увлажнены, поэтому имеют промежуточный характер между типичными осиновыми кустами и западным озером.

Мильков (1964) отмечал, что в природе Владимирского ополья нет принципиальных отличий от природы северных лесостепей.

Близость к дневной поверхности на долинных и балочных склонах карбонатных пород влияет на формирование здесь лугово-степных ассоциаций, которые по флористическому составу близки к северным луговым степям (Булохов, 1991). В числе лугово-степных видов произрастающих на карбонатных лессовидных суглинках ополей встречаются язвенник Линнея, клевер горный, скабиоза жёлтая, шалфей луговой, астрагал нутовый, эспарцет песчаный, чистец прямой, костёр безостый, мятлик сплюснутый, качим высочайший. Из кустарников произрастает ракитник русский. В западинах произрастают ива, берёза, дуб, осина (Федотов, 2000).

На территории Трубчевского ополья распространены серые лесные почвы со вторыми гумусовыми горизонтами, сформированные на лессовидных суглинках. Для овражно-балочной мезозоны, выделенной Федотовым (2000), характерны комплексы пологих (3-6°) распаханых прибалочных и придалинных склонов со светло-серыми лесными легкосуглинистыми слабосмытыми почвами

на лёссовидных суглинках и крутые(15-20°) прибалочные и придолинные склоны с комплексом овражно-балочных почв на лёссовидных суглинках. На вершинно-водораздельной мезозоне преобладаю полого-волнистые распаханное пространства со светло-серыми и серыми лесными почвами на лёссовидных суглинках.

В полесьях на флювиогляциальных песках сформированы песчаные почвы с признаками подзолообразования и бурозёмообразования (Федотов, 2000).

Что касается палеорастительности, палинологические исследования в окрестностях позднепалеолитической стоянки Хотылёво-II (Брянская обл.) показывают, что растительный покров в конце плейстоцена был мозаичен. Большую территорию занимали травяные сообщества: степи – на водоразделах, а луга – во влажных понижениях. Участки лесов чаще сохранялись в оврагах и балках. (Евстигнеев, 2009).

В спорово-пыльцевых спектрах Среднего Подесенья зарегистрированы современные тундровые, лесные, степные, полупустынные и пустынные виды, в том числе пыльца сибирских растений и трав (Евстигнеев, 2009).

Перечисленные факты показывают, что в позднем плейстоцене и древнем голоцене ведущая роль в организации биоценотического покрова принадлежала крупным фитофагам и в первую очередь – мамонтам. Они, создавая травяные сообщества на обширных пространствах, поддерживали «смешанный» характер фауны и флоры (Евстигнеев, 2009).

2.2 Археологическая обстановка районов исследования

Как известно, через Закавказье и Кавказ проходил один из самых ранних путей миграции древнего человека из Африки в Евразию. В свете изучаемых стоянок ашельского (1,76 млн. – 150-120 тыс. л.н.) и доашельского времени на территории Армении и Дагестана, наиболее интересна история заселения этих мест в раннем палеолите, когда происходили самые первые миграции, начавшиеся, судя по археологическим находкам на рубеже плейстоцена и раннего плейстоцена.

В древнем палеолите выделяют четыре археологические эпохи: древнейшую, олдувайскую (дошелльскую), отвечающую самому началу истории человечества; раннеашельскую или аббевильскую (шельскую); ашельскую и мустьерскую. Эти эпохи сопоставляют со следующими подразделениями плейстоцена: олдувай – с виллафранком, аббевиль – с минделем, ашель – с миндель-риссом, рисом и росс-вюрмом, мустье – с первой половиной вюрма. Виллафранк (дунайское и гюнцкое оледенения) принято относить к эоплейстоцену, гюнц-миндель и миндель – к нижнему плейстоцену, миндель-ресс и ресс – к среднему плейстоцену, ресс-вюрм и вюрм – к верхнему плейстоцену. (Борисковский, 1984).

Одним из самых ранних памятников палеолита на территории Кавказа является стоянка Дманиси в Южной Грузии. Найденные здесь археологические, палеоантропологические и палеонтологические материалы датированы 1,8 млн. лет назад. Вскрытая толща раннеплейстоценовых отложений является свидетелем смены палеомагнитных полярностей: Олдувайского палеомагнитного эпизода с прямой намагниченностью на эпоху обратной полярности Матуяма. Здесь найдены костные останки древнейших гоминидов *Homo ergaster*-ов (ранний *Homo erectus*) и галечные каменные орудия, которыми они пользовались. Находки костей животных показали, что дманисская фауна близка к фаунам виллафранка Африки и Евразии. Дманисского человека относят к одной из древнейших волн миграции гоминидов из Африки в Евразию. (Ниорадзе и др., 2011).

На сегодняшний момент самыми северными раннепалеолитическими (эоплейстоценовыми) стоянками считаются открытые в последние годы стоянки на территории Дагестана (Айникаб1, 1,7-1,24 млн. л.н., Мухкай 1,2 - старше 1,95 млн. л.н.), Тамани (Богатыри 1-1,2 млн. л.н., Родники1 1,6-1,2 млн. л.н.) и в долине р. Днестр (Байраки 1,1-0,78 млн. л.н.).

Отложения стоянки Айникаб 1 относятся к эпохе обратной намагниченности - Матуяма. Возраст нижней части отложений стоянки устанавливается в пределах 1,4-1,5 млн. л. н. Археологические находки отнесены к олдованской культуре и близки к олдованским индустриям Африки и Южной

Аравии. На Ближнем Востоке памятники с галечной индустрией пока неизвестны. В древнейшем из известных на этой территории памятников – Убейдии, возраст которого 1,4 млн. лет назад, представлена раннеашельская индустрия. (Таймазов, 2012)

Относящаяся к тому же геологическому времени, что и Айникаб 1 стоянка Мухкай 2 содержит многочисленные слои с инвентарем олдованского облика. Палеомагнитное обследование памятника показывает обратную намагниченность всей толщи, характерную для эпохи Матуяма (2,6-0,78 млн. л.н.), с минимум двумя эпизодами положительной намагниченности. В стоянке найдено множество костей нижнеплейстоценовой фауны. (Ожерельев, 2013).

К стоянке Дманиси близки по времени, но не по археологической культуре недавние находки Любина В.П., Беляевой Е.В. на соседней территории Северной Армении (Асланян и др., 2007). После датирования пепла в карьере Карахач – около 1,8 млн. л.н., стало ясно, что найденные ниже пепла находки ещё более древние. (Presnyakov и др., 2012). Сходные орудия обнаружены в нижних слоях расположенной неподалёку стоянки Мурадово, отложения которой не содержат пепел. Затрудняет датирование и отсутствие каких-либо органических остатков. Археологический материал относится к культуре раннего ашеля.

В ходе данной экспедиции, начиная с 2003 года, на Лорийском плато Армянского нагорья было открыто более 30 поверхностных местонахождения и 4 стратифицированных раннепалеолитических памятника. (Асланян и др., 2007).

К эоплейстоцену относятся также ещё два памятника Азых и карьер Цимбал на Тамани. Азыхская пещера находится в юго-восточной части Малого Кавказа (долина р. Куру-чай, бассейн р. Аракс). В этой пещере найдены нижнеплейстоценовые раннеашельские культурные слои. К этому же времени относятся Игнатенков куток, расположенный в предгорьях северного склона Кавказского хребта в бассейне р. Кубань и Сатани-дар у подножия г.Арагац в Армении. (Борисковский, 1984).

Также известна раннеашельская стоянка Амаранис-гора на окраине г.Ахалкалаки в Южной Грузии. Палеомагнитные данные показали, что отложения

стоянки формировались в эпоху Матуяма. Останки фауны датированы 1,1 млн.л.н. На ряду, с недавно открытыми стоянками Дманиси и Амиранис-гора на Джавахетском плоскогорье расположены стоянки Ахалкалаки 1-4, Дилиска, Чикиани и другие. (Ниорадзе и соавт., 2011).

Средне - и позднеашельские индустрии, относящиеся к среднему плейстоцену и первой половине верхнего плейстоцена более многочисленны на Кавказе. Причём верхнеашельские индустрии имеют территориально более широкое распространение, вследствие более благоприятной природной обстановки в рисс-вюрмское межледниковье. Средний ашель представлен в Азыхской пещере (миндель-рисское межледниковье), также в некоторых местонахождениях Прикубанья, горы Яштух в Абхазии, Юго-Осетии и Армении. Известны ашельские слои в таких рядом расположенных Юго-Осетинских стоянках как Цонская пещера, Кударо-1,3 (долина р. Джоджори, бассейн р. Риони), расположенных на южном склоне Большого Кавказа. Среди поздних ашельских памятников отмечают слой 3 пещеры Азых и Среднехаджохскую стоянку на Кубани. (Борисковский, 1984).

Средний и верхний ашель найден в недавно открытых многослойных стоянках Северной Армении Мурадово, Куртан, Даштадем-3 (Асланян и др., 2007).

Датировка ашельских находок часто осложняется тем, что найдены они во вторичном залегании, часто в стоянках открытого типа. Большая часть ашельских памятников (более 100 на момент 80-х гг.) Кавказа расположена к югу от Кавказского хребта в Западном и Южном Закавказье: в пределах колхидского склона Большого Кавказа, в центральной наиболее возвышенной части Закавказской депрессии и в западной и центральной частях Армянского нагорья. Районами наибольшего сосредоточения этих памятников является Прикубанье, Абхазия, Имеретия, Южная Осетия, Джавахетия и Армения. (Борисковский, 1984).

Подробная характеристика палеолита Северо-Западного Кавказа представлена Несмеяновым (1999). По данным на момент исследования на

изучаемой территории Кавказа было насчитано около 20 стоянок и местонахождений ашельской культуры и 29 – мустьерской культуры. Но попрежнему стратифицированных стоянок намного меньше. Чаще встречаются местонахождения, где сложно археологические находки отнести к конкретному геологическому слою, так в нижнеплейстоценовых отложениях могут залегать более молодые переотложенные находки среднего плейстоцена (поздний ашель). Для пещеры Треугольная (плато Баранаха) с ашельскими находками была сделана палеогеоморфологическая реконструкция, в соответствии с которой пещера располагалась на абсолютной высоте порядка 1 км (на 0,5 км ниже, чем сейчас). В вюрме её высота была около 1400 м. Палеонтологические данные позволили определить изменения в окружающем ландшафте по мере поднятия территории от лесостепных и лугово-лесных ландшафтов до лугово-степных и луговых горноальпийских и лесных биотопах альпийского пояса умеренно-влажного и холодного климата вюрма. В целом, на основе большого числа изученных памятников автор делает вывод, что максимальные абсолютные палеовысоты стоянок нарастали от 1 км в раннем ашеле до 1,5 км к концу палеолита (Несмеянов, 1999).

К настоящему времени нижний палеолит установлен во всех районах Кавказской горной страны: на Большом Кавказе (вплоть до полосы высокогорий), в Закавказской межгорной депрессии, на Малом Кавказе и на Армянском вулканическом нагорье (занимает центральную часть Закавказского нагорья). Открытость Кавказского перешейка к северу и к югу и смыкание Закавказья с Западной или Передней Азией, частью которой оно является, сыграли важную роль в первоначальном заселении Кавказа человеком и связях его древнейшего населения с сопредельными территориями. (Борисковский, 1984).

Широкое продвижение первопроходцев в горные районы Передней Азии и Кавказа было возможно, вероятнее всего, в межледниковые эпохи, так как, судя по материалам кударских пещер, во времена больших похолоданий люди покидали горные районы. В эпохи оледенений территории, доступные для обитания человека были не только сужены, но и расчленены: горно-ледниковый

барьер Большого Кавказа периодически почти полностью отделял Северный Кавказ от Закавказья. Ряд более мелких барьеров находился в Закавказье (ледники покрывали вершинные зоны вулканических нагорий и наиболее приподнятые хребты Малого Кавказа и Южной Армении) (Думитрашко Н.В., Милановский Е.Е., 1977). На расселение человека также оказывали влияние такие факторы как вулканизм, наступания-отступления морей, перестройка речной сети. (Борисковский, 1984).

Находки мустьерской культуры (вторая половина верхнего плейстоцена, мустьерский вюрм, заканчивающийся 35 тыс. л.н.), обычно присваиваемой неандертальцам, ещё более распространены на территории Кавказа. Дислокация стоянок часто приурочена к районам размещения ашельских памятников, и, также захватывает ряд новых районов Квемо-Картли - в Грузии, Гугарк – в Армении, Карачаево-Черкессию, Кабардино-Балкарию, Северную Осетию, Чечено-Ингушетию и Дагестан – на Северном Кавказе. Наиболее важные мустьерские памятники южного Закавказья: пещеры Ереван-1, Лусакерт-1 в Армении, Азых (мустьерский комплекс) и Таглар в Азербайджане. (Борисковский, 1984).

Ранний палеолит на территории Русской равнины найден на южной её окраине и представлен небольшими группками в Приазовье, Донбассе, на Днепре, в Приднестровье и Закарпатье. Самая древняя стоянка Байраки открыта в 2010 году Н.К. Анисюткиным находится в долине р. Днестр и содержит находки олдована и ашеля. В том же районе расположена олдованская стоянка Крецешты, открытая в 2012 году. (Анисюткин и др., 2012)

Также буквально в последнее время были открыты наиболее древние для территории России группа стоянок с находками олдованской культуры на Таманском полуострове (Богатыри, Родники, Кермек) и группа стоянок в Дагестане (Мухкай II, Па, Айникаб I) (Shchelinsky et.al., 2010, 2016; Amirkhanov et.al., 2016).

Из ранее открытых, одна из наиболее известных стоянок – ашельская стоянка Хрящи в излучине левого берега Северского Донца. Вскрытые здесь, палеопочвы, по-видимому, относятся к внутририсскому потеплению (днепрово-

московскому). Наиболее древние находки отнесены ориентировочно ко второй половине раннего ашеля.

Памятники мустьерской эпохи на территории Русской равнины распространены значительно шире. Они известны около 52⁰ с.ш. в бассейне Десны севернее г.Брянска, на Волге – севернее г. Куйбышева. Почти во всех бассейнах рек, текущих в южном направлении, обнаружены группы мустьерских местонахождений. Особенно мустьерские местонахождения распространены на территории Крыма. Одним из наиболее известных мустьерских местонахождений на Русской равнине является Хотылёво, датируемое микулинским межледниковьем. На Десне также расположена мустьерская стоянка Бетово. Мустьерские стоянки открыты в Приазовье и Донбассе (Александровка, Рожок I-II, Носово I, Герасимовка), на Днестре (у с. Молодово), в Житомирском полесье (Житомирское местонахождение, Рихта), на Волге на окраине г.Волгограда (Сухая Мечетка). (Борисковский, 1984).

Тем не менее, остатки ископаемого человека на территории Русской равнины немногочисленны и приурочены к памятникам мустьерской культуры и часто носят фрагментарный характер.

Таким образом, анализ археологических памятников Русской равнины позволяет сделать вывод, что освоение её южных районов произошло в ашельскую эпоху до начала днепровского оледенения. В мустьерскую эпоху обитаемый ареал был значительно расширен во всех направлениях – к северу до Полесья, Средне-Русской и Приволжской возвышенностей, а также освоен Крымский полуостров (Борисковский, 1984).

Позднепалеолитические поселения на Русской равнине размещаются в долинах рек и в древних оврагах-балках, залегают в верхней части четвертичных отложений, часто в лёссовидных суглинках и погребённых почвах. Существует несколько областей сосредоточения позднепалеолитических памятников: юго-запад Русской равнины – бассейн Днестра и Прута – Волыно-Подольская возвышенность; южнорусские степи – Приазовье и Северное Причерноморье; Поднепровье (включая бассейн Десны); Средний Дон (Костёнковско-Борщевский

р-н); северо-восток и северо-запад Русской равнины. В одном Костёнково-Борщевском районе известно около 60 памятников, приуроченных к 26 пунктам. В Приднестровье известны такие многослойные стоянки как Молодово-5 и Кормань-4. Открытие позднепалеолитических стоянок на северо-востоке Русской равнины, включая бассейн Печоры ставит вопрос о времени и путях заселения этих территорий. Человек в древности продвинулся на север не в обход ледника, как предполагалось ранее, но, вероятнее всего, в один из оптимумов молодого-шекснинского межледниковья. Концом молодого-шекснинского времени датируется стоянка Сунгирь под г.Владимир (бассейн Клязьмы) и стоянка Бызовая на р. Печора (датируемые периодом 24-25 тыс. л.н.). К этому же времени относится культурный слой Медвежьей пещеры в Печорском Приуралье. Северо-западная часть Русской равнины была заселена только в позднеледниковье, причём открытых стоянок этого времени не очень много. (Борисковский, 1984).

Особенного внимания заслуживают стоянки позднепалеолитической каменнобалковской культуры расположенные у хутора Недвиговка в Ростовской области, одна из которых (Каменная Балка-2) является объектом нашего исследования. Стоянки функционировали в интервале 22-12 тыс. л.н. (Леонова и др., 2006). Основные группы найденных здесь каменных изделий сходны с памятниками имеретинской культуры Кавказа. Данная культура объединяет в себе верхнепалеолитические памятники Кавказа (Закавказье и Большой хребет). На ранних стадиях имеретинской культуры в каменном инвентаре преобладали мустьерские формы, затем они исчезают на втором и третьем этапах. Археологический материал позволяет предполагать наличие двух волн миграции или контактов с Кавказа на юг Русской равнины: 18-17 и 14-13 тыс. л.н. С другой стороны, имеретинские памятники, в свою очередь, тесно связаны с материалами Ближнего Востока. (Леонова и др., 2006).

Брянская область особенно богата позднепалеолитическими стоянками.

Средний участок Подесенья заселили люди около 140 тысяч лет назад перед последним оледенением, когда климат был теплым и край утопал в пышной

растительности. К этому периоду относится стоянка Хотылево I (микулинское межледниковье) (Падин, 2004).

Долина Десны с ее левыми притоками Снежетью, Ревной, Навлей, Нерусой, берущими начало на Среднерусской возвышенности, образовалась в третичное время, считает геолог А.А. Величко, а формирование надпойменных террас долины происходило в четвертичное время. Установлена 30-40 километровая ширина долины, сужающейся у Рябчевска - Манцунова до 25 км. Неандертальцы из Хотылево жили в период, когда Днепровский ледник отступил и климат стал теплым. Но проходят тысячелетия, в Скандинавских странах вновь образуются мощные пласты льда, холодает и Подесенье покрывается лесотундрой. В лессовых отложениях у Трубчевска и Брянска обнаружена пыльца сосны, березы, полыни, злаковых. Облесенность была слабой, преобладали сухие холодные степи, местами - заболоченность. Люди приспособились к суровому климату. Тогда водились мамонт, шерстистый носорог, северный олень, бурый медведь, лошадь, волк, собака, лисица, белая куропатка, ворон, филин, о чем рассказывали раскопки, проведенные у Супонева, Тимоновки, Юдинова, Хотьяновки и Елисеевичей. Жилища строились из черепов, бивней и крупных костей мамонта, и покрывались его шкурами. Из-за отсутствия древесины отапливали жилища костями (найлены очаги с пережженными костями). (Падин, 2004).

В Юдиново археологи реконструировали жилища палеолитического времени с очагами, сделанными из костей мамонта.

После палеолита с наступившим потеплением и таянием ледника началась мезолитическая, а затем и неолитическая эпохи. В одном лишь Трубчевском районе стоянок этого периода около 60. (Падин, 2004).

Ранее считалось, что Подесенье было заселено только в верхнем палеолите, но в ходе Деснинской экспедиции М.В. Воеводского было открыто местонахождение раннего палеолита. Первые раннепалеолитические изделия были найдены в 1938 году на Средней Десне в Черниговской области (Чулатово-3). Тогда же Воеводский выявил местонахождение Подболотье у с. Пушкари. В ходе других экспедиций, близ сёл Пушкари и Араповичи были найдены остатки

мустьерской культуры. Долгое время открытое Ф.М.Заверняевым на верхней Десне местонахождение Хотылево 1 считалось самой северной известной точкой пребывания ранне-палеолитического человека на Русской равнине. (Чубур, 2005).

Датировки мустье не уходят ниже начала верхнего плейстоцена – микулинского межледниковья (140/145-70 тыс. л.н.). После находок Тарасова Л.М. в Коршево 1,2,3, Бетово в 80-х гг. XX века выяснилось, что верхнее Подесенье было заселено в течение практически всей мустьерской эпохи (300-30тыс.л.н.). Также им было открыто и домустьерское местонахождение Неготино. (Чубур, 2005).

Мустье - время поздних палеоантропов, людей неандертальского облика. Стоянки Хотылёво-1, Бетово, Неготино-1,2 синхронны памятникам Центральной Европы, южных и юго-западных территорий Восточной Европы, что указывает на пути древнейшего заселения бассейна Десны. Пока нет данных для суждения о связи позднепалеолитического населения Подесенья (Хотылёво-2, Елисеевичи-1, Юдиново-1) с более древним. Некоторые деснинские памятники конца позднего палеолита в культурном отношении близки среднеднепровским того же времени, сходные элементы культуры которых вызревали, по-видимому, многие тысячелетия. (Кашкин, 2001).

Объективного объяснения того, почему процессы расселения в Западной и Центральной Европе столь резко отличались от таковых в Восточной Европе, пока нет. Материальная культура и доступные технологии были сходны. В одном случае древние обитатели в среднем плейстоцене уже освоили Северогерманскую низменность и юг Британии (Боксгроу), а в другом – лишь робко спускались в предгорья Кавказа, едва заходя в Приазовье? Более того, почти вся территория Центральной и Западной Европы была заселена уже в лихвинском межледниковье (более 250 тыс. л.н.), о чем свидетельствуют многочисленные памятники с материалами шелльского типа. Если мы обратим взор к Азии, то выяснится, что суровый климат и там совершенно не мешал расселению древнейших людей. Пример – местонахождение Диринг-Юрях в Якутии. Известны находки раннепалеолитических изделий и в центре Русской равнины (Алексеев,

Григорьев, 1987). Нельзя не упомянуть находку чоппера и клетонских отщепов гроте Большой Глухой на р. Чусовая, датируемую средним плейстоценом (Guslitzer, Pavlov, 1993). Объяснить это кратковременными выходами людей на равнину не просто.

А.А Чубур (2005) считает, что поиски стратифицированных ашельских местонахождений на территории бассейна Десны – одна из задач полевой археологии начала XXI века.

Исследования стратегии выбора мест для поселения человека началось сравнительно недавно (50-е гг.). Результаты оказались следующими: излюбленными местами для заселения оказались мысообразные участки. Несомненно, что человека привлекал хороший дренаж и эрозионная устойчивость таких площадок. Отмечалась также хорошая защита большинства поселений от ветра с водораздела и от долинных ветров (Величко, Рогачев, 1969). А.А. Величко также установил, что отличия в размещении деснинских и донских памятников имеют относительный характер. «Если в долине Дона в конце плейстоцена существовали достаточно широкие террасовые площадки, пригодные для поселений, то в долине Десны таких площадок не было, и крутой склон спускался непосредственно к пойме, где селиться было невозможно из-за сильной заболоченности, усугубленной криогенно-термокарстовыми процессами». (Величко, Рогачев, 1969).

Палеолитическим районом следует называть группу памятников относительно компактную (но уже не в пределах сотен метров, а даже в пределах 10-20 км), которые могут быть и разнокультурными, и разновременными. Выделяются Брянский палеолитический район на верхней Десне (тянется от Неготино до Супонево), и Новгород-Северский палеолитический район, тянувшийся от Пушкарей до окрестностей Мезина. В Курском Посеймье имеются два растянутых палеолитических района – Курский и Рыльско-Крепнянский, Восток его представляют Курские стоянки, центр – Авдеевская стоянка и местонахождения Сорокино, Дичня, Стародубцево, западная окраина – микрорегион Быки. Рогачёвым был сделан вывод о существовании крупных

«палеолитических деревень» (Костенки 1, 13,18). Бимодальное распределение радиоуглеродных датировок с пиками в районе 22-23 и 16-17 тыс. л. н. скорее всего, связано с неоднократным заселением территорий. (Величко, Рогачев, 1969).

В отношении заселенности центра Русской равнины в период последнего оледенения долгое время было ясно лишь одно: в период максимума похолодания мог иметь место отток населения к югу.

Соффер считает, что человек совершал сезонные миграции за стадами мамонтов что даёт «одновременное существование ряда стоянок, которые использовались одной группой охотников-собираателей в разные сезоны» (Соффер, 1993).

В ходе исследования широтного распределения памятников в 1990-х, проведённого А.А. Чубуром (1997) выяснилось, что население в связи с потеплением мигрировало на север, следуя, вероятно за стадами мамонтов, похолодание же смещало ареал населения южнее. То есть, изменения климата были не первоочередным фактором, а скорее второстепенным.

Расселение охотников на мамонта изначально шло по достаточно узкому коридору между 50 и 54° северной широты около 450 км шириной. Именно с основным коридором расселения связан пик заселенности между 51 и 52° с.ш. (52% поселений центра Русской равнины). В пределах этого коридора протекают крупные широтные участки Вислы и Десны, Припяти, Сейма. Упирается «коридор» в Костенковско-Борщевский палеолитический район.

Таким образом, человек эпохи позднего палеолита осваивал Восточную Европу на протяжении двух климатических эпох, среднеюрмской (мологосексинское межледниковье) и позднеюрмской (осташковское оледенение). В палеолитическую эпоху происходит процесс перехода от мустье к позднему палеолиту, становление и развитие локальных позднепалеолитических культур. В раннеосташковское время позднепалеолитическая культура достигает расцвета, особенно ярко проявившись в культурах осёдлых охотников на мамонтов, строивших долговременные костно-земляные жилища и создавшие сложно и развитое искусство. (Борисковский, 1984).

Глава 3. Объекты и методы

3.1 Объекты исследования

Объекты нашего исследования разделяются на 4 группы, представляющие серии погребённых почв и педолитоседиментов плейстоцена (карта 1, приложение 3):

- тефро-почвенные серии;
- лагунно-морские;
- делювиально-лёссово-почвенные серии;
- лёссово-песчано-почвенные серии.

1. Первая группа объектов, представленная тефро-почвенными сериями, была исследована на территории Лорийского плато Армянского нагорья, относящегося к системе Малого Кавказа (карта 2).

1) Карьер Карахач (карта 3) находится в южной части Джавахетского хребта, у его подножия на высоте 1800м на небольшом возвышении высотой 6-7м, на сформированном отложении вулканического пепла останце. На каменистых отложениях поверх пепла сформирован голоценовый чернозём выщелоченный. Под туфом (мощностью 4м) и датировками в основании 1,7-1,9 млн.л.н., (Presnyakov et.al., 2012, Trifonov et.al., 2016) вскрываются педолитоседименты раннеплейстоценового возраста (11 культурных слоёв, раскопки 2013 г.). На уровне КС-9 (культурного слоя 9) также датирован перекрытый пепел – 1,95 млн.л.н. Последовательность от верхнего слоя туфа до КС-11 включительно относится к положительному экскурсу эпохи Матуяма – Олдувею (1,77-1,95 млн. л.н.). Находки орудий раннего ашеля встречаются как в нижних слоях туфа, так и во всех ниже лежащих каменистых слоях, за исключением некаменистых суглинистых горизонтов почв (Trifonov et.al., 2016).

2) Раскоп стоянки Мурадово (карта 3) находится в нескольких километрах севернее разреза №1 и в 1,4км к западу от с. Благодарное. Дневная почва представлена также голоценовым чернозёмом выщелоченным. Под чернозёмом

залегает погребённая карбонатная почва предположительно среднеплейстоценового возраста и ниже раннеплейстоценовые каменистые педоседименты. Вся серия отложений стратифицирована разновозрастными орудиями ашельской эпохи (Любин и др., 2015).

3) Раскоп расположенный на северной стенке карьера у д.Куртан. Карьер расположен на мысу у подножия горы Сурб-Саркис у слияния р.Гергер и ручья Сурб-Саркис (карта 4). В основании карьера залегают базальты. На исследуемой стенке они перекрыты пемзовыми песками. Выше залегают карбонатные суглинистые отложения с археологическими находками ранне-среднеплейстоценового возраста, на которых сформирована горная светло-каштановая почва. На противоположной стенке карьера выше базальтов вскрывается слой вулканического пепла. В раскопе найдены орудия среднеашельской индустрии (Любин и др., 2015).

4) Раскоп стоянки Даштадем-3 (карта 3), расположенной на высоте 1704м в 6,3км к западу от с. Илмазлу (Даштадем) на мысу, образованном ручьём Гюлунбулак и его левым притоком на высоте 20м над тальвегом ручья (Асланян и др., 2007). Вся толща раскопа проработана голоценовым почвообразованием и представлена горной лугово-чернозёмной почвой, которая может считаться фоновой.

2. Лагунно-морские серии педолитоседиментов вскрыты раскопами палеолитической стоянки Мухкай Па и Мухкай II (карта 5). Территория исследований располагается на акушинском платообразном поднятии на южном склоне Гимрийского хребта северо-восточного склона Большого Кавказа. Раскопы заложены в останце раннеплейстоценовых отложений на высоте 1629 м над у.м. Отложения, вскрытые многослойными стоянками, датированы палеомагнитным методом эпохой отрицательной намагниченности Матуяма (2,6–0,78 млн. л.н.) и содержат два эпизода положительной намагниченности Хорамильо (1,1-0,99 млн. л.н.) и Олдувей (1,95-1,77 млн. л.н.). Субхрон Олдувей находится на глубине 27-28 м (Amirkhanov et.al., 2016). Изученные последовательности отложений расположены на глубине 35-39 м (раскоп Мухкай

Па, 2014г.) и 33,2-34,5 м (раскоп Мухкай II, 2012г.) их возраст определяется периодом от 2,55 – 1,95 млн.л.н., и подтверждается находками многочисленных костных останков раннеплейстоценовой фауны и орудий олдованской археологической культуры (датируемой интервалом 2,6-1,8 млн. л.н.).

3. Делювиально-лессово-почвенные серии представлены в раскопе Каменная Балка (карта 6), расположенном на правом берегу балки Каменной, впадающей в р. Мёртвый Донец (Ростовская обл.) – один из рукавов дельты р.Дон, впадающий в Таганрогский залив Азовского моря. Современные почвы относятся к подтипу чернозёмов обыкновенных. Раскопом вскрыты верхнеплейстоценовые делювиально-лессовые карбонатные отложения – свидетели интерстадиалов последнего валдайского оледенения

4. Лессово-песчано-почвенные серии вскрыты на территории Трубчевского ополья Брянской области, находящегося на водоразделе р.Десны и р.Судости. Вскрыты верхнеплейстоценовые отложения, слагающие высокий правый берег Десны. В стенках песчаных карьеров, вскрываются две маломощные интерстадиальные почвы позднего плейстоцена (карта 7).

3.2 Методы исследования

Полевые методы исследования:

- морфологический

Лабораторные методы исследования:

1. Измерение рН водной и солевой вытяжки потенциометрически стеклянным электродом (Воробьева, 1998).

2. Определение обменных кальция и магния путём обработки навески 1М NaCl и последующего титрования ЭДТА (Воробьева, 1998).

3. Определение содержания карбонатов алкалиметрическим методом Козловского (Воробьева, 1998).

4. Выделение неорганических форм фосфора и общего фосфора проведено по методу Саундерса, Вильямса (Saunders, Williams, 1955) на основе различной обработки навесок почв. Содержание неорганического фосфора определялось после обработки 1н серной кислотой фотометрически серноокислой вытяжке в

трёх повторностях аскорбиновым методом (Аринушкина, 1970). Данные пересчитаны на P_2O_5 . Аскорбиновый метод основан на реакции восстановления Мо фосфорномолибденовой кислоты аскорбиновой кислотой в сернокислых почвенных вытяжках. Для выделения общего фосфора навеска почвы предварительно прокаливалась в течение 2 часов при $500^{\circ}C$ для удаления органического вещества и превращения фосфоро-органических соединений в растворимые формы, затем соединения фосфора экстрагировались 1н H_2SO_4 . Определение содержания общего фосфора проведено фотометрически в трёх повторностях аскорбиновым методом. Содержание органического фосфора определено по разности между содержанием общего и неорганического фосфора (Saunders, Williams, 1955; Макаров, 2009).

5. Измерение объёмной магнитной восприимчивости образцов проведено каппаметром (КТ-5) в трёх повторностях. Удельную магнитную восприимчивость образцов рассчитывали с использованием эталона (соль Мора, $\chi_0=32,5 \cdot 10^{-6}$ СГСМ): $\chi_0=\chi_3 \cdot (k_0/k_3) \cdot (m_3/m_0)$, где k_0 и k_3 – показания КТ-5, m_3 , m_0 – массы для образца и эталона в бюксе с фиксированным объемом соответственно.

6. Величины спектральной отражательной способности почв при 750 нм были рассчитаны на основе спектров отражения, полученных на спектрофотометре (СФ-18) (Орлов и др., 2001).

7. Измерение группового состава гумуса (измерялись только фракции ГК и ФК 1+2 как наиболее информативные) в образцах почв в модификации Пономарёвой и Плотниковой (Орлов, Гришина, 1981).

8. Изотопный состав углерода, азота и их содержание были измерены на масс-спектрометре Thermo-Finnigan Delta V Plus IRMS и элементном анализаторе Thermo Flash1112. Очистка почвы от карбонатов была проведена по методике (Harris et. al., 2001) путём разложения карбонатов парами концентрированной соляной кислоты – фумигирования почвы. Навески растёртой в пудру карбонатной почвы (30мг) помещают в открытые стеклянные бюксы и смачивают 50мкл дистиллированной воды. Затем бюксы с навесками, а также стакан со 100мл концентрированной HCl помещают в закрытый эксикатор. Через 24 часа

фумигации образцы высушиваются в течении 4 ч. при 60°C или на воздухе. Изотопные отношения, определяемые масс-спектрометрическими измерениями, выражают величиной δ , представляющей собой отклонение изотопного состава (обычно в промилле ‰) образца ($R_{обр}$) от изотопного состава некоторого вещества, принятого в качестве стандарта ($R_{ст}$): $\delta = [(R_{обр} - R_{ст}) / R_{ст}] \cdot 10^3$. Где для углерода $R = C^{13} / C^{12}$. В качестве стандарта для определения $\delta^{13}C$ принят углерод образца кальцита (карбоната кальция) окаменелости *Belemnite* *americana* формации Пи-Ди (Южная Каролина, США) мелового периода – PDB (Pee-Dee Belennite), в котором отношение концентрации ^{13}C и ^{12}C составляет $11,23 \cdot 10^{-5}$ (Бедник Д.Ю., 2009). Измерение соотношения стабильных изотопов углерода позволяет делать выводы о том, в каких климатических условиях существовала растительность, под которой формировалась погребённая почва, а также позволяет определить тип её фотосинтеза.

В процессе фотосинтеза происходит фракционирование изотопов таким образом, что органическая масса растения обедняется тяжёлым изотопом ^{13}C . Степень этого обеднения зависит от типа фотосинтеза. Для растений C3-типа характерны величины $\delta^{13}C = -22-32‰$, в среднем $-27‰$, растения C4-типа имеют иной диапазон вариаций, от -10 до $-18‰$, со средним значением $-13‰$. Изотопный состав углерода САМ-растений колеблется в широких пределах от -10 до $-28‰$ (Моргун и др., 2008). C4 метаболизм энергетически менее выгоден, чем C3, но даёт некоторые преимущества для жизни в сухом и жарком климате (Тиунов, 2007).

Предварительно почва проверялась на наличие карбоната кальция по вскипанию от 5% соляной кислоты.

9. На основе данных масс-спектрометра также было рассчитано содержание карбоната кальция.

10. Состав и содержание ионов легко-растворимых солей определены атомно-адсорбционным методом (катионы) и методом ионной хроматографии (анионы).

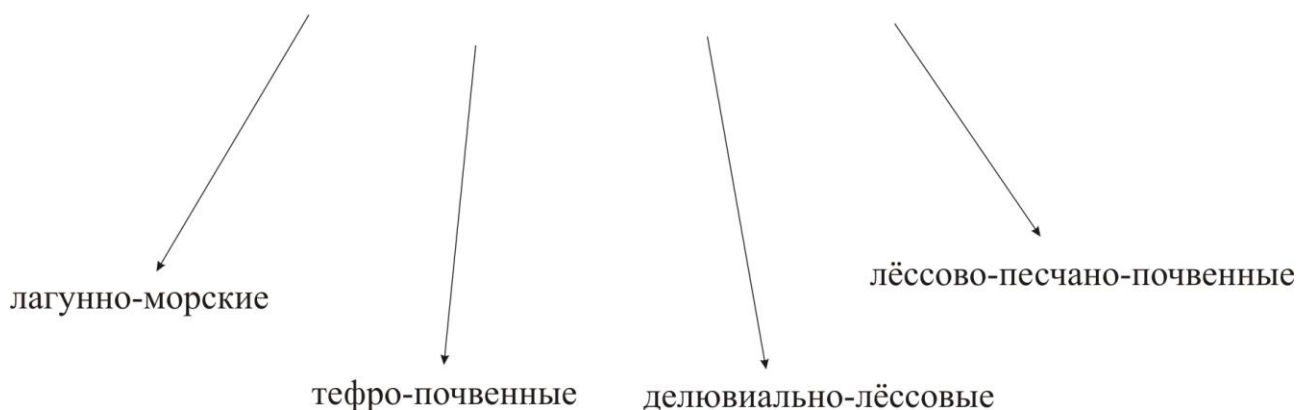
11. Радиоуглеродное датирование было проведено в Киевской радиоуглеродной лаборатории.

Из используемых методов можно выделить наиболее информативные для палеопочвоведения:

- разделение общего фосфора на фосфор, соединённый с минеральным и фосфор, связанный с органическим веществом почв
- определение группового состава гумуса
- измерение магнитной восприимчивости
- изотопный состав углерода
- содержание карбоната кальция
- состав легкорастворимых солей
- радиоуглеродное датирование

Глава 4. Результаты исследования

Исследованные палеопочвенные архивы(серии) плейстоцена



Особенности морфологии:

Анализируя морфологические свойства, нужно отдавать себе отчёт в том, что плейстоценовые почвы не всегда похожи на привычные голоценовые почвенные образования. Многие из них формировались под периодическим или постоянным влиянием седиментогенеза и представляют собой педолитоседименты не имеющие ярко выраженной системы горизонтов, часто такие почвенные тела образуют серии (тефро-почвенные, лёссово-почвенные и т. д.). В зависимости от соотношения интенсивности процессов седиментогенеза и почвообразования, сохраняются либо горизонты почв, либо отдельные признаки почвообразования: рассеянное органическое вещество, затёки гумуса или вышележащего материала, окарбоначивание по ходам корней, карбонатные и железо-марганцевые новообразования, засыпанные вышележащим материалом морозобойные трещины, оглеение. Часто погребённые почвы представляют собой бурые слои, похожие на иллювиальные горизонты В современных почв.

Особенности химического состава и физико-химических свойств:

Плейстоценовые почвы часто представлены низкогумусированными телами, что осложняет их диагностику по превышению содержания органического углерода по сравнению с вмещающей породой. Также характеризуются низким содержанием других элементов органического происхождения, таких как азот и фосфор. Метод Тюрина не позволяет улавливать

такие малые количества органического вещества, поэтому мы использовали данные полученные на CN-анализаторе. Максимумы содержания педогенного карбоната кальция в профиле, как правило, свидетельствуют об увеличении аридизации, надмерзлотном подтягивании карбонатных растворов, в то время как, распределение содержания литогенного карбоната кальция может служить отражением его перераспределения в ходе процесса почвообразования или активизации процессов седиментогенеза в случае поступления с известняковым материалом делювиального или водного происхождения. Часто именно по новообразованиям карбонатов можно выделить древние почвенные тела.

Тем не менее, в таких малых количествах органического вещества удаётся проследить смену изотопного состава углерода, позволяющие оценить климатические колебания эпохи, основной тип фотосинтеза растительности. Анализ содержания фосфора связанного с неорганической частью почвы и магнитной восприимчивости дал информацию об активизации седиментогенеза, связанного с вулканической активностью.

4.1 Педолитоседименты среднего-раннего плейстоцена палеолитических стоянок Лорийского плато Армянского нагорья, Малый Кавказ

Педолитоседименты палеопочвы раннего и среднего плейстоцена (2,6-0,1 млн. л.н.), изученные нами на Лорийского плато представлены в тefро-почвенных сериях.

Исследуемые объекты представляют собой раскопы стратифицированных археологических стоянок Мурадово, Карахач, Куртан-I.

1. Стоянка Мурадово расположена в 1,4 км к западу от с. Благодарное на высоте 1649 м над у.м. (Асланян и др., 2007). Раскопом вскрывается многослойная толща четвертичных отложений с признаками почвообразования, прослоями каменного галечного и щебнистого материала, а также стратифицированными археологическими находками. Верхние культурные слои (КС) 1 и 2 представляют собой верхнюю часть профиля горного чернозёма выщелоченного голоценового возраста с высоким содержанием гумуса (до 7,5%).

Они имеют слабокислую реакцию среды и не содержат карбоната кальция ([Табл.3](#)). Карбонатные новообразования встречаются ниже, с глубины 40-50см и до 196 см в КС 3 и 4, маркируя погребённую почву. В то же время низкогумусированные КС-3 (0,5-0,6% гумуса) и нижележащие горизонты содержат признаки переувлажнения, которые видны в виде пятен оглеения, ожелезнения.

Оглеение может быть как древним, так и современным - вследствие воздействия грунтового подпора водами ручья, протекающего рядом с раскопом. Но на значения магнитной восприимчивости большее влияние оказало поступление вулканического материала, нежели гидроморфизм. Магнитная восприимчивость в целом принимает высокие значения из-за повышенного количества минералов с магнитными свойствами, поступающих с вулканическими осадками, характеризуя этапы вулканической активности. В педолитоседиментах, формировавшихся с привнесением вулканического материала также фиксируется высокое содержание неорганических форм фосфора. Из графиков распределения содержания неорганических форм фосфора (Рис.2) и величин магнитной восприимчивости (χ) следует (Рис.4), что педолитоседименты культурных слоёв 1-3 формировались без участия вулканической составляющей, в спокойных условиях (Рис.6), позволивших сформироваться палеопочве с карбонатным горизонтом и сильно выветрелыми включениями пород.

Погребённая почва слоя 3 карбонатна и имеет два максимума содержания карбоната кальция (на глубинах 50-60см и 100-110см) ([Табл.3](#)). Каменный материал слоя 3 покрыт известковым налётом и имеет признаки продолжительного выветривания. В верхней части погребённой почвы фиксируется наиболее тяжёлый изотопный состав органического углерода в профиле раскопа (Рис.3, Рис.6, [Табл.4](#)), значения $\delta^{13}\text{C}$ достигают -24,8‰, что свидетельствует об аридизации климата. В пределах всего слоя 3 (погребённой почвы) изотопный состав углерода неравномерно меняется вниз по профилю в сторону облегчения до -26,5‰, отражая переход климатических условий в сторону большей увлажнённости.

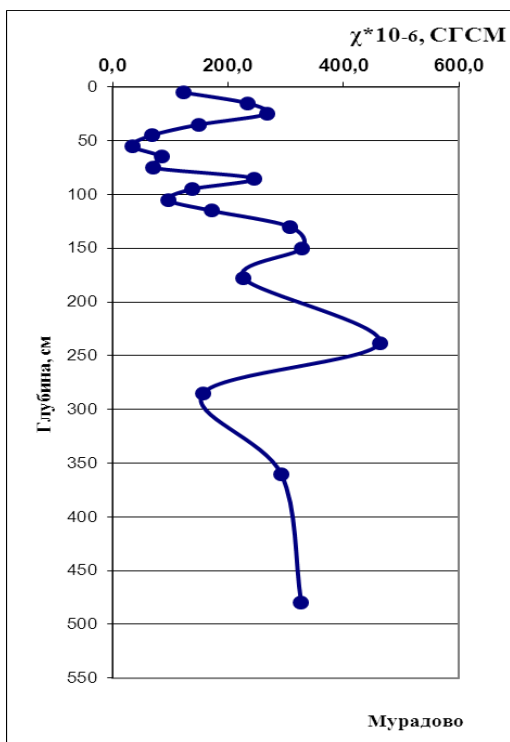


Рис.2

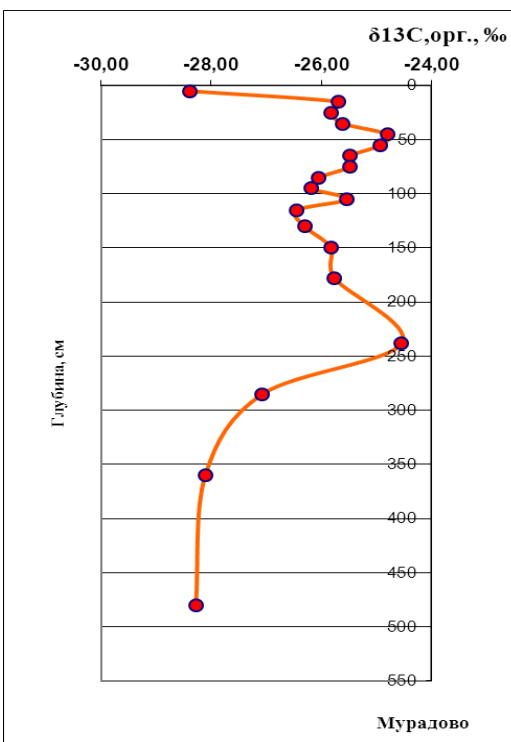


Рис.3

Рис.2 – Распределение величин магнитной восприимчивости; Рис.3 – Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества по профилю раскопа Мурадово.

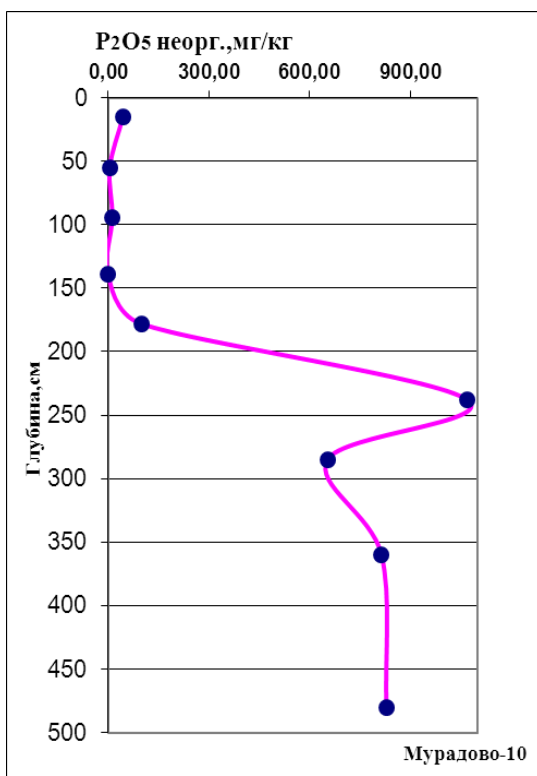


Рис.4

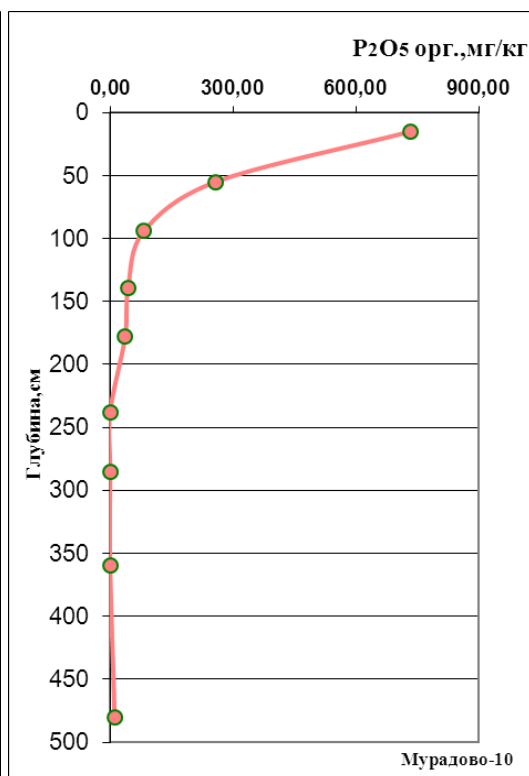


Рис.5

Рис.4 – Распределение величин содержания неорганического фосфора; Рис.5 – Распределение величин содержания органического фосфора по профилю раскопа Мурадово.

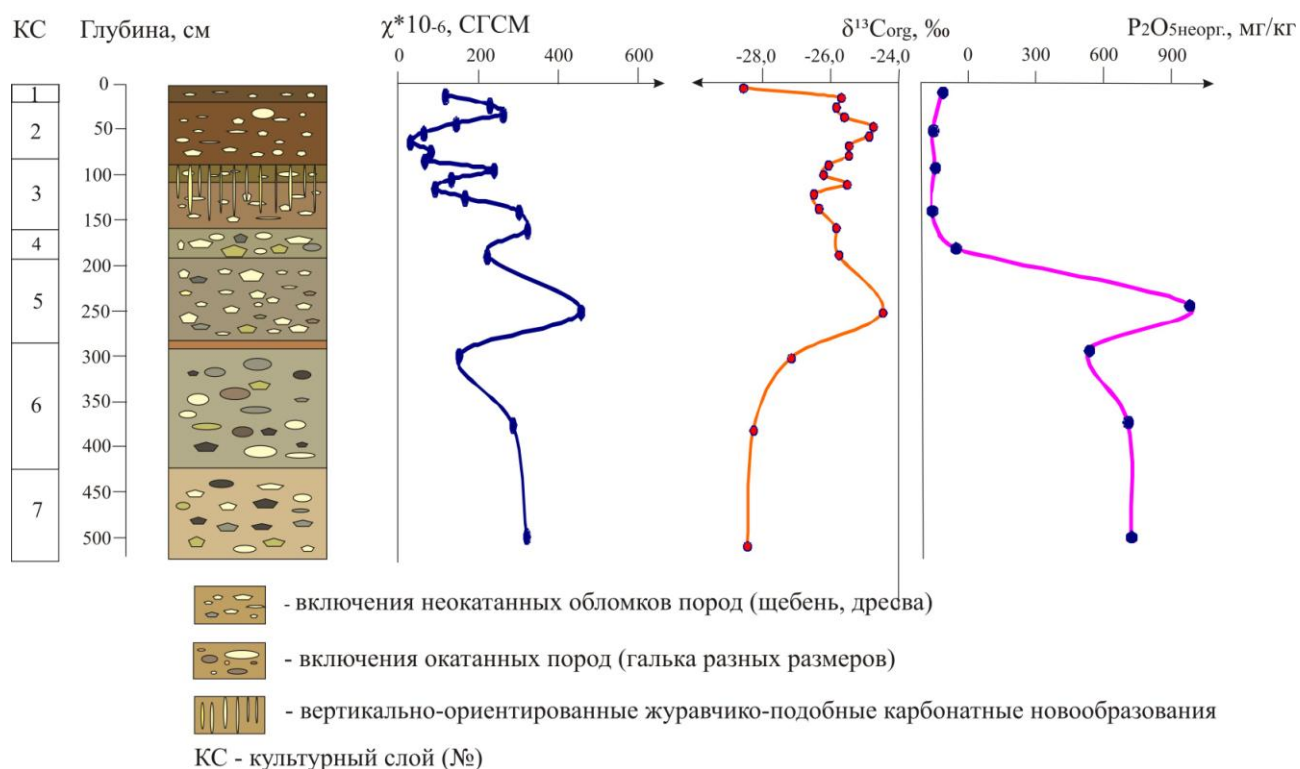


Рис.6. Профиль стенки раскопа Мурадово (показатели магнитной восприимчивости, изотопного состава органического углерода, содержания неорганического углерода).

Колебания аридизации прослеживаются по трём максимумам содержания карбоната кальция в культурных слоях 3 и 4 и отражательной способности при 750 нм (Рис. 8). Также не исключается вариант изначального формирования почвы слоя 3 в гумидных условиях, а затем под воздействием поэтапной аридизации. Также возможна и другая гипотеза формирования карбонатов. В раскопах Мурадово 2009/10 чётко видны вытянутые журавчикоподобные карбонатные новообразования в КС-3, имеющие форму пространственно выраженного горизонта. Такие формы карбонатов, по О.С. Хохловой, могут формироваться в гидроморфных условиях, при застое влаги (Седов и др., 2011). Карбонаты раскопов Куртан и Мурадово были идентифицированы Хохловой и др. (2016) как формировавшиеся в водной среде. Возможно, это повлияло на их изотопный состав в сторону облегчения, т.к. полученные данные не укладываются в рамки величин, получаемых обычно для педогенных карбонатов (Рис.7).

Величины отражательной способности (Рис.8) вслед за содержанием карбоната кальция дают три максимума на глубинах 30-40, 60-70 и 100-160 см, характеризующие этапы формирования карбонатного профиля.

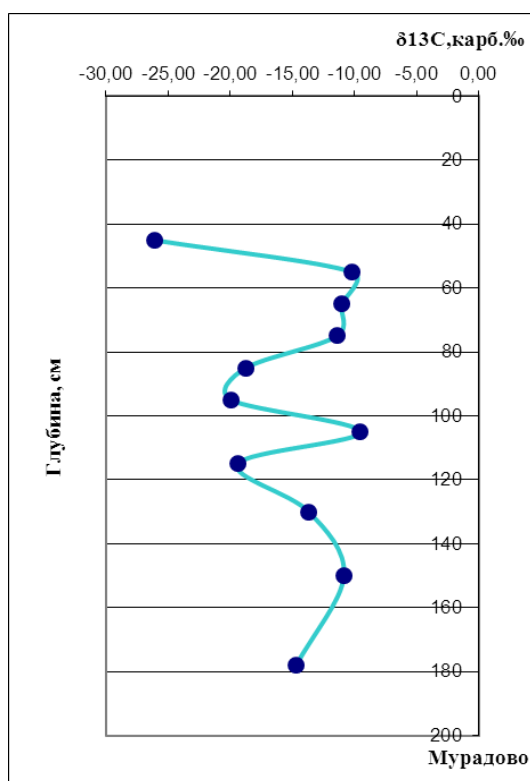


Рис. 7

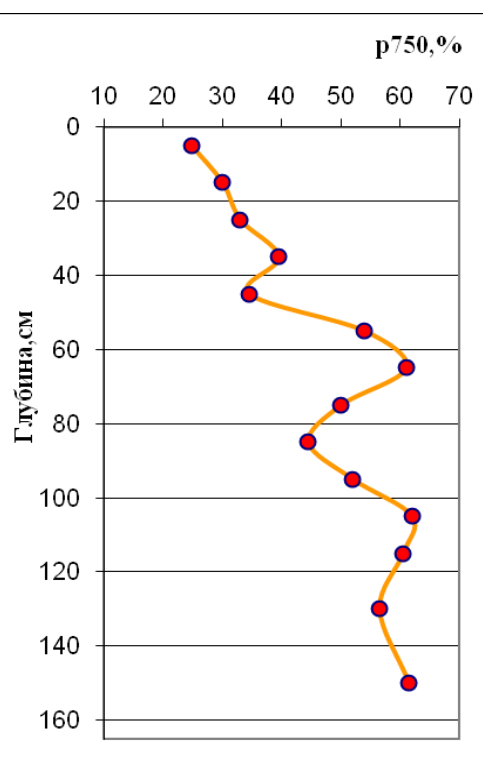


Рис. 8

Рис. 7 - Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов; Рис. 8 – Распределение величин отражательной способности при 750 нм по профилю раскопа Мурадово.

Культурный слой 4 является педоседиментом и содержит ещё меньше гумуса (0,4-0,5%), карбонатов, но в отличие от слоя 3 выделяется повышенными значениями магнитной восприимчивости и повышением содержания неорганических форм фосфора (Рис. 6, 4, 2). Последние два фактора диагностируют влияние вулканической деятельности. Каменный материал слоя также покрыт известковым налётом. Изотопный состав органического углерода (Рис.3) колеблется в пределах -26,3-25,8‰, свидетельствуя о достаточно гумидных условиях почвообразования, в которых было возможно и переувлажнение (слой имеет сизоватую окраску).

Следующий по глубине слой 5 щебнистый, не содержит карбонатов, имеет самое высокое значение магнитной восприимчивости и содержания неорганических форм фосфора (Рис.2, 4, 6), и тем самым фиксирует максимум вулканической активности. При этом значение изотопного соотношения $\delta^{13}\text{C}$

(Рис.3) несколько тяжелее, чем в выше и ниже лежащих горизонтах и составляет - 24,5‰, характеризуя более засушливые условия.

Педоседимент слоя 6 представлен песком с включениями крупной гальки, слабогумусирован (0,1% гумуса) ([Табл.3](#)). Величины магнитной восприимчивости и содержание неорганических форм фосфора повышены (Рис. 6, 4, 2). Изотопный состав органического углерода (Рис.3,6) облегчается до -28,1‰, свидетельствуя о гумидных условиях почвообразования и тёплом климате и возможно, о большой доле парниковых газов в атмосфере. Известно, что метан может воздействовать на изотопный состав углерода в сторону его облегчения. (Галимов, 1968, Валяев и др., 2002, Юдович, Кертис, 2010)

Педоседимент слоя 7 супесчаного гранулометрического состава имеет такие же высокие значения магнитной восприимчивости и содержания неорганических форм фосфора (Рис. 6, 4, 2). Фиксируются признаки оглеения, такие как Fe-Mn ортштейны, неоднородная окраска с рыжеватыми и сизыми тонами. Изотопный состав (Рис. 3, 6) также облегчён до $\delta^{13}\text{C} = -28,3\text{‰}$.

Таким образом, по максимумам магнитной восприимчивости, содержания неорганических форм фосфора и изотопному составу углерода выделяются вулканические слои (КС-4-7).

2. Раскоп стоянки Карахач находится в 6,5 км к северо-востоку от с. Арташек на высоте 1800м и представляет собой карьер с заложенным в основании шурфом. Карьером вскрыт мощный (4м) слой вулканических отложений в виде туфа с включениями пород с датировкой 1,7-1,9 млн. л.н. (Presnyakov et.al., 2012), в котором содержатся археологические артефакты – раннеашельские орудия. Над пеплом залегают бескарбонатные щебнистые отложения, на которых сформирован голоценовый гумусовый горизонт. Для всех отложений карьера характерна слабокислая и кислая реакция среды, низкое содержание гумуса, за исключением верхних горизонтов чернозёма, где содержание гумуса достигает до 7% ([Табл. 3](#)). Вулканические слои над шурфом характеризуются минимальным количеством органического углерода (0,1%, Табл.3), максимальным содержанием

неорганических форм фосфора (Рис. 11) и повышенными значениями магнитной восприимчивости (Рис. 9, 13), фиксируя период наиболее активного седиментогенеза, связанного с вулканизмом.

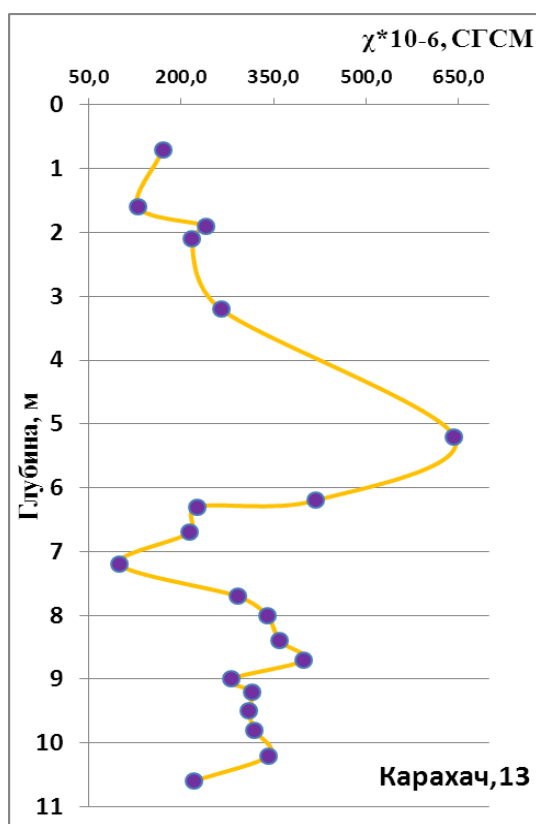


Рис.9

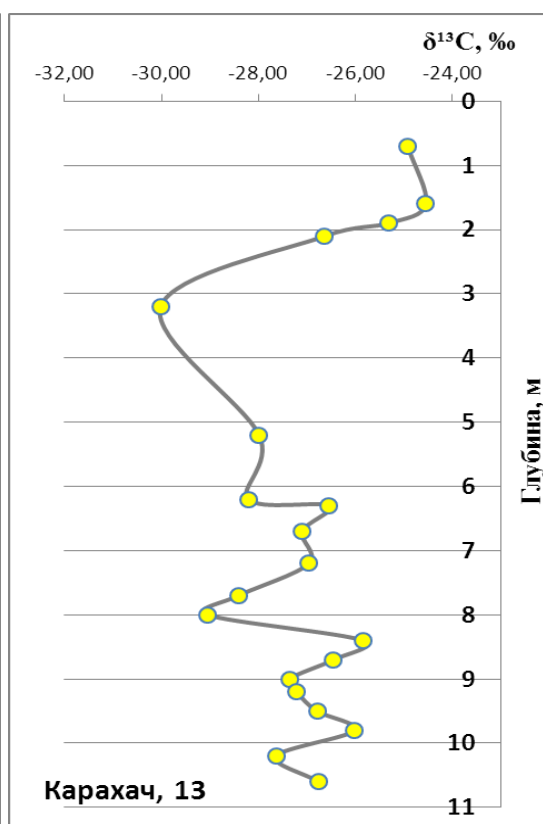


Рис.10

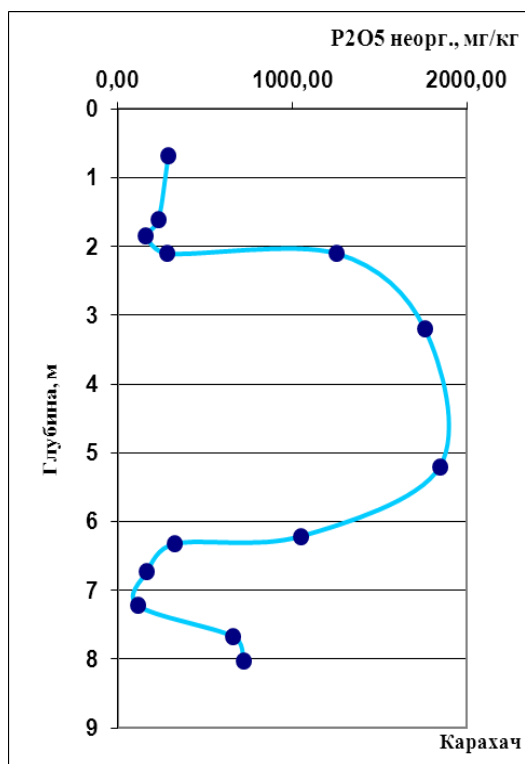


Рис.11

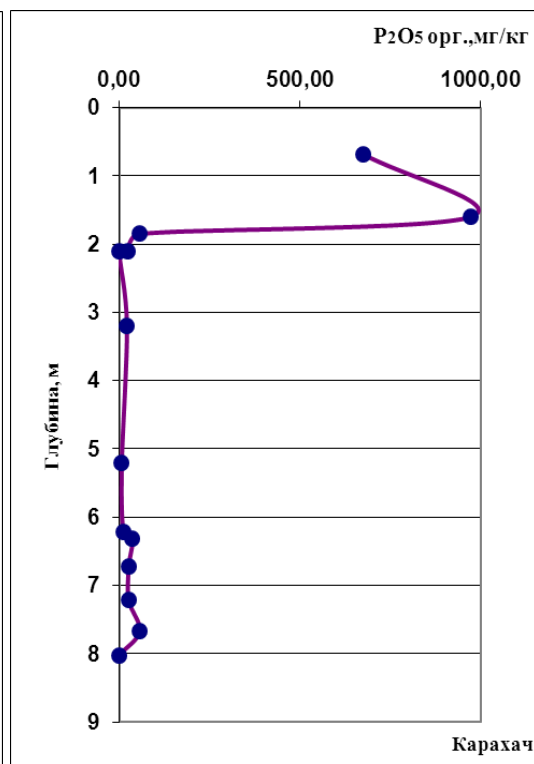


Рис.12

Рис.9 – Распределение величин магнитной восприимчивости; Рис.10 – Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества; Рис.11 – Распределение величин содержания неорганического фосфора; Рис.12 - Распределение величин содержания органического фосфора по профилю карьера и раскопа Карахач.

С глубины 622 см от поверхности карьера залегает 11 культурных слоёв (раскоп 2013г.). КС-1 совпадает с однородным тяжелосуглинистым горизонтом с существенно меньшим содержанием неорганических форм фосфора (Рис.11,13) меньшими значениями магнитной восприимчивости (Рис.9, 13), относительно повышенным количеством азота ([Табл.3](#)), характеризующих стабильный этап почвообразования. Слои 2-4 представляют собой каменистые педолитоседименты, похожие на педолитоседименты культурных слоёв 4-7 Мурадово, находящегося в нескольких километрах от раскопа Карахач. По окатанности каменный материал сходен с аллювием русловой фации реки или временного водотока. Во времена вулканической активности множество рек изменило свои русла, в нашем случае возможно раскопы вскрывают палеорусла таких рек. Слой 2 насыщен крупной галькой (d - до 20 см). Значения магнитной восприимчивости здесь сходные с вышележащим КС-1, но ниже, чем в вышележащих вулканических отложениях, содержание неорганических форм фосфора меньше, чем в слое 1 (Рис.11, 13). Слои 1 и 2 образуют собой единое почвенное тело так, что палеопочва слоя 1 формировалась на слое 2, прорабатывая его процессами почвообразования. Слой 3 также насыщен каменным материалом, но более мелким в диаметре до нескольких сантиметров, обладает самыми низкими значениями магнитной восприимчивости и относительно пониженным содержанием неорганических форм фосфора (Рис.11), свидетельствующих о формировании в вулканически спокойных условиях. Таким образом, слои 1-3 с низкой магнитной восприимчивостью, низким содержанием неорганических форм фосфора и присутствием азота ([Табл. 3](#)) характеризуют стабильный этап формирования при стихании вулканической деятельности, что не отменяет периоды аллювиального или делювиального осадконакопления.

Изотопный состав органического углерода показывает значения $-25,9$ $-26,4\text{‰}$ (Рис. 13, [Табл. 4](#)), характерные для гумидного климата.

Слой 4 отличается от вышележащих морфологически и разделяется на две части. Верхняя его часть более тяжёлая по гранулометрическому составу ближе к супеси, а нижняя имеет песчаный состав. Оба горизонта характеризуются наличием морфологических признаков переувлажнения (Fe-Mn примазки, пятна ожелезнения), они насыщены щебнем и дресвой, внизу встречается галька. Несмотря на оглеенность, горизонты сохраняют высокие значения магнитной восприимчивости из-за присутствия вулканогенных минералов. В слое 4 резко повышено содержание неорганических форм фосфора, уменьшается количество органического углерода, отсутствует азот, а в нижней части слоя отсутствует и органический фосфор ([Табл.3](#), Рис.11, 12). Изотопный состав органического углерода (Рис.10, 13, Табл. 2) облегчён до -28‰ . Всё это указывает на ещё один этап активизации вулканического осадконакопления.

Слои 6-10 также представлены бесструктурным песком серой, рыже-серой окраски, в них сохраняются также высокие значения магнитной восприимчивости. Наиболее лёгкий изотопный состав углерода ($-27,2$ - $-27,6 \text{‰}$) наблюдается в слоях 7 и 10 ([Табл. 4](#), Рис. 10,13), представленных перемытым пеплом. Возможно, в связи с водным воздействием на слои, т.е. их оглеенностью, для них не наблюдается видимых максимумов магнитной восприимчивости.

Нижележащий слой 11 представлен среднесуглинистым некаменистым материалом красновато-бурого цвета, пористый. Отличается от слоёв 6-10 более высоким содержанием органического углерода и относительно пониженными величинами магнитной восприимчивости, диагностируя стабильный этап формирования толщи, наблюдается также тенденция к утяжелению изотопного состава углерода ([Табл 4](#), Рис. 10, 13).

Таким образом, слои 4-10 формировались на протяжении ещё одного этапа вулканизма. Слой 11 представляет собой вторую палеопочву, формировавшуюся в несколько более гумидных условиях, как и первая (КС 1-2).

Изотопные соотношения для органического углерода стенки карьера Карахач показывают, что климат в эпоху раннеплейстоценового вулканизма был влажнее и теплее, чем условия после окончания вулканической деятельности. Выделяется два этапа активизации вулканизма и два стабильных этапа почвообразования с изотопным соотношением $-26,5-26,7\text{‰}$. Наиболее тяжёлые величины ($-24,5-25,5\text{‰}$) зафиксированы уже для поствулканического времени в отложениях выше туфов. Облегчение изотопного состава углерода в вулканогенных слоях до $-29-30\text{‰}$, по видимому, является следствием воздействия вулканических газов или флюидов. Так известно, что метан может иметь лёгкий изотопный состав ($-30-50$ и более ‰ (Галимов, 1968, Валяев и др., 2002, Юдович, Кертис, 2010)), наиболее лёгкие значения имеет биогенный метан, а наиболее тяжёлые - глубинный абиогенного происхождения, также метан может синтезироваться при термокаталитическом разложении гумусового органического вещества (Юдович, Кертис, 2010).

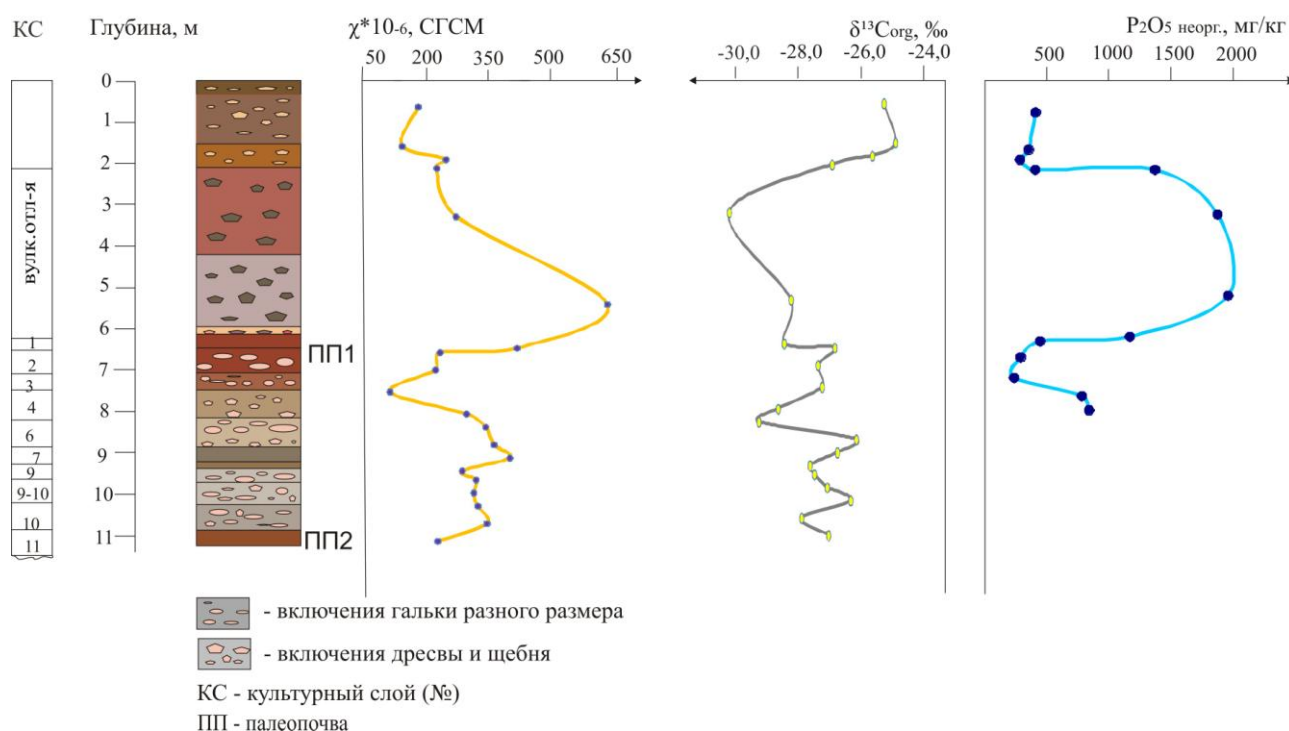


Рис. 13. профиль стенки карьера и раскопа Карахач (показатели магнитной восприимчивости, изотопного состава органического углерода, содержания неорганического углерода).

Погребённая почва, похожая на почву культурных слоёв 1-3 карьера Карахач, была вскрыта в карьере у д. Ени-Ёль на северном борту Верхнеахурянской впадины по другую сторону Джавахетского хребта. Почва

также имеет красновато-бурый цвет и сформирована на галечнике, перекрыта отложениями с повышенной магнитной восприимчивостью (Рис.15).

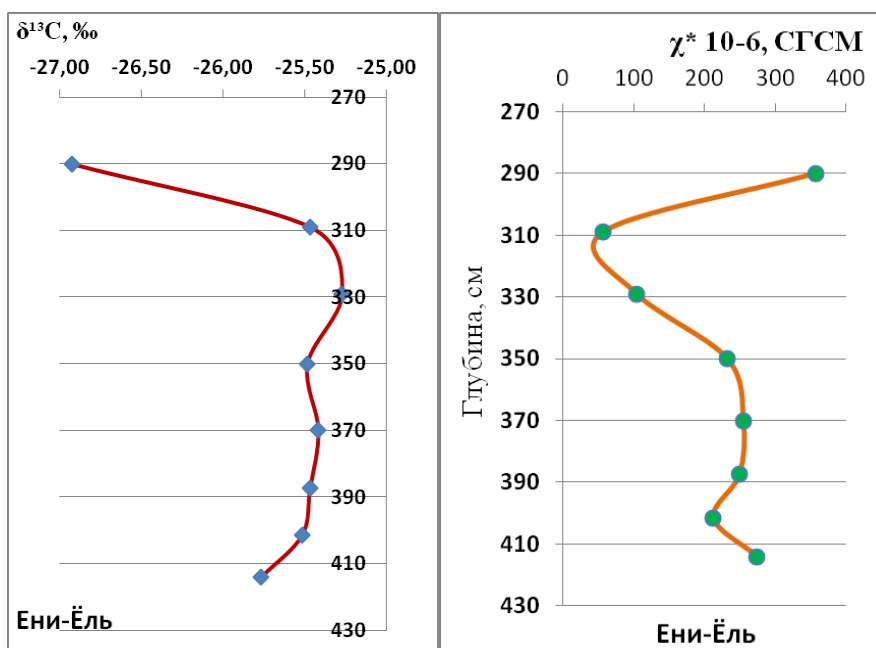


Рис. 14

Рис. 15

Рис. 14 – Распределение величин $\delta^{13}C$ органического вещества; Рис.15 – Распределение величин магнитной восприимчивости по профилю карьера Ени-Ёль.

В отложениях карьера найдены орудия подобные слою 3 карьера Карахач (Трифонов и др., 2014). Всё это доказывает пространственную выраженность данной почвы. Она также состоит из некаменистого красновато бурого горизонта и проработанных почвообразованием каменистых галечных горизонтов. Профиль имеет мощность около 1 м. Облегчение изотопного состава органического углерода (Рис.14) фиксируется в перекрывающем каменистом бескарбонатном седimente вулканического генезиса, о чём говорят повышенные величины магнитной восприимчивости (Рис.15). В горизонтах почвы зафиксировано слабое вскипание от 5% HCl, говорящее о её слабой карбонатности, что отличает её от бескарбонатной почвы КС 1-3 раскопа Карахач. Возможно, кислый состав перекрывающего её туфа повлиял на сохранность этих карбонатов. Но также возможно развитие в различных позициях рельефа. Изотопный состав органического углерода палеопочвы показывает сходные значения (-25,5 ‰) с карахачской почвой, но несколько более утяжелённые (Рис.14), говорящие о

более засушливых условиях её формирования и более автоморфной позиции в рельефе. Тем не менее, в палеопочве есть более явные следы гидроморфизма: прослойки ожелезнения, железо-марганцевые натёки на камнях и примазки, говорящие о смене окислительно-восстановительной обстановки.

3. Третий объект исследования - стоянка Куртан (высота 1300м над ур. м), приурочен к борту глинисто-песчаного карьера, расположенного в 1,8 км к западу от села Куртан, на правом берегу р. Гергер, у подножия горы Сурб-Саркис (1568,2 м). В раскопе стоянки Куртан-1 представлены поствулканические отложения насыщенные различными формами карбонатных новообразований и залегающие на вулканических осадках. Последние представлены пемзовым песком, залегающим на базальтах, в других стенках карьера между пемзовым песком и погребёнными карбонатными горизонтами фиксируются прослой пепла (возрастом 1,5 млн. л.н., Presnyakov et.al., 2012) и туфов, насыщенных обломочными породами. С глубины 40см было изучено 3 культурных слоя (КС 2-4). Они имеют слабощелочную реакцию среды ($pH=7,7-8,1$) и низкое содержание органического углерода (0,1-0,2%, [Табл. 3](#)). Максимальное содержание карбонатов фиксируется для КС-3 ([Табл. 3](#)). Слои 2-3 и верхняя часть слоя 4 пронизаны карбонатным мицелием, имеют глыбистую структуру и тяжёлосуглинистый гранулометрический состав. В КС-2 видны элементы столбчатости в структуре, наталкивающие (совместно со слабощелочными - щелочными значениями pH) на предположение о процессе осолонцевания. Нижняя часть КС-4, так же, как и верхние слои, содержит журавчикоподобные формы карбонатов, но не имеет карбонатного мицелия. Этот горизонт отличается более лёгкий гранулометрический состав (средний суглинок) и комковатую структуру без элементов глыбистости. Его подстилают бесструктурные слои пемзового песка: рыжий слой ожелезнённого песка неоднородной пятнистой окраски и горизонт бежево-белого песка с прослойками ожелезнения. Ожелезнение здесь является, скорее всего, индикатором гидроморфных условий. Оба горизонта не содержат археологических находок.

Магнитная восприимчивость слоёв раскопа имеет также высокие значения и повышается с глубиной (Рис.16). Максимальные значения её фиксируются в нижней части слоя 4 и нижнем горизонте песка. Для этих же горизонтов характерны небольшие превышения по содержанию органического углерода. Содержание азота постепенно падает вниз по профилю раскопа. ([Табл. 3](#)).

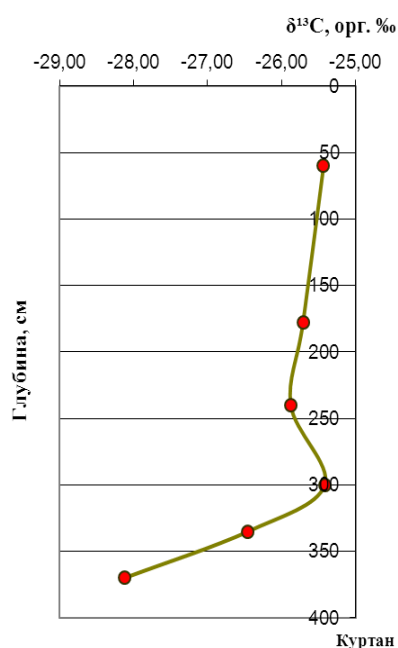


Рис.16

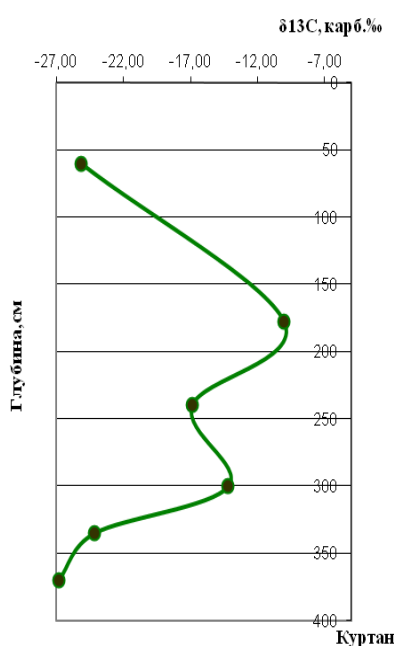


Рис. 17

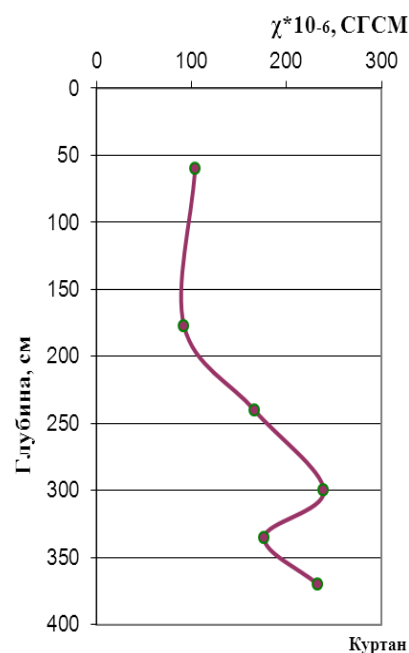
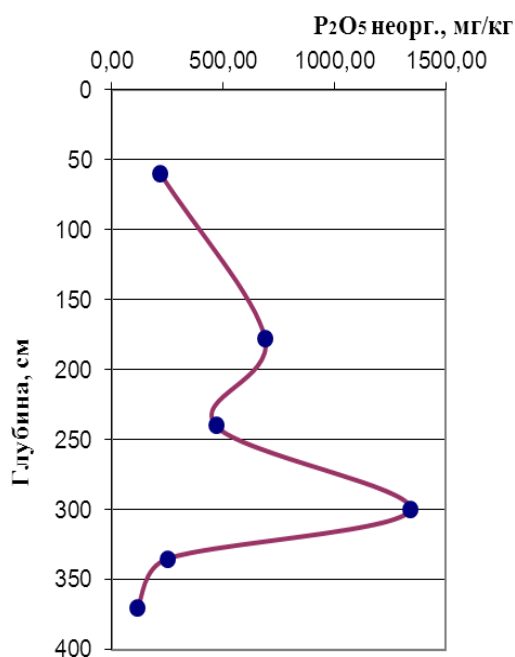


Рис.18

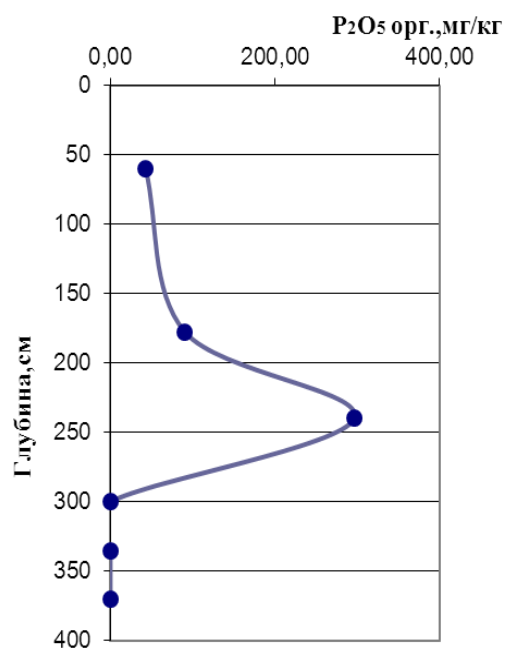
Рис.16 – Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества; Рис.17 - Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов; Рис.18 - Распределение величин магнитной восприимчивости по профилю раскопа Куртан I.

Максимальное содержание органического фосфора фиксируется в верхней части КС-4, при полном его отсутствии в нижней части и нижележащих горизонтах песка (Рис. 20).

Самое высокое содержание неорганических форм фосфора, близкое по величине к слоям туфов карьера Карахач, – в нижней части КС-4 (Рис.19). В нижележащих песчаных слоях, наоборот, содержание неорганических форм фосфора понижается, возможно, из-за их большей подвижности в песке, чем в суглинке (Рис. 19,21, [Табл.4](#)).



Куртан



Куртан

Рис. 19

Рис. 20

Рис.19 – Распределение величин содержания неорганического фосфора; Рис.20 – Распределение содержания величин органического фосфора по профилю раскопа Куртан I.

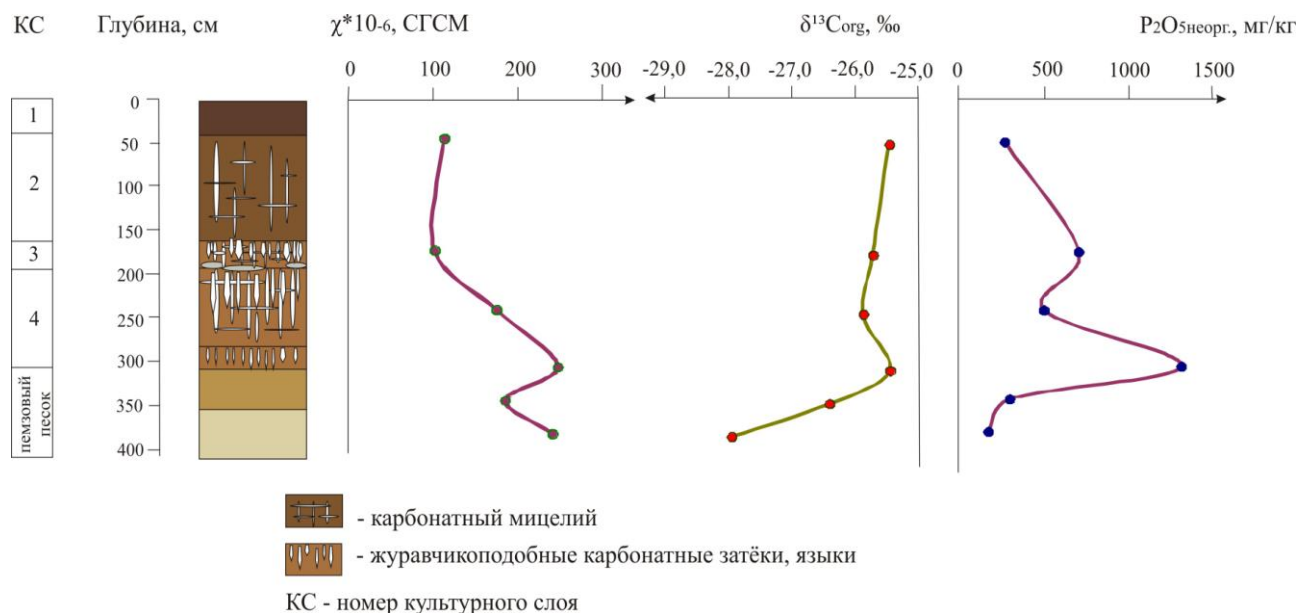


Рис.21. Стенка раскопа Куртан-I

Наиболее лёгкий изотопный состав органического углерода отмечается в нижнем слое пемзового песка, и сравним с таковыми значениями для туфов в карьере Карахач (-28‰) ([Табл.4](#)). Таким образом, объединяя данные магнитной

восприимчивости, содержания неорганических форм фосфора и изотопного состава органического углерода, можно сделать вывод о влиянии вулканизма на

формирование нижней части слоя 4 (Рис.21). Также КС-4 выделяется по повышенному содержанию органического фосфора. В свою очередь вышележащие слои представляют собой палеопочвы, формировавшиеся в условиях затухающей или уже закончившейся вулканической деятельности. Подобные почвы с пространственно-выраженным карбонатным горизонтом вскрыты в раскопе Мурадово. Исходя из данных изотопного состава органического углерода, условия формирования этих почв были достаточно увлажнёнными. Это входит в видимое противоречие с наличием таких количеств карбоната кальция, свидетельствующих о возможной аридизации климата. Об общности данного процесса карбонатизации для исследуемой территории говорят и находки карбонатных горизонтов в других карьерах и обнажениях Лорийского плато и соседней Верхнеахурянской впадины, расположенной по другую сторону Джавахетского хребта (Фото 1-3).



Фото 1. Стенка карьера, Карахачский перевал.



Фото 2. Обнажение, Верхнеахурянская впадина (северный борт).

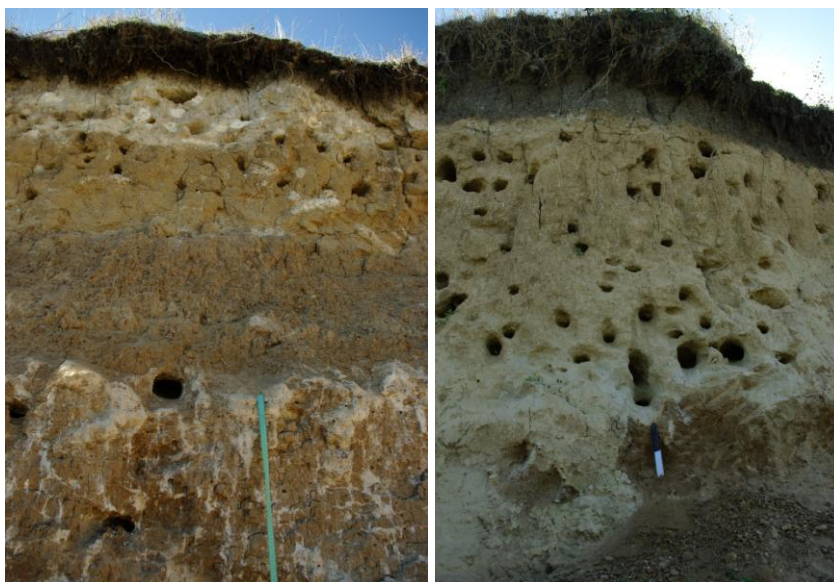


Фото 3. Стенка карьера, Лорийское плато, д. Куртан.

По О.С. Хохловой, образование такого мощного карбонатного мицелия и журавчиков не связано с подтягиванием их из грунтовых вод, т.к. при подстилании твёрдыми породами господствует явление провальной фильтрации (Седов и др., 2011), а связано с существованием на месте карьера и раскопа Куртан озера (Khokhlova et.al., 2016a). Полученные радиоуглеродные датировки карбонатов (8400 ± 70 Ki-18781 внутренняя стенка карьера, 9460 ± 160 Ki-17760 слой 3, а также 19520 ± 600 ГИН-14401 (Khokhlova et.al., 2016a) говорят о существовании этого озера в конце плейстоцена - начале голоцена. Изотопный состав углерода карбонатов стоянок Куртан и Мурадово облегчён относительно обычных величин, получаемых для почвенных карбонатов ($-9-13\text{‰}$) и достигает от $-18-25\text{‰}$ (Рис.18, 7). Такие данные свидетельствуют о том, что в формировании карбонатов принимала участие изотопно-лёгкая углекислота биогенного происхождения, которая образуется в результате микробиального окисления органического вещества. Подобные величины получены в работе Кулешова, Гаврилова (2001) по конкрециям из терригенных отложений Северного Кавказа. Показания ИСУ (изотопного состава углерода) в конкрециях варьируют от $-41,4$ до $18,1\text{‰}$. Интересно отметить наличие слабощелочных и щелочных значений рН (Табл. 3) и столбчатость структуры культурных слоёв раскопа Куртан.

4. Стоянка Даштадем-3 находится в 6,3 км к западу от с. Даштадем (Илмазлу) на высоте 1902 м. Профиль раскопа стоянки представляет собой толщу,

проработанную современным почвообразованием, но содержащую археологические находки позднеашельского (средний плейстоцен) времени (Асланян и др., 2007).

Современная толща представлена гумусированной лугово-чернозёмной почвой с высоким содержанием гумуса (13-14% в верхнем горизонте, [Табл.3](#)), органического фосфора (до 1500мг/кг P_2O_5), постепенно снижающегося вниз по профилю ([Табл.4](#), Рис.26). Отметим, что во всех горизонтах раскопа содержание органического фосфора высоко. Магнитная восприимчивость также принимает высокие значения, увеличиваясь вниз по профилю раскопа (Рис.22). Интересно, что здесь магнитная восприимчивость намного выше, чем в вулканических отложениях карьеров Карахач, Куртан, отложениях стоянки Мурадово вероятно из-за высокого содержания гумуса. Содержание же неорганических форм фосфора относительно невелико и достаточно равномерно распределено по профилю (Рис. 25). Изотопный состав органического углерода колеблется в небольших пределах от -25,9 до -24,9‰ (Рис. 23, [Табл.4](#)), характеризую гумидные условия накопления гумуса. Коэффициент отражения при 750 нм закономерно увеличивается с глубиной. (Рис.24)

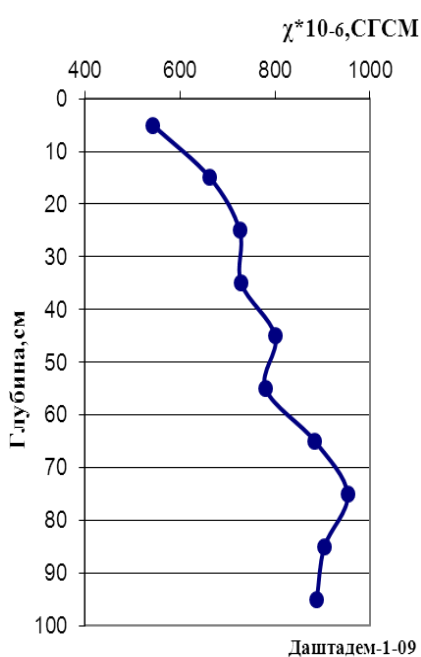


Рис. 22

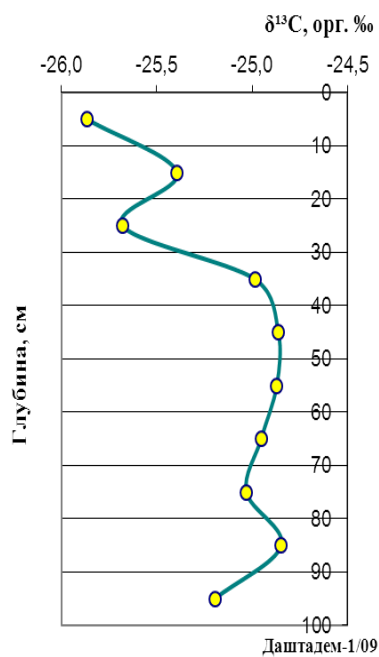


Рис. 23

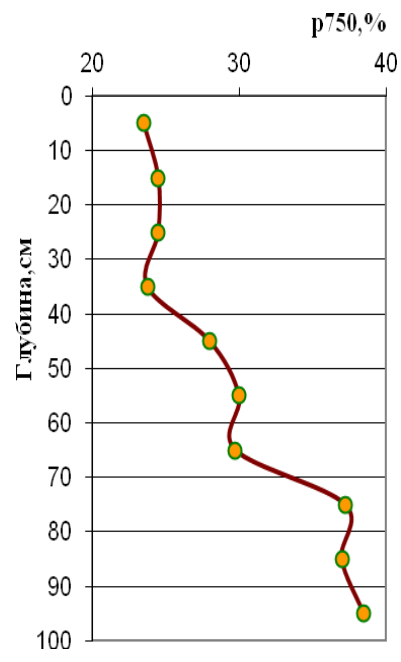


Рис. 24

Рис. 22 – Распределение величин магнитной восприимчивости; Рис. 23 – Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества; Рис. 24 – Распределение величин показателя отражения при 750нм по профилю раскопа Даштадем-3.

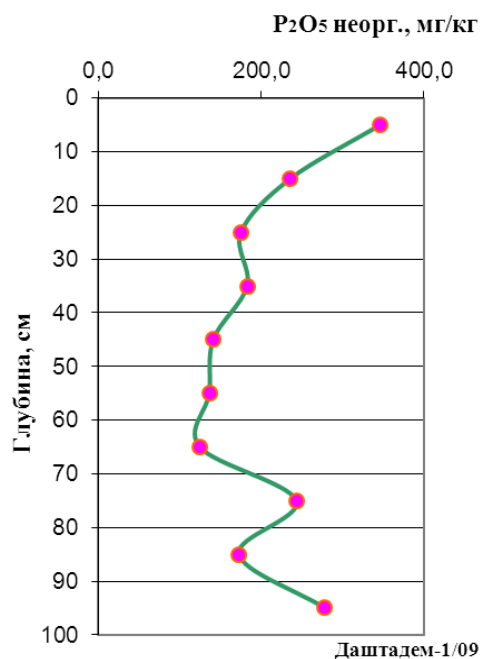


Рис. 25

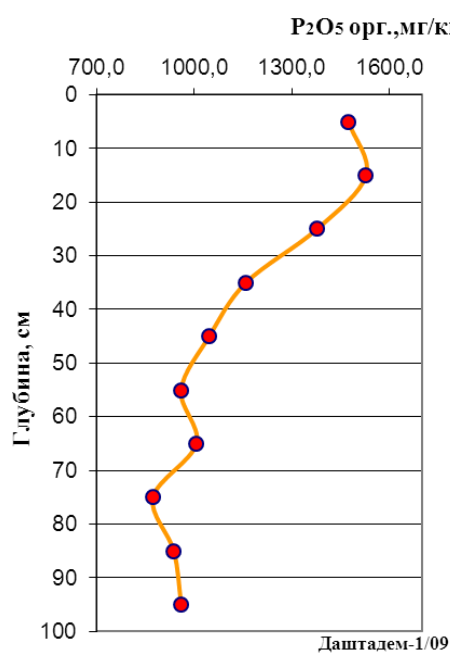


Рис. 26

Рис. 25 – Распределение величин содержания неорганического фосфора; Рис. 26 – Распределение величин содержания органического фосфора;

Можно предположить, что некогда сформированные в эпоху вулканизма отложения проработаны последующими стадиями голоценового почвообразования. При этом высокие величины магнитной восприимчивости остались, а часть неорганического фосфора вошла в состав органического вещества почвы.

Тем не менее, археологические находки относятся к среднему плейстоцену (Асланян и др., 2007).

Таким образом, каждый раскоп представляет собой срез определённого периода развития территории Лорийского плато: раскоп Карахач вскрывает два этапа раннеплейстоценового почвообразования и активизации вулканической деятельности, раскоп Мурадово является его эродированным аналогом, в котором также прослеживается слой активизации вулканизма. В нём также представлен карбонатный горизонт, свидетельствующий о более позднем, возможно раннеголоценовом, этапе почвообразования. Раскоп стоянки Куртан представляет

поствулканический этап развития территории, осложнённый наложенными раннеголоценовыми процессами карбонатообразования. Раскоп стоянки Даштадем-3 представляет собой голоценовый этап развития ландшафта, когда под травянистой растительностью на выровненных плато происходило формирование чернозёмов. Изотопные данные говорят о низком содержании в растительном покрове раннего плейстоцена растений с C-4 типом фотосинтеза, характерных для степей и саванн и присутствии древесной растительности, а также о возможном влиянии парниковых газов на величину $\delta^{13}\text{C}$, т.к. наиболее лёгкие значения совпадают со слоями, подвергавшимися вулканическому воздействию.

4.2 Педолитоседименты раннего плейстоцена стоянок Мухкай II и IIa

Педолитоседименты раннего плейстоцена были изучены в многослойных стоянках Мухкай IIa и Мухкай II на территории республики Дагестан. В раскопе Мухкай IIa выделяется 6 культурных слоёв и 2 ниже лежащих костеносных слоя. Костеносные слои представляют собой остатки костей раннеплейстоценовой фауны (Amirkhanov et.al., 2016). Также раскоп датируют находки орудий олдованской археологической культуры и результаты палеомагнитного анализа, относящие всю исследуемую пачку к эпохе отрицательной намагниченности Матуяма и фиксирующие положительные экскурсы Харамильо (0,99-1,1 млн. л.н.) и Олдувей (1,95-1,77 млн.л.н.). В раскопе Мухкай II более подробно представлена толща второго костеносного слоя (слой 80). Оба раскопа вскрывают достаточно редкие для Кавказа плейстоценовые отложения, представленные ритмичным переслаиванием каменистых слоёв известняковой гальки и рыжевато-бурых прослоев тонкого материала преимущественно средне и тяжелосуглинистого гранулометрического состава. Галька соответствует 2-3му классу окатанности. Напоминает гальку речных водотоков, горных ручьёв или небольших озёр. Вся толща обоих раскопов вскипает от 5% HCl. Карбонаты, помимо прослоев известняковой гальки, представлены рассеянной пылью по всей толще раскопов, известковыми чехлами на поверхности находок костей животных во 2-м костеносном слое, крупными концентрическими конкрециями, диаметром до 20 см. В верхней части раскопа Мухкай IIa (слой 3) фиксируются карбонаты

разветвлённой формы, имеющие мучнистую структуру и форму направленных в разные стороны нитей. Возможно, они представляют собой остатки водорослей. Такие же новообразования найдены в верхней части отложений на противоположном склоне останца. Вся исследуемая толща носит признаки гидроморфизма, что проявляется в наличии обильных Fe-Mn ортштейнов ($d=0,5-1\text{ см}$), примазок, налётов оксида Mn на поверхности известняковой гальки. Тем не менее, видна тенденция нарастания гидроморфизма с глубиной, в окраске проявляются сизовытые тона, нижняя часть раскопа Мухкай II (2012г.) представлена оглееными горизонтами. В этих горизонтах фиксируется уменьшение количества Fe-Mn ортштейнов. Для нашей страны эти новообразования часто встречаются в лесной зоне умеренного пояса и в особенности таёжной подзоны, а также в почвах лугового генезиса (Водяницкий, 2005). Обычно Fe-Mn ортштейны формируются в условиях периодического переувлажнения, т.е. наличия влажных и сухих периодов формирования, смены окислительно-восстановительной обстановки. Если окислительные сухие условия выражены плохо, то это является лимитирующим фактором образования конкреций и, если плохо выражены восстановительные условия, например, в степных почвах, – это также является лимитирующим фактором. Одновременно в этих нижних горизонтах на сизом фоне обнаружены следы жизнедеятельности роющих животных с занесённым из верхних горизонтов бурым материалом, по размеру, они больше червороин, но для кротовин слишком малы.

pH водной суспензии ([Табл. 1](#)) из образцов отложений меняется в небольших пределах от слабощелочных (7,5-7,9) до щелочных значений (8,1). На данную величину влияет насыщенность карбонатом кальция, а также присутствие более растворимых солей Na, K. Тем не менее, величина pH показывает, что вода, действовавшая на формирование исследуемых слоёв, не была сильно засолена. Также, достаточно однородное изменение pH по профилю говорит об отсутствии резких изменений в составе воды. Отметим, что в горной части Дагестана дневные почвы не засолены (Залибеков, 2010), также не зафиксировано засоленных горных пород.

Содержание органического углерода также весьма однородно по профилям раскопов и не превышает 0,1%. Такие низкие значения могут быть из-за синлитогенности образования исследуемых отложений, когда скорость осадконакопления могла превышать скорость почвообразования, также имеют место быть потери углерода со временем.

Изотопный состав органического углерода изменяется в узких пределах от -25,1 до -26,4‰ (Рис.27, 29), характеризую не степной генезис органического вещества, и преобладание растений с C-3 типом фотосинтеза, которым обладают деревья и большинство луговой разнотравной растительности.

Величины магнитной восприимчивости показывают низкие значения от 11 до $27 \cdot 10^{-6}$ СГСМ (Рис.28,30). Это связано с гидроморфной обстановкой, в которой минералы, обладающие магнитными свойствами, разлагаются.

По данным изотопного анализа и магнитной восприимчивости видна тенденция к увеличению автоморфности ландшафтов, синхронных первому и второму костеносным слоям. В этих слоях фиксируется незначительное увеличение содержания органического углерода.

В культурных слоях 3-6, залегающих над костеносными, изотопный состав органического углерода принимает более лёгкие значения одновременно с пониженными величинами магнитной восприимчивости, свидетельствующие об увеличении гидроморфности. На границе 4-го и 5го культурных слоёв наблюдается достаточно резкая смена изотопного состава углерода (Рис. 31), не такие резкие, но эти смены заметны на границах 5го и 6го, 6го культурного и 1го костеносного слоёв, связанные возможно со сменой литологического материала галечник/суглинок. КС-3 и КС-5 представлены суглинистыми отложениями иногда с линзами песка и прослойками мелкой гальки, КС-4 и КС-6, напротив, более чем на 50% состоят из крупной гальки. Также ниже лежащие 1, 2 костеносные слои представляют собой не каменистую суглинистую пачку.

Изотопный состав углерода современных горно-луговых субальпийских и горных лугово-степных почв (-24,5-23,9‰, Сергеева, 2011) имеет более тяжёлые

значения, говоря о большей сухости современного климата по сравнению с ранне-плейстоценовым.

Величины магнитной восприимчивости, полученные для отложений раскопа Мухкай-II, (Рис.30), ниже 2го костеносного слоя, показывают увеличение степени оглеенности с глубиной. Изотопный состав углерода облегчается (Рис.29), что говорит о возможном нарастании гумидности климата или увлажнённости среды. Признаки оглеения видны и морфологически по сизоватости окраски и уменьшению количества ортштейнов, в связи с недостаточным для их образования сухим периодом. Тем не менее, именно в этих горизонтах фиксируются похожие на кротовины образования с занесённым из вышележащего костеносного слоя бурым материалом.

Данные по анализу водной вытяжки на содержание ионов легко-растворимых солей указывают на их присутствие в профиле раскопа. Эти данные, полученные для 2го костеносного слоя и слоя 3 характеризуют слабое засоление по хлоридному типу, а также показывают существенное снижение концентрации ионов хлора (в 5 раз) во 2 костеносном слое, по сравнению с вытяжкой из вышележащего суглинистого КС-3, в 2 раза меньше и концентрация ионов SO_4^{2-} и K^+ (Табл.2). Таким образом, исследуемые отложения испытывали на себе влияние слабосолёной воды озёрного или морского генезиса. Возможно, исследуемая территория находилась на берегу лагунного озера, которое было периодически связано с бассейном Каспия апшерона – акчагыла, что привело к формированию лагунно-морских серий отложений. Такой сценарий становится вероятен при учёте того, что данная местность в период формирования исследуемых серий находилась не выше 500м над у.м. (современная абсолютная высота - 1629 м над у.м.), т.е. была низкогорным или холмистым слаборасчленённым ландшафтом. Реконструируемые почвы были подобны современным маршевым почвам.

Таблица 2. Содержание катионов и анионов в водной вытяжке в мг/кг

Разрез	Слой	Глубина, м	Cl^-	SO_4^{2-}	PO_4^{3-}	F^-	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
2	3	35,21-35,35	519,1	13,1	<1	10,5	32,2	44,6	92,3	18,9
3	2-ой кост.с.	38,62-38,68	96,2	6,4	<1	7,8	18,3	31,2	96,7	16,1

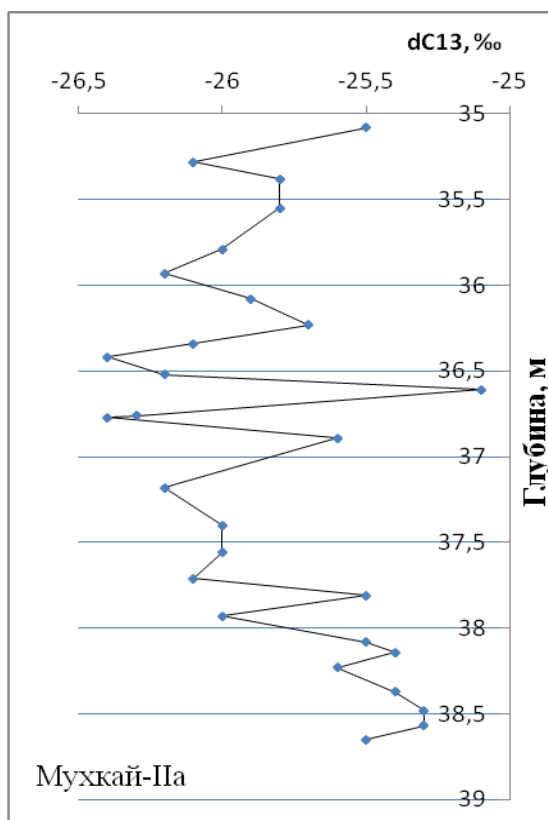


Рис. 27

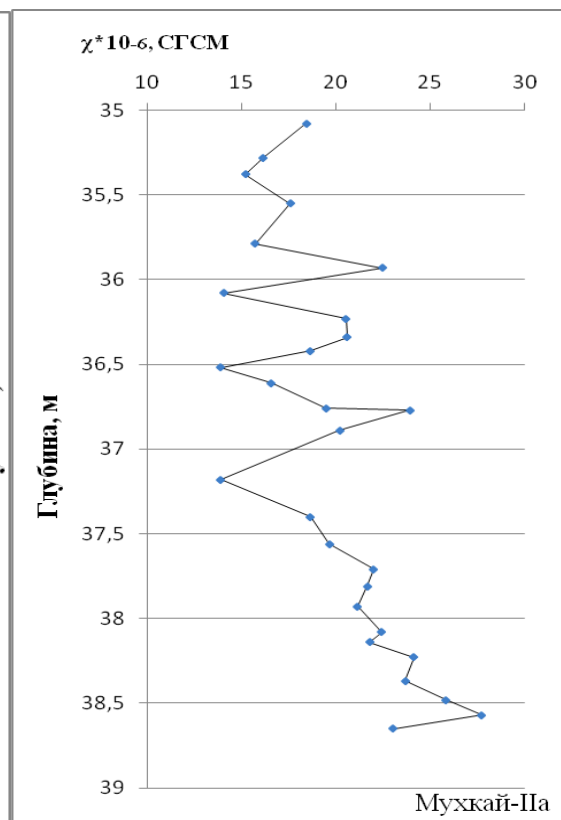


Рис. 28

Рис. 27 – Распределение величин $\delta^{13}C$ органического вещества; Рис. 28 - Распределение величин магнитной восприимчивости по профилю раскопа (2014г.) Мухкай Па.

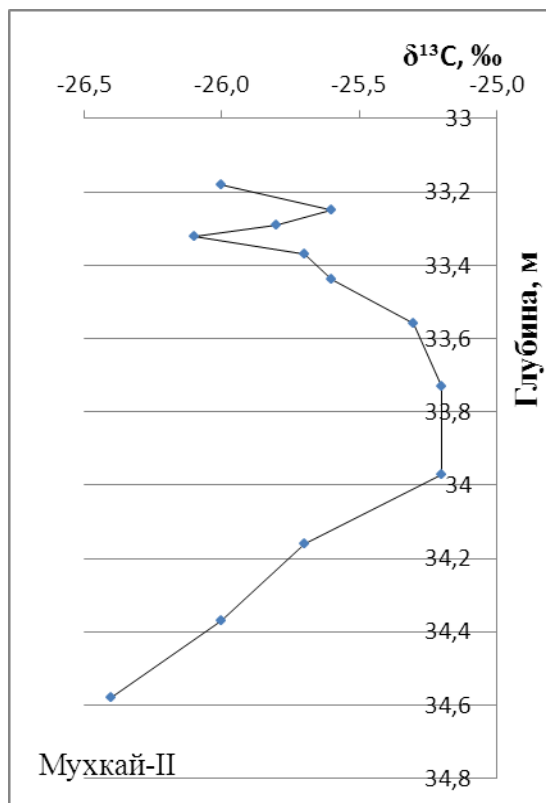


Рис. 29

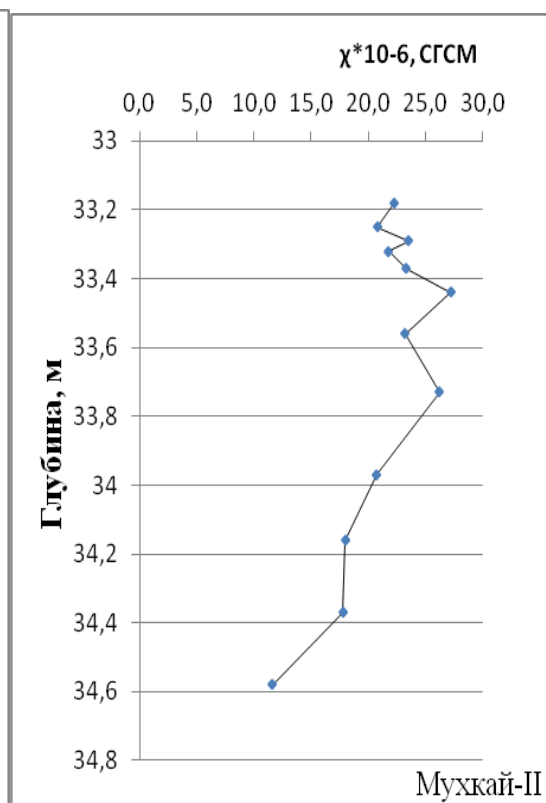


Рис. 30

Рис. 29 – Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества; Рис. 30 - Распределение величин магнитной восприимчивости по профилю раскопа (2012г.) Мухкай II

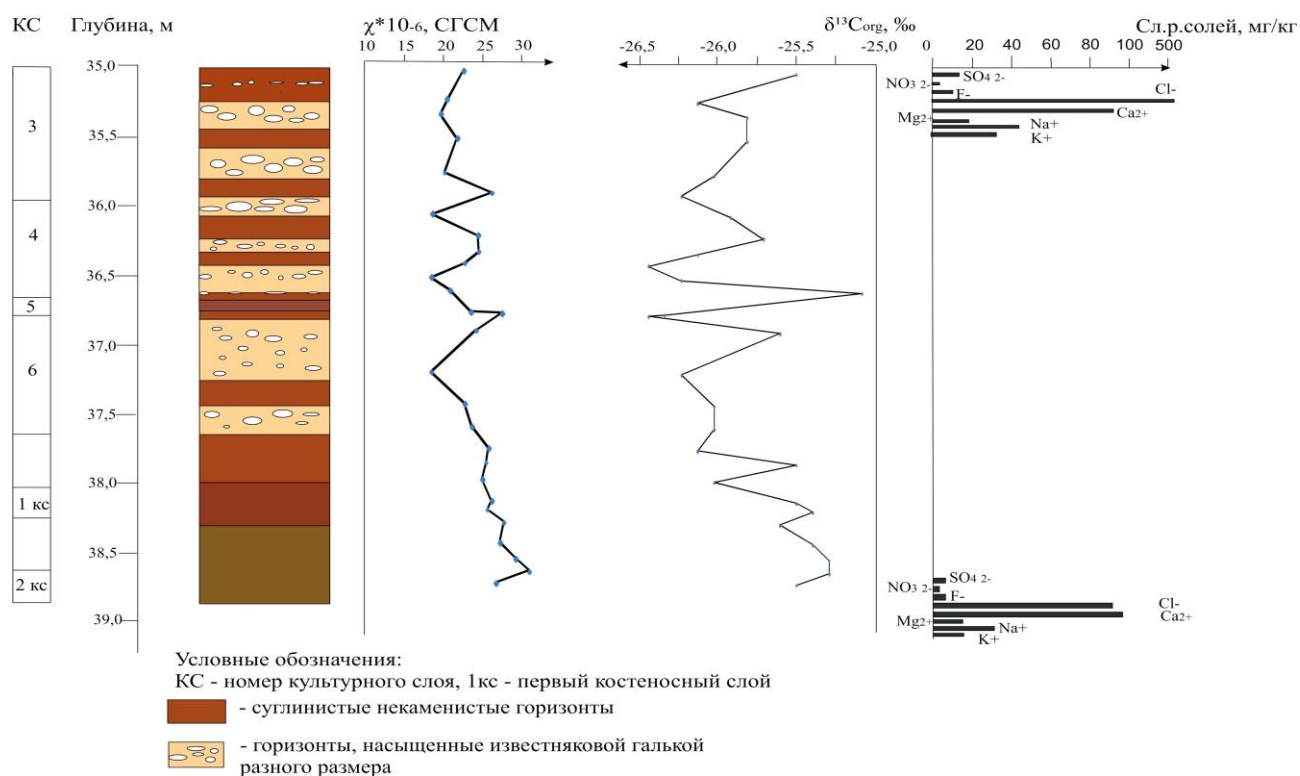


Рис. 31. Стенка раскопа Мухкай II (показатели магнитной восприимчивости, $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества и содержания ионов легко-растворимых солей).

Влияние водной составляющей подтверждается наличием в шлифах панцирей сферических диатомей (Рис.32).

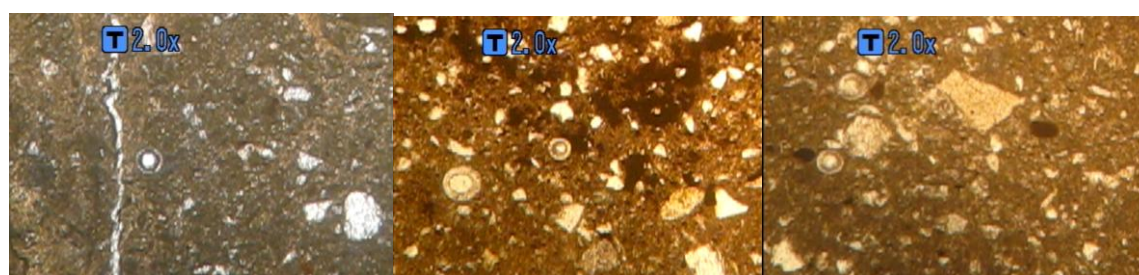


Рис.32. Шлифы снимки при увеличении 150): Раскоп Мухкай II, КС 3 (35 -35,16 м); 1-й кост. с. (38,1 м); Мухкай II (34,26 м).

4.3 Педоседименты и палеопочвы делювиально-лессовых отложений позднего плейстоцена, верхнепалеолитическая стоянка Каменная балка, Ростовская область (Приазовье)

Исследуемые позднеплейстоценовые делювиально-лѣссовые отложения состоят из 2х-метрового слоя карбонатного лѣссовидного суглинка, подстилаемого бурыми тяжелосуглинистыми отложениями. На контакте этих отложений, видны следы морозобойного растрескивания (фото 4). Лѣссовидный суглинок разделѣн на две литологические пачки буровато-палевую и палевую, на контакте которых также прослеживаются следы растрескивания (фото 5). Главный культурный слой археологических раскопок лежит в самом лѣссовидном суглинке.



Фото 4. Контакт палевой и бурой пачек, морозобойные трещины.



Фото 5. Контакт палевой и бурой пачек, морозобойные трещины.

В целом позднеплейстоценовые отложения конца Валдайского оледенения показывают, что это было наиболее сухое и холодное время для Восточно-Европейской равнины.

Исследуемый раскоп расположен на правом берегу балки Каменной, впадающей в р. Мѣртвый Донец – один из рукавов дельты р. Дон, впадающий в Таганрогский залив Азовского моря. Мѣртвый Донец является самым северным рукавом дельты, ограничивающим образованную ею аллювиальную равнину. На

территории раскопа преобладает степная растительность с небольшими перелесками по балкам и оврагам. Современные почвы относятся к подтипу чернозёмов обыкновенных с мощностью гумусового горизонта 40-60см. Стенка раскопа вскрывает три геологические пачки отложений: буровато-палевую (0-50см), палевую (50-170см) и бурую (170-200см) (в связи с отсутствием гумусового горизонта, отобранные образцы привязывались к нулевому уровню раскопок). Главный культурный слой стоянки (КС-2) залегает в палевой геологической пачке отложений. Верхний слой с современного чернозёма был скрыт в ходе раскопок, поэтому для характеристики современного гумусового горизонта был изучен заложенный рядом с раскопом шурф глубиной 63см. На этой же глубине залегает верхняя граница распространения карбонатных новообразований (белоглазки и пропитки), маркирующих различные гидрологические условия. Максимальное накопление карбонатной белоглазки соответствует самой молодой буровато-палевой пачке отложений (0-60см в исследуемой стенке раскопа), ниже, в палевой пачке остаётся только карбонатная пропитка. Также в верхней части палевой пачки фиксируется появление холодных тонов в окраске на глубине 40-80см, свидетельствующее об условиях переувлажнения. С глубины 150см начинается постепенный переход к бурой пачке, карбонаты в которой представлены редкой белоглазкой. Вся стенка раскопа осложнена многочисленными кротовинами и червороинами с занесённым из верхних гумусовых горизонтов органическим веществом. Верхняя толща от 0 до 80см содержит большое количество пор, ниже 80 см – их существенно меньшее количество, до полного отсутствия видимых пор. Гранулометрический состав всей исследуемой последовательности тяжелосуглинистый. Содержание органического углерода низкое за исключением верхних горизонтов современного чернозёма (до 2,13 %) и колеблется в пределах 0,1-0,3%. Несмотря на низкие величины содержания углерода ([Табл.5](#)), удаётся увидеть некоторые закономерности их распределения, такие как понижение содержания углерода на контакте буровато-палевой и палевой пачек, затем ниже в палевой пачке его содержание повышается в месте залегания КС-2 (100-110 см), в этой же пачке

ниже фиксируется ещё больший минимум содержания углерода, которое постепенно повышается с переходом к бурой пачке.

Содержание азота варьирует таким же образом с небольшими минимумами на контакте буро-палевой и палевой пачек и в нижней части палевой пачки и максимумами в районе КС-2, нулевого уровня и в бурой пачке.

Содержание углерода карбонатов указывает на этапы усиления и ослабления аридизации климата. Максимальное количество углерода карбонатов (0,91-1,08%) соответствует зоне распространения белоглазки в буровато-палевой пачке, затем оно резко падает на контакте буровато-палевой и палевой пачек. После минимума следует ещё один этап накопления карбонатов (70-140см) в средней части палевой пачки и ниже количество карбонатов уменьшается, достигая в бурой пачке минимальных значений (0,38-0,43%), ([Табл.5](#)).

Измеренные величины магнитной восприимчивости ([Табл.5](#), Рис.35) свидетельствуют о наличии оглеения, которое фиксируется с глубины 40 см по её относительно пониженным величинам, ниже по профилю магнитная восприимчивость постепенно повышается вновь, достигая максимума в бурой пачке. Таким образом, значения магнитной восприимчивости постепенно понижаются при переходе от буровато-палевой к палевой пачке достигая минимума на глубинах 40-90 см и постепенно повышаются при переходе к бурой пачке. Если бы оглеение было связано с современными грунтовыми водами, было бы наоборот зафиксировано уменьшение магнитной восприимчивости с глубиной. Возможно, оно являлось следствием подтаивания мерзлоты. Небольшой максимум магнитной восприимчивости на глубине 100-110 см во 2-ом культурном слое, наряду с некоторым повышением количества органического углерода и облегчением его изотопного состава связан, скорее всего, с загрязнением образца занесённым органическим материалом из обильных червoroин или попаданием угольков.

Изотопный состав органического углерода (Рис.33, [Табл.5](#)) характеризует исследуемую лёссовую толщу, как образовывавшуюся под растительным покровом с большой долей растений С-4 типа фотосинтеза (степные травы),

величины $\delta^{13}\text{C}$ колеблются от -23,7 до -24,7‰. Самые тяжёлые значения $\delta^{13}\text{C}$ (-23,7-23,8‰) зафиксированы на глубинах 70-90 см, соответствующих нулевому уровню раскопок, ему же соответствует максимум содержания углерода карбонатов. Выше (0-70 см от бровки раскопа) фиксируются облегчённые величины (-23,9-24,1‰). И ниже 90 см, с переходом к бурой пачке изотопный состав углерода облегчается до -25,2 ‰, похожие величины характерны для современной почвы (-25,1 ‰), свидетельствуя о более гумидных условиях их формирования.

Изотопный состав углерода карбонатов (Рис. 34) характеризует разные условия их формирования. Карбонаты из бурой пачки имеют более лёгкий изотопный состав углерода и, возможно, формировались в более гумидных условиях, нежели карбонаты палевой и буро-палевой пачек, за исключением карбонатов на контакте палевой и буро-палевой пачек.

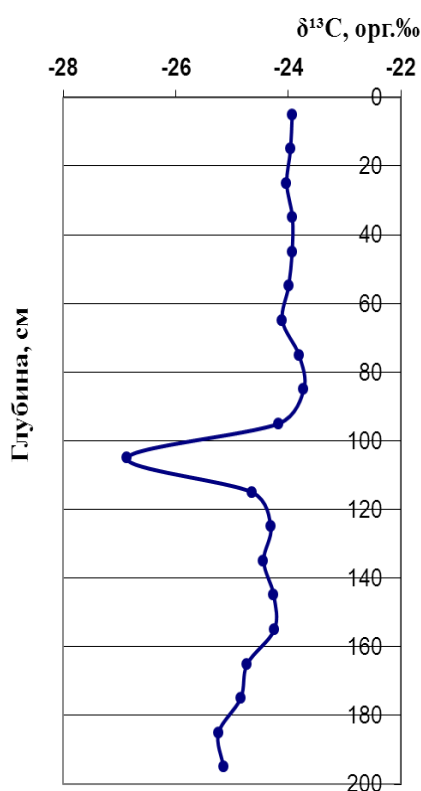


Рис.33

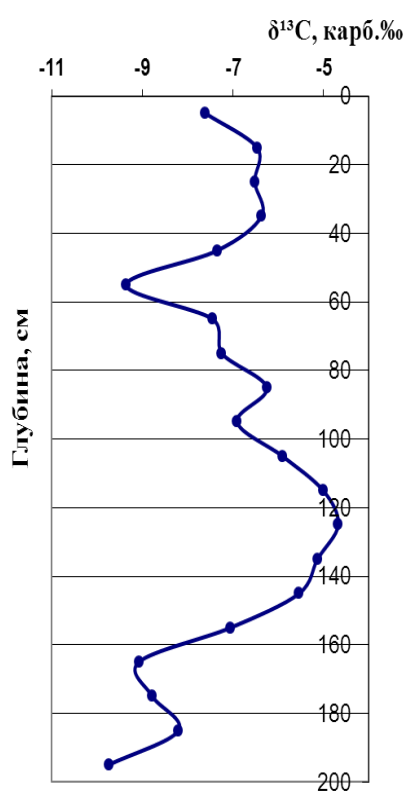


Рис.34

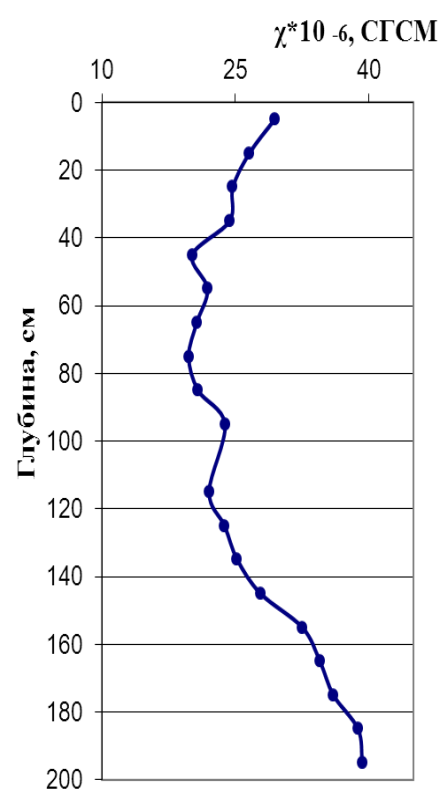


Рис.35

Рис.33 – Распределение величин магнитной восприимчивости; Рис.34 - Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества; Рис.35 – Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов по профилю стенки раскопа Каменная Балка II.

Самые тяжёлые значения $\delta^{13}\text{C}$ (-4,7-5,5 ‰) фиксируются для карбонатов на глубине 100-140 см в средней части палеовой пачки, в котором также зафиксировано понижение содержания органического углерода ([Табл.5](#)).

Нарастание количества карбонатных новообразований и содержания карбоната кальция ([Табл.5](#)) снизу вверх по профилю раскопа свидетельствует о нарастании аридности климата, которое предшествовало голоценовому потеплению.

Радиоуглеродная датировка карбонатов из бурой пачки (180-200 см) 13800 ± 350 л.н. Ki-18780 относится к похолоданию Дриас I С (Вюрм IV, поздний валдай). Скорее всего, карбонатные новообразования сформировались позднее, чем вмещающая их бурая пачка, которая формировалась явно в более гумидных условиях в течение одного из многочисленных интерстадиалов позднего Вюрма. В свете того, что датировки различных органических материалов второго культурного слоя раскопа КБ-2, а с ним, и палеовой пачки, варьируют в пределах от 10 до 15,5 тыс. л.н. (Леонова и др., 2006), сама бурая пачка могла формироваться на протяжении ярко выраженного для территории Русской равнины и достаточно длительного Брянского интерстадиала (31-25 тыс. л.н.).

Таким образом, по результатам изучения пачки отложений позднего Валдая, вскрытой раскопом Каменная балка-2 (Рис. 36, [Табл.5](#).) можно выделить несколько этапов изменений климата различной интенсивности. Самая нижняя литологическая пачка (бурая) в основании раскопа формировалась в условиях тёплого, гумидного климата. Отложения бурой пачки качественно отличаются по своей морфологии от выше лежащей лёссовой толщи. Здесь зафиксированы относительно повышенные величины содержания органического углерода и азота, содержание карбонатов в 3 раза меньше, чем в буро-палеовой пачке. Повышенные величины магнитной восприимчивости говорят о более автоморфных условиях образования, способствующих процессам гумусонакопления, а величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ указывают на гумидный климат и преобладание растительности С-3 типа фотосинтеза (Рис.36). С этими данными не входят в противоречие данные споро-пыльцевого анализа, реконструирующие присутствие облесённых ландшафтов и,

соответственно, гумидных условий по сравнению с условиями формирования вышележащих пачек (Леонова и др., 2006).

Позже (ок. 13800 л.н.) произошла аридизация климата и были сформированы карбонатные новообразования, имеющие, тем не менее, облегчённые значения изотопного состава, относительно вышележащих горизонтов.

На основе данных по $\delta^{13}\text{C}$ (Рис.34) для карбонатов исследуемой толщи, можно сказать, что они формировались в разных гидрологических условиях и следовательно, их нельзя относить к какому-либо единому этапу похолодания-аридизации. Чётко прослеживается облегчение значений в бурой пачке и их утяжеление в палевой и несколько меньшее утяжеление в буровато-палевой пачках.

Палевая пачка фиксирует постепенное направленное похолодание и аридизацию климата. В нижней части палевой пачки (170-140см) падает (по сравнению с бурой) содержание органического углерода и азота, что свидетельствует о замедлении процессов гумусонакопления. Величины магнитной восприимчивости понижаются также вследствие сокращения количества гумусовых веществ и под действием процессов оглеения. Наблюдается повышение содержания углерода карбонатов в связи с подтягиванием карбонатов по порам и капиллярам в засушливые периоды. Результаты изотопного анализа углерода, а также, споро-пыльцевого анализа (Леонова и др., 2006) также подтверждают аридизацию климата и господство перигляциальной сухостепной полынно-маревой растительности. В палевой пачке резко утяжеляется изотопный состав углерода карбонатов (от -9,1 до -5,5‰).

Переход к более молодой буровато-палевой пачке содержит следы увеличения влажности: низкие значения магнитной восприимчивости, уменьшение содержания углерода карбонатов, а также облегчения изотопного состава углерода органического вещества. Изотопный состав углерода карбонатов также облегчается.

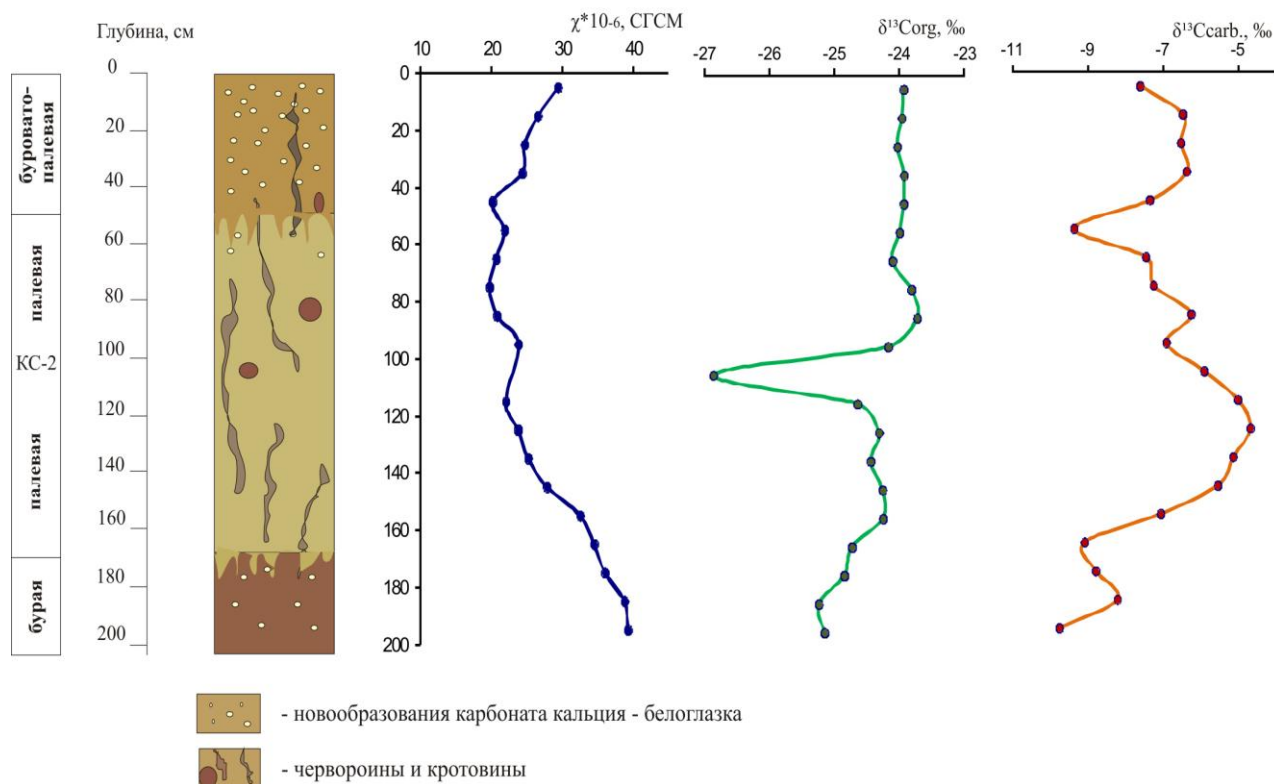


Рис.36. Стенка раскопа Каменная Балка II (показатели магнитной восприимчивости, изотопного состава органического вещества и карбонатов)

Далее следует этап нарастания аридизации времени накопления буровато-палевой пачки, который читается по пониженным величинам содержания органического углерода, росту содержания карбонатов, утяжелению изотопного состава органического углерода (-23,93-24,03‰). Тем не менее, карбонатные новообразования формировались в более гумидных условиях, чем условия формирования нижележащей палевой пачки. Возможно, периоды увлажнения и аридные периоды сосуществовали в одном годовом цикле.

4.4 Педоседименты и палеопочвы лёссово-песчано-палеопочвенных серий Подесенья, Брянская область (район стоянки Юдиново)

Серии погребённых почв и позднеледниковых отложений в Брянской области синхронны предыдущему объекту и относятся к позднему плейстоцену. В исследуемой песчано-лессовой толще морфологически выделяются оглеенные горизонты, ортзанды, следы криогенных деформаций совмещаются со слабогумусированными почвами интерстадиалов. Современные почвы

территории исследования представлены серыми лесными со вторыми гумусовыми горизонтами.

Отложения эпохи последнего оледенения на изучаемой территории Подесенья, вскрытые карьерами у д. Красное (первая надпойменная терраса) и д. Телец (вторая надпойменная терраса), приурочены к протянувшейся с северо-запада на юго-восток ложбине стока, впадающей в р. Десну, и закономерно представлены супесями, песками и опесчаненными лессами. По данным Величко (1977), вторая надпойменная терраса Десны формировалась в первую половину валдайской эпохи, а первая – во вторую половину валдая. Исследуемый нами этап позднего валдая (24-10.2тыс.л.н.) соответствует изотопной стадии MIS 2 (25-10 тысяч л.н.).

Известно, что в позднеледниковье происходили активные процессы замерзания-оттаивания грунта. В это же время шло накопление мощных песчаных отложений, которые имеют слоистую текстуру, следы солифлюкционных процессов, содержат ожелезнённые ортзандовые горизонты.

Для двух интерстадиальных почв, вскрытых карьерами были получены радиоуглеродные датировки 16500 ± 230 Ki-17414 и 12930 ± 170 Ki-17413 л.н., что соответствует двум интерстадиалам последней стадии вюрмского оледенения, синхронным интерстадиалам Ласко Вюрм IV и Бёллинг Вюрм IV (МИС2). Они обладают различными свойствами и диагностируют два интерстадиальных потепления.

Обе почвы, имеют ряд общих признаков: оглеенность всего профиля, ожелезнение, наличие железисто-марганцевых ортштейнов, пониженные значения магнитной восприимчивости, относительное повышение содержания гумуса, органического фосфора, карбоната кальция ([Табл. 6, 8](#)).

Самым известным из послебрянских (позже 25 тыс. л.н.) интерстадиальных почв является трубчевский горизонт (уровень оглеения), выделенный А.А. Величко недалеко от района нашего исследования и датированный им интервалом 16,5-15тыс.л.н. (Величко и др. 1996), синхронный интерстадиалу Ласко. Этот горизонт разделяет лёссовую толщу на две пачки: лёсс

II (деснинский) и лёсс III (алтыновский), - и залегает в разрезе у д. Голубча на глубине 3,8-4,0 м. Горизонт описан как уровень слабого потемнения, имеет пылеватый суглинистый состав, карбонаты и пятна органики по порам, включения песчаного материала. На глубине 30 см от верхнего контакта есть признаки гидроморфизма - пятна ожелезнения и сизоватый оттенок толщи. (Величко и др. 1996). Существуют и иные взгляды на датировку трубчевского уровня оглеения позднеплейстоценовой лёссовой толщи. Чубур (1997) считает, что трубчевский горизонт оглеения, соотносящийся с хотылёвской почвой, соответствует не интерстадиалу Ласко (по Величко), а гмелинскому интерстадиалу (Тюрсак, 23,5-22,5 тыс. л.н.), имевшему место непосредственно перед последним ледниковым максимумом (LGM, 20,3-19,7).

В нашем случае исследуемый трубчевский горизонт залегает на глубине 2,5-2,8 м и представляет собой лёгкий суглинок с тонкими прослоями песка, карбонатами по порам и Fe-Mn-стяжениями, ниже залегает более тяжёлый по гранулометрическому составу карбонатный горизонт В (2,8-3,0 м), который подстилается песчаным карбонатным горизонтом ожелезнения (3,5-4,2 м). Возможно, исследуемый горизонт венчает уровень мерзлоты, в котором происходила надмерзлотное подтягивание карбонатов и ожелезнение. Выше расположенный лёсс (лёсс III, алтыновский) имеет среднесуглинистый гранулометрический состав, затёки гумуса и Fe-Mn-стяжения, не вскипает от соляной кислоты.

Трубчевский горизонт представлен палеопочвой с возрастом 16500 л.н., вскрывается карьером, расположенным у д. Телец. Она состоит из нескольких горизонтов (Bb-BCb-BCb,f) и имеет хорошую пространственную выраженность. Верхний горизонт Bb имеет слабощелочную реакцию среды, обеднён гумусом (0,5%) и не содержит органического фосфора, содержит 6,0% CaCO₃ ([Табл. 6, 8](#)). В составе гумуса преобладают гуминовые кислоты ([Табл. 7](#)). Горизонт BCb содержит 5,6% CaCO₃, утяжелен по гранулометрическому составу, обогащен гумусом (0,7%) и фосфором (68,0 мг/кг P₂O₅), имеет более высокие значения магнитной восприимчивости (Рис. 37). Нижележащий песчаный ортзандовый

горизонт BC_{fe,b} обогащён карбонатом кальция (10,6%), слабогумусирован, содержит 44.5 мг/кг P₂O₅ органического. (Табл. 6, 8).

Результаты измерения изотопного состава органического углерода (Рис.37) свидетельствуют об умеренно-гумидных условиях формирования палеопочвы и нижележащих отложений ($\delta^{13}\text{C} = -25,6-26,7\text{‰}$). Также они указывают на аридизацию климата в период последующего накопления лёссовидного суглинка C1, перекрывающего вышеописанную палеопочву и сформированного, вероятно, в период ярославской криогенной стадии валдайского оледенения (алтыновский лёсс) 13-14 тыс. л.н. ($\delta^{13}\text{C} = -23,1-24,5\text{‰}$) (Табл.8). Алтыновский лёсс является почвообразующей породой для почв голоцена.

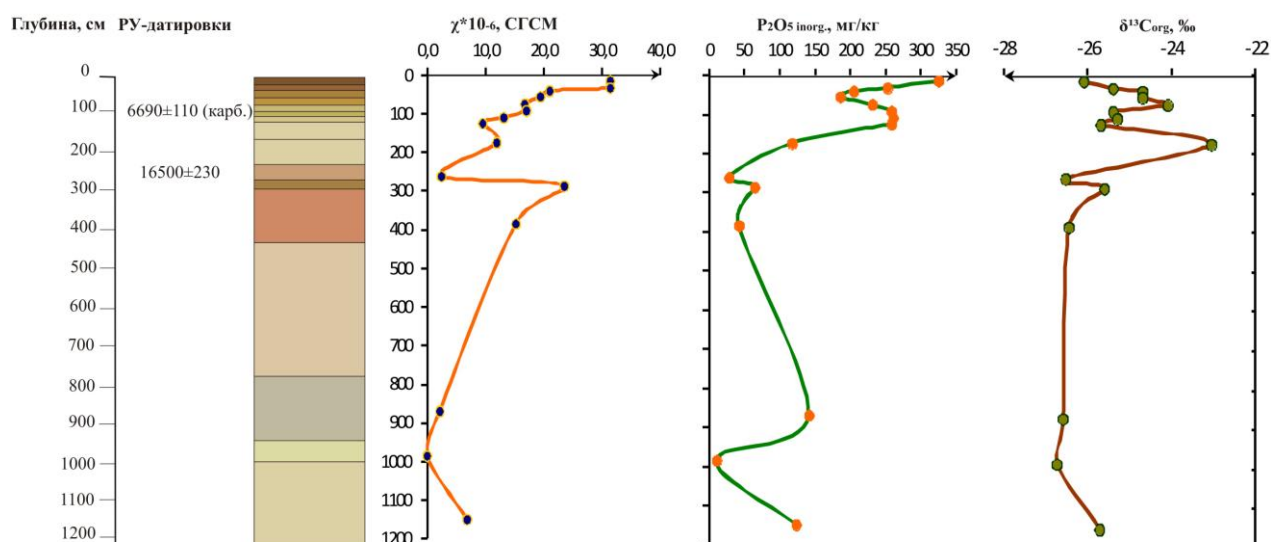


Рис. 37. Профиль карьера д. Телец (показатели магнитной восприимчивости, содержания неорганического фосфора, изотопного состава органического вещества).

Приведённые выше результаты аналитических и микроморфологических исследований указывают на гидроморфные условия формирования почвы в условиях подтаевавшей мерзлоты и надмерзлотного подтягивания карбонатов.

Погребённая почва интерстадиала Бёллинг с возрастом 12900 л.н. вскрыта в карьере у д. Красное. Исследуемая палеопочва в отличие от описанной выше носит деформированный характер (фото 7), не имеет такой чёткой пространственной выраженности и выделяется в линзах гумусированного

суглинистого материала в толще песчаных ортзандовых прослоек. Она имеет профиль Bbca-BCb,ca,f -G.



Фото 7. Солифлюкционные деформации, основание карьера у д. Красное.

Горизонт Bb содержит повышенное количество гумуса (0,7%) и общего фосфора (409,7 мг/кг P_2O_5), сравнимое с современным пахотным гумусовым горизонтом агросерой почвы, залегающей выше ([Табл. 6, 8](#)). Почва имеет более высокие значения магнитной восприимчивости ([Табл.8](#), Рис.38), объясняющиеся повышенным содержанием гумуса и более автоморфными условиями почвообразования. О более сухих условиях формирования почвы говорят и результаты измерения изотопного состава органического углерода ($\delta^{13}C = -24,9\text{‰}$, [Табл.8](#)), и высокое содержание карбоната кальция (39,1%). Выше и ниже лежащие горизонты не обогащены карбонатом кальция. Органическое вещество погребённой почвы насыщено гуминовыми кислотами и не содержит легкорастворимых фульвокислот ([Табл. 7](#)).

Таким образом, для интерстадиала Бёллинг характерен более сухой климат, чем для Ласко (трубчевского интерстадиала). Большее количество фосфора органического вещества возможно связано с большей биологической продуктивностью ландшафта. Почва Бёллинга отражает криогенные деформации периода глобального таяния мерзлоты и перехода к голоценовому потеплению.

Третья вскрытая погребённая почва относится к субатлантическому периоду голоцена и представлена - вторым гумусовым горизонтом современной агросерой почвы, вскрытой в микропонижении Трубчевского ополья. (аналогичный профиль вскрыт верхней частью карьера у д. Красное). Вторые гумусовые горизонты современных агросерых почв характеризуют вторую

половину голоцена вскрываются в пониженных элементах рельефа ополей. Их радиоуглеродный возраст, по данным Величко и др. (1987), составил 5930 ± 130 лет и 9100 ± 160 , при этом датировки разных авторов различаются в пределах крупного интервала (2-9 тыс. л.н.). Традиционно их относят к наиболее тёплому и гумидному атлантическому периоду голоцена (5-7 тыс.л.н.). Вторые гумусовые горизонты отличает чёрная окраска, слабокислая реакция среды, относительно высокое содержание гумуса (4.0%), большее, чем в современном пахотном горизонте (3,1%). Вскрытый нами второй гумусовый горизонт характеризуется высоким содержанием фосфора, в том числе накоплением его органических соединений (635,8 мг/кг P_2O_5 , [Табл.8](#)), в то время как количество органического фосфора в современном гумусовом горизонте равно 178,7 мг/кг P_2O_5 . На фоне низких величин магнитной восприимчивости выделяется небольшой максимум, вызванный накоплением гумуса во втором гумусовом горизонте ([Табл.8](#)). Изотопный состав органического углерода также выделяет исследуемую погребённую почву наиболее лёгкими значениями: $\delta^{13}C = -28,4 - -29,5\%$ ([Табл.8](#), Рис.38). Были получены две датировки для этого горизонта 2180 ± 60 Ki-17415 и 1650 ± 60 Ki-18775 л.н., относящие его к субатлантическому этапу голоцена, немногим ранее средневекового климатического оптимума (10-13 вв.). Таким образом, 1,5-2 тыс. л.н. существовал гумидный климат с более благоприятными условиями накопления органического вещества по сравнению с современным, соответствующий, скорее всего началу средневекового климатического оптимума. В то время на месте серых лесных почв формировались чернозёмные и лугово-чернозёмные почвы под луговой растительностью С-3 типа фотосинтеза. Аккумуляция устойчивых высококонденсированных молекул органического вещества во вторых гумусовых горизонтах современных почв, по-видимому, является реликтом черноземной стадии почвообразования ([Табл. 7](#)).

По значениям отражательной способности, исследованные интерстадиальные почвы карьеров д. Красное и д. Телец выделяются, как не странно, повышенными относительно вмещающих педолитоседиментов,

вследствие их обогащённостью карбонатом кальция, повышающим отражательную способность (Табл. 9).

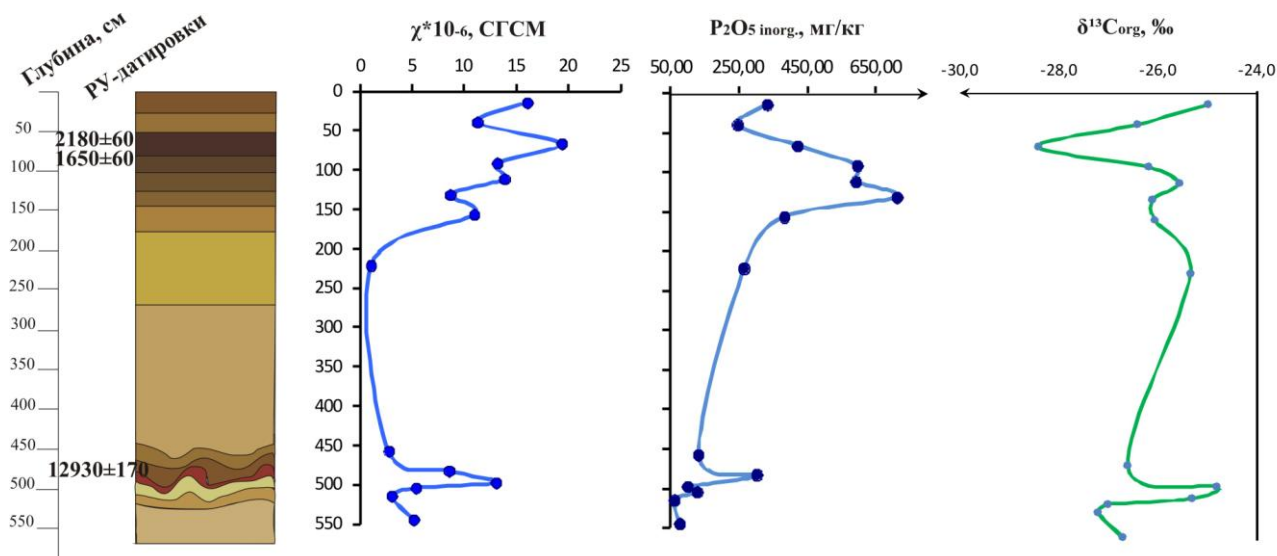


Рис. 38. Профиль карьера д. Красное (показатели магнитной восприимчивости, содержания неорганического фосфора, изотопного состава органического вещества).

Таким образом, лессово-песчано-почвенные серии исследованной территории Подесенья являются архивом палеоэкологической информации о перестройке глобальной климатической системы планеты, произошедшей на рубеже позднеледникового и голоцена. Эта перестройка имела пульсирующий характер, сопровождалась резкими колебаниями климата, состава растительности и облика ландшафтов. Для территории Подесенья выявлено, как минимум, два разных интерстадиала последней волны валдайского оледенения, соответствующие двум погребённым почвам: сухой аридный эпизод около 12930 л.н. и умеренно-гумидный – около 16500 л.н. Несмотря на достаточно суровый климат, для исследуемой территории характерно большое количество палеолитических стоянок (Борщево, Хотылёво, Супонево, Тимоновка и другие), которые попадают как во временные промежутки более тёплых интерстадиалов, так и в стадиальные похолодания. Это говорит, с одной стороны, в пользу того, что древний человек ориентировался более на мамонтовую фауну в своих миграциях, а с другой на то, что климатические условия были пригодны для

жизни, в течение года существовали тёплые периоды, в которые успевали сформироваться слаборазвитые почвы.

Палеоэкологическая реконструкция природной обстановки (Заключение)

На основании исследований тефро-почвенных последовательностей и серий педолитоседиментов стоянок Мурадово, Карахач, Даштадем и Куртан I можно восстановить следующие закономерности эволюции горных ландшафтов. В раннем плейстоцене в эпоху субхрона Олдувей почвообразование происходило на субстратах, обогащённых вулканическим материалом во влажном субтропическом климате. Формировались преимущественно андосоли под растительностью С-3 типа фотосинтеза, представленной разнотравными лугами в пойменных позициях и древесными ассоциациями в автоморфных позициях ландшафта на коричневых почвах. Погребённая почва (ПП1) в карьере Карахач сформирована на галечнике аллювиально-делювиального происхождения с явными признаками оглеения. При этом на протяжении эпизода Олдувей фиксируется два этапа вулканической активности по отложениям вулканического материала и значениям магнитной восприимчивости: 1) этап, вследствие которого произошло погребение ПП1 и 2) более древний этап, фиксирующийся в галечниках раскопов Мурадово и Карахач. В карьере и раскопе Куртан I ранний плейстоцен представлен вулканическими отложениями туфов и пемзовых песков.

Почвы эпохи ранней Матуямы (2,6-1,95 млн. л.н.), представленные в лагунно-морских сериях раскопов Мухкай II, IIa формировались в гумидном климате в условиях близости водного бассейна (лагуны, лагунного озера). Это гидроморфные почвы, связанные с водоемом постоянной грунтовой подпиткой слабосолёными растворами. Возможно, на формирование почв оказывали влияние нагонные морские воды. Почвообразование происходило под галофитной травянистой растительностью С-3 типа фотосинтеза (преимущественно разнотравье), формировался комплекс почвенного покрова от луговых и лугово-болотных к почвам маршей со слабым засолением, подобным современным ландшафтам западного Прикаспия (Касатенкова, 2011). Данными споропыльцевого анализа (Шилова, 2015), подтверждается наличие древесной

растительности сухого субтропического климата, которая была распространена на территориях выше уровня стоянок. Также зафиксированы виды, произрастающие на увлажнённых и плодородных почвах: лапина, шелковица, папоротники *Botrychium* и *Osmunda*, ольха и наличие полынно-маревых ассоциаций, переносящих засоление. Луговой характер почв подтверждается наличием на уровне костеносного слоя 2 большого количества «кротовин» - следов деятельности роющих животных.

Среднеплейстоценовое почвообразование на территории Лорийского и Ширакского плато проявилось в формировании примитивно-щебнистых почв и носит редуцированный характер, связанный с активным развитием экзогенных процессов. Все поствулканические отложения имеют намного меньшую мощность (ок. 1 м) и осложнены позднеплейстоцен-голоценовым почвообразованием. В разрезах Мурадово (КС 1-3) и Карахач педолитоседименты среднего плейстоцена залегают непосредственно под гумусовым горизонтом современного чернозема. Почвы формировались под растительностью преимущественно С-3 типа фотосинтеза, но в более аридной обстановке, по сравнению с ранним плейстоценом. Это выявлено по утяжелению значений соотношения стабильных изотопов углерода для этих слоёв. По значениям магнитной восприимчивости фиксируется резкое падение содержания магнитных минералов и содержания неорганических форм фосфора, свидетельствующее о стихании вулканической деятельности. В раскопе Кутан I мощные суглинистые педолитоседименты на вулканических отложениях отнесены к раннему среднему плейстоцену, подтверждаемому и наличием находок орудий этого времени (Trifonov et.al., 2016). В данном случае также проявляется наложенная эволюция в профиле почв, когда позднеплейстоцен-голоценовые почвообразовательные процессы накладываются на более древний субстрат.

Радиоуглеродные датировки обнаружили, что карбонатообразование началось в конце позднего плейстоцена. Карбонаты озёрного генезиса пронизывают всю поствулканическую толщу карьера Куртан, образуя три уровня, связанных с деятельностью водоёма, высыханием или трансгрессиями. Процесс

карбонатообразования выявляется на Лорийском и Ширакском плато в стенках карьеров и обнажений, свидетельствуя об общности данного процесса для территории Северной Армении и о распространённости небольших по сравнению с Куртаном озёр или водоёмов. Изотопный состав карбонатов в разрезах Мурадово и Куртан резко облегчен, что связано с их гидроморфным происхождением.

Таким образом, Лорийское и Ширакское плато в позднем плейстоцене-начале голоцена представляли собой территории с множеством озёр и болот разного времени существования. По их берегам могли развиваться комплексы луговых и лугово-болотных почв. В разрезе Куртан I обнаружено высокое содержание фосфора, связанного с органическим веществом, что может быть свидетельством высокой обогащённости почв гумусом в прошлом.

Карбонатообразование позднего плейстоцена иного генезиса проявляется в педолитоседиментах Среднерусской возвышенности: раскопе Каменная Балка II в Приазовье и педолитоседиментах и погребённых почвах Подесенья. Почвообразование 14-11 тыс. л.н. в Приазовье происходило в сухих аридных условиях и являлось синлитогенным с одновременным накоплением лёссовой толщи. По данным изотопного состава углерода, ему предшествовал более гумидный этап почвообразования, закончившийся около 13800 л.н. и сменившийся эпохой аридизации и похолодания климата, которое привело к увеличению доли C-4 растений, более приспособленных к неблагоприятным сухим условиям. Величины магнитной восприимчивости говорят о наличии гидроморфной обстановки, развившейся, вероятно, вследствие процессов промерзания и оттаивания мерзлоты. Тем не менее, криогенез в разрезе проявляется лишь в виде морозобойных трещин. Таким образом, на протяжении конца плейстоцена после Брянского потепления на данной территории происходило формирование крио-аридных почв различной степени карбонатности. В тоже время в Подесенье в постбрянское время фиксируются два этапа потепления климата с формированием тундрово-глеевых почв. Реконструируемый ландшафт в период интерстадиалов приобретал лугово-

болотный облик вследствие подтаивавшей мерзлоты. Более ранняя пространственно-выпаженная почва интерстадиала Ласко формировалась в гумидных условиях и имеет горизонт ожелезнения, который возможно был уровнем мерзлоты, которая оттаивала на небольшую глубину, свидетельствуя о достаточно холодных условиях. Почва более позднего интерстадиала Бёллинг содержит уже следы катастрофического таяния мерзлоты и сохранилась в линзах перемешенного в ходе солифлюкции материала. Почва формировалась в более автоморфных и тёплых условиях, о чём говорит большее содержание углерода, органического фосфора, карбоната кальция, преобладанием гуминовых кислот в составе гумуса.

Как и на территории Лорийского плато Армении в южной части Среднерусской возвышенности с окончанием позднего плейстоцена начинают формироваться мощные гумусированные лугово-чернозёмные почвы и чернозёмы голоцена.

ВЫВОДЫ

1. Для погребённых почв и педолитоседиментов ритмично-слоистых серий различного генезиса выделено несколько групп наиболее информативных свойств: для тефро-почвенных серий (Лорийского плато) таковыми являются содержание неорганического и органического фосфора, магнитная восприимчивость, изотопный состав углерода органического вещества и карбонатов; для лагунно-морских серий (Внутреннего Дагестана) - изотопный состав углерода органического вещества, магнитная восприимчивость и содержание ионов легкорастворимых солей; делювиально-лёссовых серий (Приазовья) - изотопный состав углерода органического вещества и карбонатов, магнитная восприимчивость; для лёссово-песчано-почвенных серий (Подесенья) - групповой состав органического вещества, содержание органического фосфора, магнитная восприимчивость, изотопный состав углерода органического вещества и карбонатов.

2. Все исследуемые палеопочвы и педолитоседименты формировались в условиях активных процессов седиментогенеза (отложение вулканогенного, делювиального, лёссового, аллювиально-делювиального, лагунно-морского генезиса) и маркируют этапы его прекращения разной длительности.

3. Неоднородность свойств почв и педолитоседиментов позднего плейстоцена в Подесенье и Приазовье свидетельствуют о существовании природной зональности ландшафтов в конце эпохи плейстоцена (МИС 2). Стоянки же раннего плейстоцена располагались в интразональных условиях (берега водных протоков и бассейнов).

4. Данные изотопного состава углерода органического вещества раннеплейстоценовых палеопочв и педолитоседиментов диагностируют существование стоянок в ландшафтах, занятых субтропической СЗ растительностью (деревья, луговые травы) с минимальным количеством С4 ксерофитов.

5. Различным хроноинтервалам плейстоцена соответствуют разные типы почвообразования. Субтропический гумидный климат раннего плейстоцена обнаруживают луговые почвы пойменных ландшафтов. Активизация экзогенных процессов и спад вулканической активности в среднем плейстоцене диагностирован по маломощным и слабо развитым педолитоседиментам коричневых почв с пониженными величинами магнитной восприимчивости. Перигляциальный сухой климат позднего плейстоцена диагностируют педолитоседименты слабо-развитых дерново-карбонатных почв (Приазовье), мощные карбонатные горизонты современных почв Лорийского плато. Ископаемые тундровые глеевые и мерзлотно-глеевые почвы с реликтовыми криогенными признаками характеризуют перигляциальную обстановку интерстадиалов позднеледниковья. Наличие оглеенных горизонтов и ортандовых прослоев, низкие величины магнитной восприимчивости, специфические свойства органического вещества свидетельствуют о гидроморфном сначала тундрово-болотном, а затем и лугово-болотном облике ландшафтов на рубеже плейстоцена и голоцена.

6. Полученные для изученных регионов изотопные кривые уточняют амплитуду и периодичность климатических ритмов в континентальных регионах. Так, для территории Подесенья впервые выявлено, как минимум, два разных интерстадиала последней волны валдайского оледенения, соответствующие двум погребенным почвам: сухой аридный эпизод около 12930 л.н. (эпизод Беллинг) и умеренно-гумидный – около 16500 л.н. (эпизод Ласко). При этом аридный интервал в Приазовье начался около 13800 л.н.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абраамян Г.С. Краткий обзор развития физико-географических условий / Кн. Физическая география Армянской ССР. - Изд. АН Арм.ССР. – Ереван. - 1971. – 470 с.
2. Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Мезозойско-кайнозойский вулканизм Кавказа и его связь с тектоникой // Труды АН Груз. ССР, Геол. Ин-т им. А.И. Джанелидзе. - Изд-во «Мецниереба» - Тбилиси. – 1981. - С. 76-97.
3. Акопян С.Ц. О тектонической реконструкции Кавказа и сопредельных территорий // Изв. АН АрмССР, Науки о Земле. - Т.35, №1. – 1982. - С. 25-38.
4. Алексеев С.Н., Григорьев Г.П. Нижнепалеолитическое местонахождение у с. Погребки Курской области // ВА. - вып.79. – Москва. – 1987. - С. 153-157.
5. Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. - Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН. - 1995. - 318с.
6. Амирханов Х.А., Грибченко Ю.Н., Ожерельев Д.В., Саблин М.В., Семенов В.М., Трубихин В.М. Комплексные исследования раннеплейстоценовой стоянки Мухкай II на Северо-Восточном Кавказе (по результатам раскопок 2008-2011 гг.) // 1150 лет российской государственности и культуры. - М.: Наука. - 2012. - С. 217-241.
7. Анисюткин Н.К., Коваленко С.И., Бурлак В.А., Очередной А.К., Чепалыга А.Л. Байраки – новая стоянка раннего палеолита на Нижнем Днестре // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2012. - №1(49). – С.2-10.
8. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. - М.: Изд- во МГУ. - 1970. - 487 с.
9. Асланян С.А., Беляева Е.В., Колпаков Е.М., Любин В.П., Саркисян Г.М., Суворов А.В. Работы Армяно-российской научной экспедиции в 2003-2006 // Записки института истории материальной культуры РАН. – 2007. – 2. - С.142-154
10. Афанасьев Я.Н. «Темноцветные» почвы западин лессовых плато Черниговской губернии как свидетели эволюции степи при распашке // Русский почвовед – 1916. - № 5-6. - С. 103-121.

11. Ахалкацишвили М.Р. Возрастная корреляция вулканических образований и ледниковых эпох Джавахетского нагорья: Автореферат дис. .. кандидата геолого-минералогических наук. - Тбилиси. - 2006. – 25 с.
12. Бабанин В. Ф., Трухин В. И., Карпачевский Л. О., Иванов А. В., Морозов В. В. Магнетизм почв. - М.; Ярославль: Изд-во Ярослав. гос. техн. ун-та. - 1995. - 223 с.
13. Бальян С.П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. - Ереван: Изд-во Ереванского гос. ун-та. – 1969. - С. 13-183.
14. Бедник Д. Ю. Изменчивость изотопного соотношения углерода и азота в онтогенезе и при различных функциональных состояниях у представителей высших и низших позвоночных : автореф. дис... канд. биол. наук. - М. - 2009. - 25 с.
15. Бессуднов А.Н., Сычева С.А., Бессуднов А.А., Лаврушин Ю. А., Чепалыга А.Л., Садчикова Т.А. Археологические стоянки Дивногорье / Путеводитель научных экскурсий XII Международного симпозиума и полевого семинара по палеопочвоведению «Палеопочвы, педоседименты и рельеф как архивы природной среды» - М: Институт географии РАН. – 2013. – С.100-102.
16. Борисковский П.И. (Авторы тома: Абрамова З.А., Аникович М.В., Бадер Н.О., Борисковский П.И., Любин В.П., Праслов Н.Д., Рогачев А.Н.) Археология СССР. Палеолит СССР. - Москва, Изд-во «Наука». – 1984. - С. 17-135, 162-272.
17. Булохов А.Д. Структура растительного покрова ландшафтов ополей и лёссовых плато // Брянские ополья: природа и природопользование. – М.: Б.И. – 1991. - С. 31-49.
18. Валяев Б. М., Титков Г.А., Чудецкий М. Ю. О генезисе изотопно лёгкого ($\delta^{13}\text{C}$, δD) метана нефтегазовых месторождений / Сб. ИПНГ РАН «Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений». - М.: ГЕОС. - 2002. - С. 108-134.
19. Варданянц Л.А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. - Ереван: Изд-во АН АрмССР. - 1948. – 184 с.
20. Величко А. А., Грехова Л.В., Губонина З.П. Среда обитания первобытного человека Тимоновских стоянок. – М.: Изд-во «Наука». – 1977. - С.13-24.

21. Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. - М.: Наука. – 1996. - 150 с.
22. Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Певзнер М.А., Чепалыга А.Л. Основные черты строения лёссово-почвенной формации / В кн.: Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. - М.: ИГРАН. - 1997. - С.5-25.
23. Величко А.А., Морозова Т.Д. Бердников В.В., Нечаев В.П., Цацкин А.И. Палеогеографические предпосылки дифференциации почвенного покрова и развития эрозионных процессов // Почвоведение. – 1987. - №10. – С.102-112.
24. Величко А.А., Морозова Т.Д. Микулинская почва, её особенности и стратиграфическое значение / Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. - М.: Изд-во АН СССР. - 1963. - С.17-39.
25. Величко А.А., Морозова Т.Д., Ударцев В.П., Халчева Т.А. Лессово-почвенные серии и палеоклиматическая информация // Методы реконструкции палеоклиматов. - М.: Наука. – 1985. - С. 70-75.
26. Величко А.А., Рогачев А.Н. Позднепалеолитические поселения на среднем Дону / Природа и развитие первобытного общества на территории европейской части СССР. - М.: Наука - 1969. - С. 75-87.
27. Водяницкий Ю.Н. Оксиды марганца в почвах. – М.: ГНУ Почвенный институт им. В.В. Докучаева РАСХН. – 2005. – 96с.
28. Волкова Н.И., Жучкова В.К. Структурная и морфологическая характеристика природных комплексов южных районов Брянской области / Сб. Экологические и географические основы мелиорации земель в бассейне реки Десны. - М.: МФГО – 1980. - С.42-53.
29. Воробьёва Л.А. Химический анализ почв – М.: Издательство МГУ. – 1998. - 272с.
30. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. – М.: Недра. – 1968. - 226с.
31. Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. - Москва-Смоленск: Маджента. - 2008. - С. 158-215.

32. Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Морфогенетический анализ профиля как основа реконструкции условий почвообразований (на примере мерзлотных почв Нерчинской котловины) // Почвоведение. – 1979. - №6. - С. 5-19.
33. Дергачева М.И., Вашукевич Н.В., Гранина Н.И. Гумус и голоцен-плиоценовое почвообразование в Предбайкалье – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». – 2000. – С. 152-182.
34. Длусский К.Г. Среднеплейстоценовое почвообразование центра Восточно-Европейской равнины: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. - М.: ИГРАН. - 2001. - 24с.
35. Докучаев В. В. Наши степи прежде и теперь / Избранные сочинения. - М., 1949. - Т.2. - с. 163-231.
36. Думитрашко Н.В., Милановский Е.Е. Древнее оледенение / Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа. – М.: Наука. - 1977. - С.239-243.
37. Думитрашко Н.В. Основные черты рельефа и геоморфологическое районирование Армении / Вопросы геоморфологии Азербайджана и Армении / Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР - Изд-во АН СССР. – 1958. -Труды института географии LXXIV АН СССР, 18, Вып. 74. - С. 5-43.
38. Евстигнеев О.И. Неруссо-Деснянское полесье: история природопользования. – Брянск: Десяточка. - 2009. - С.21-24.
39. Евстигнеев О.И., Коротков В.Н., Беляков К.В., Браславская Т.Ю., Романовский А.М., Рудашко Г.Е., Сарычева Е.П., Федотов Ю.П. Биогеоценотический покров Неруссо-Деснянского полесья: механизмы поддержания биологического разнообразия. - Брянск, Заповедник Брянский лес. - 1999. - 176 с.
40. Залибеков З.Г. Почвы Дагестана. – Махачкала: Прикаспийский институт биологических ресурсов ДНЦ РАН, Дагестанский государственный университет. – 2010. - 243 с.

41. Иванова И.К. Стратиграфия верхнего плейстоцена Средней и Восточной Европы по данным изучения лёссов / Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. - М.: Наука. - 1966. - С.112-133.
42. Касатенкова М.С. Геохимическая структура и эволюция лагунно-маршевых ландшафтов Западного Прикаспия: Авт. дис. ... к.г.н. – Москва. – 2011. – 25 с.
43. Кашкин А.В. Археологическая карта России: Очерки археологии регионов. Рос. акад. наук. Ин-т археологии. Книга 1. - М.: Ин-т археологии РАН. - 2001. – 325 с.
44. Керимханов С.У. Почвы Дагестана. Краткая характеристика и использование. – Махачкала: Даг. кн. изд-во. – 1976. - С.85-108.
45. Керимханов С.У., Баламирзоев М.А. Почвы предгорной и горной зон Дагестана / Классификация и диагностика почв Дагестана (Под ред. С.В. Зонна). – Махачкала: Типография Дагестанского филиала АН СССР. – 1982. - С.71-82.
46. Ковалева Н.О. Горные почвы Евразии как архив позднеледникового и голоцена: Авт. дис. ... д-ра. биол. наук. – Москва. - 2009. – 50с.
47. Ковалева Н.О., Добровольский Г.В., Столпникова Е.М. Изотопный состав углерода почв в диагностике изменений климата: состояние проблемы и вероятные сценарии // Электронный журнал "Доклады по экологическому почвоведению". - 2013. – вып. 19, № 2. - С. 64-81.
48. Ковалева Н.О., Ковалев И.В. Ароматические структуры лигнина в органическом веществе серых лесных почв // Вестник МГУ. Серия 17: Почвоведение. – 2002. - №2. – С.23-27.
49. Кожевников А.В., Милановский Е.Е., Саядян Ю.В. Очерк стратиграфии антропогена Кавказа. - Ереван-Ленинград: Изд-во АН Арм. ССР. – 1977. - С.3-10.
50. Кулешов В.Н., Гаврилов Ю.О. Изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) карбонатных конкреций из терригенных отложений Северного Кавказа // Литология и полезные ископаемые. – 2001. - №2. – С. 187-190.
51. Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Т. Геохронология плиоценового вулканизма Джавахетского нагорья (Малый Кавказ). Статья 1.

Западная часть Джавахетского нагорья / Стратиграфия. Геологическая корреляция. – М.: Наука. - 2008. - Т.16, №2. - С.104-126.

52. Леонова Н.Б. Полнотекстовый научный отчёт по гранту РФФИ № 06-06-80016а. «Микрофациальный анализ при палеоэкологическом изучении палеолитических стоянок открытого типа: теоретическое обоснование, разработка методики и экспериментальное применение». – 2008.

53. Леонова Н.Б., Несмеянов С.А., Виноградова Е.А., Воейкова О.А., Гвоздовер М.Д., Миньков Е.В., Спиридонова Е.А., Сычёва С.А. Палеоэкология равнинного палеолита (на примере комплекса верхнепалеолитических стоянок Каменная Балка в Северном Приазовье) - М.: Научный мир. - 2006. - 360 с., С.26-143.

54. 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 формирование древнейших раннепалеолитических культур Юго-Западной Азии // Материалы Всероссийской научной конференции «Естественнонаучные методы исследований и парадигма современной археологии. – Москва: ИА РАН. – 2015. – С. 45-49.

55. Макаров М.И. Фосфор органического вещества почв. - М.: ГЕОС. - 2009. – 395 с.

56. Макеев А.О. Поверхностные палеопочвы лессовых водоразделов Русской равнины // Автореф. дис..... д-ра биол. наук. – Москва. - 2005. – 50с.

57. Макеев А.О., Дубровина И.В. География генезис и эволюция почв Владимирского ополья // Почвоведение. – 1990. - №7. - С. 5-25.

58. Марков К.К., Величко А.А., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Плейстоцен. – М.: Изд-во «Высшая школа». – 1968 - 304 с., С.135-140.

59. Блюм Н.С., Болиховская Н.С., Большаков В.А., Глушанкова Н.И., Каплин П.А., Ключиткина Т.С., Маркова А.К., Николаев С.Д., Новичкова Е.А., Полякова Е.И., Поротов А.В., Свиточ А.А., Судакова Н.Г., Талденкова Е.Е., Фаустов С.С., Янина Т.А. Методы палеогеографических реконструкций: Методическое пособие

(Под ред. П.А. Каплина, Т.А. Яниной) – М.: Географический факультет МГУ. - 2010. – 430 с., С.46.

60. Мильков Ф.Н. О природе ополей на Русской равнине / Вопросы регионального ландшафтоведения и геоморфологии СССР. – Львов. – 1964. - Вып.8. - С.20-27.

61. Мкртчян С.С., Паффенгольц К.П., Ширинян К., Карапетян К.И., Карапетян С.Г. Позднеорогенный кислый вулканизм Армянской ССР. – Ереван: Изд-во АН Арм.ССР. – 1971. - С.1-35.

62. Моргун Е. Г., Ковда И. В., Рысков Я. Г., Олейник С. А. Возможности и проблемы использования методов геохимии стабильных изотопов углерода в почвенных исследованиях (обзор литературы) // Почвоведение. - 2008. - № 1. - С.299-310.

63. Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. - М.: Наука. - 1981. - 282с.

64. Несмеянов С.А. Геоморфологические аспекты палеоэкологии горного палеолита (на примере Западного Кавказа). - М.: Научный мир. – 1999. – 39с.

65. Ниорадзе М., Ниорадзе Г. О раннем расселении древнейшего человека в Грузии (по материалам древнепалеолитических стоянок Южной Грузии) / Сборник кратких содержания докладов Международной научной конференции «Археология, этнология, фольклористика Кавказа». - Тбилиси: Изд-во «Меридиани». – 2011. - С.188-189.

66. Ожерельев Д.В. Исследования раннепалеолитического памятника Мухкай II в Дагестане (методы и открытия) // Материалы II международной конференции молодых учёных «Новые материалы и методы археологического исследования». - Москва. – 2013. - С.9-10.

67. Орлов Д.С., Гришина Л.А. Практикум по химии гумуса. – М.: Изд-во Моск. ун-та. - 1981. - 272с.

68. Орлов Д.С., Суханова Н.И., Розанова М.С. Спектральная отражательная способность почв и их компонентов. - М.: Изд-во МГУ. - 2001. - 176с.

69. Остроумов В.Е. Проявления инерционности в циклах развития почв / Естественная и антропогенная эволюция почв. – Пущино. – 1988. – С.4-16.
70. Падин В.А. Среднее Подесенье (Трубчевская округа) в VI-V вв. до н.э. - X-XII вв.н.э. по материалам археологических исследований. / В кн.: Очерки по истории археологии Брянской области. – Брянск. – 2004. – Вып. 2. URL: <http://luved.ru/padin1.htm>
71. Панин П.Г. Особенности строения почв центра Восточно-Европейской равнины в среднем и позднем плейстоцене и в современную эпоху (голоцен): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – Москва, 2007. – 25 с.
72. Рогожин Е.А., Собисевич Л.Е., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л., Богатилов О.А., Гурбанов А.Г., Коваленко В.И., Газеев В.М., Поляк Б.Г., Покровский Б.Г., Лавурушин В.Ю., Куликов В.И., Мелекесцев И.В., Кашук Д.Г., Милуков В.К., Копаев А.В. Геодинамика, сейсмоструктурология и вулканизм Северного Кавказа. М.: ОИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, ГНИЦ ПГК (МФ) при Куб. ГУ Минобразования России. - 2001. - С.211.
73. Саядян Ю.В. Геология, стратиграфия и палеогеография верхнего миоцена, плиоцена и четвертичного периода Армении: Автореф. дис. ... д-ра геолого-минер. наук. – Москва. - 2006. – 50с.
74. Саядян Ю.В. Формирование теоретических представлений о связи вулканизма с оледенениями и значение плейстоценового вулканизма Армянского нагорья / Вопросы геологии четвертичного периода Армении. – Ереван: Изд-во АН Арм.ССР. – 1983. - С.25-33.
75. Седов С. Н., Хохлова О. С., Кузнецова А. М. Полигенез вулканических палеопочв Армении и Мексики: микроморфологические летописи четвертичных изменений климата // Почвоведение. - 2011. - № 7. - С. 832-847.
76. Сергеева П.А. Эволюция почв горных долин Большого Кавказа в голоцене: Дисс. на соиск. уч. ст. канд. биол. наук. – Москва. – 2011.
77. Соффер О.А. Верхний палеолит средней и восточной Европы: люди и мамонты / Проблемы палеоэкологии древних обществ. - М. – 1993.- С. 99-118.

78. Столпникова Е.М., Ковалева Н.О. Характеристика палеопочв и педоседиментов стоянок первобытного человека в долине р. Дзорагет (Армения) // Поволжский экологический журнал. – 2014. - № 4. – С. 628-642.
79. Сычева С.А. О географии и развитии мезинского педокомплекса Окско-Донской равнины // Почвоведение. - 1985. - №8. - С.25-37.
80. Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Среднерусской возвышенности в конце среднего позднем плейстоцене // Криосфера Земли. - Т.XVI, №4. – 2012. - С.45-56.
81. Таймазов А.И. Палеолитические памятники Усишинской долины Дагестана: Автореф. дис. ... канд. ист. наук. – Махачкала. - 2012. - 25с.
82. Тиунов А.В. Стабильные изотопы углерода и азота в почвенно-экологических исследованиях // Известия РАН. Серия Биологическая. – 2007. - №4. – С. 475-489.
83. Трифонов В. Г., Любин В. П., Беляева Е. В., Трихунков Я. И., Симакова А. Н., Тесаков А.С., Веселовский Р.В., Пресняков С.Л., Бачманов Д.М., Иванова Т.П., Ожерельев Д.В. Геодинамические и палеогеографические условия расселения древнейшего человека в Евразии (Аравийско-Кавказский регион) // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения: Материалы XLVI Тектонического совещания (Под ред. К.Е. Дегтярёва, Н.Б. Кузнецова). – М.: ГЕОС. – 2014. - Т.2. - С.240-246.
84. Трифонова Т.А. Формирование почвенного покрова гор и его картографирование на основе дистанционного зондирования (на примере Армянского нагорья): Авт-т дис.д.биол.наук. – Владимир. – 1997. - 36 с.
85. Тюрюканов А.Н., Быстрицкая Т.Л. Ополья центральной России и их почвы. - М.: Наука. – 1971. - 239 с.
86. Федотов С.В. Деснянские ополья - аналоги среднерусского лесостепного варианта высотной мезозональности карстово-меловых ландшафтов // Вестник ВГУ, География и геоэкология. – Воронеж. - 2000. - №1. - С.22-26.

87. Халатов В.Ю. Роль континентальности климата в дифференциации ландшафтов Армянского нагорья // География и природные ресурсы. – 2007. - №1. - С.134-139.
88. Цельчук Ю.Н., Гордеева З.И., Жучкова В.К. Ландшафтная карта южных районов Брянской области, как основа предпроектных мелиоративных разработок / Экологические и географические основы мелиорации земель в бассейне реки Десны. - М.: МФГО. – 1980. - С. 24-42.
89. Черкашин В.И., Сабанаев К.А., Гаврилов Ю.О., Панов Д.И. Тектоника Дагестана (объяснительная записка) / Труды ин-та геологии ДНЦ РАН. – Махачкала: АЛЕФ (ИП Овчинников). - 2012. - Вып.60.– 130 с.
90. Чубур А.А. Деснянский палеолит: проблемы истории исследований, историографии и источниковедения. – М.: РГСУ. - 2005. – 116 с.
91. Чубур А.А. Расселение верхнепалеолитического человека в центре Русской равнины (географический аспект): Авт. дис. ... канд. ист. наук. – М.: Институт Археологии РАН. – 1997. - 20 с.
92. Шилова Г.Н. Заключение о результатах споро-пыльцевого анализа образцов из разреза Мухкай Па, 2014, раскоп 2. (рукопись) – 2015.
93. Шоркунов И.Г. Моно- и полигенез сложно организованных ископаемых педолитокомплексов (на примере Северо-Западного Предкавказья, Среднерусской возвышенности и Центральной Мексики): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – Москва. - 2013. – 28 с.
94. Эдилян Р. А., Петросян Г. П., Розов Н. Н. Почвы Армянской ССР (краткая характеристика). – Ереван: Изд-во «Айстан». – 1976. - С.17-52.
95. Эфендиев И.Э. О проявлениях вулканической деятельности в мезозойско-кайнозойских отложениях Дагестана // Доклады АН СССР. – 1980. - Т.254, №6. - С. 1437-1439.
96. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Соотношения изотопов углерода в стратисфере и биосфере: четыре сценария // Биосфера. – 2010. - Т.2, №2. - С.231-246.
97. Яцута К.З. Природа Ростовской области - Ростов-на-Дону: Ростовское областное книгоиздательство. – 1940. - с.310.

98. Amirkhanov H.A., Ozherelyev D.V., Sablin M.V., Agadzhanyan A.K. Faunal remains from the Oldowan site of Muhkai II in the North Caucasus: Potential for dating and palaeolandscape reconstruction. // *Quaternary International*. – 2016. - Vol.395. - pp. 233-241.
99. An Zhisheng, Lu Yanchou, Wei Lanying A preliminary study of soil stratigraphy in the Lochuan loess section // *Proceeding of workshop “Quaternary dust mantles of China, New Zealand and Australia”* (ed. R. Wasson) — Canberra: Australian National University. - 1982. – pp. 31-44.
100. Catt J.A., Paepe R. Soils of the Pli-Pleistocene: Do They Distinguish Types of Interglacial? [and Discussion] // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* – 1988. – Vol. 318. – P. 539-557.
101. Cerling T.E., Wynn J.G., Andanje S.A., Bird M.I., Korir D.K., Levin N.E., Mace W., Macharia A.N., Quade J., Remien C.H. Woody cover and hominin environments in the past 6 million years // *Nature*. - 2011. – Vol. 476. - P. 51-56.
102. Costantini E., Damiani D. Clay minerals and the development of Quaternary soils in central Italy // *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*. – 2004. – Vol. 21, num. 1. – P. 144-159.
103. Crislip P.S. A Quantitative assessment of site formation at the Dmanisi archeological site, Republic of Georgia: Dissertation ... PhD. – University of North Texas – 2013. – 95 pp.
104. Guslitzer B.I., Pavlov P.Y. Man and Nature in Northeastern Europe in the Middle and Late Pleistocene / From Kostenki to Clovis. - New York. – 1993. - 334c.
105. Harris D., Horwath W. R., Kessel C. Acid fumigation of soils to remove carbonates prior to total organic carbon or carbon-13 isotopic analysis // *Soil Sci. Soc. Amer. J.* - 2001. - Vol. 65. - P. 1853–1856.
106. Joannin S., Corneé J.-J., Munch Ph., Fornari M., Vasiliev I., Krijgsman W., Nahapetyan S., Gabrielyan I., Ollivier V., Roiron P., Chataigner C. Early Pleistocene climate cycles in continental deposits of the Lesser Caucasus of Armenia inferred from palynology, magnetostratigraphy and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2010. – Vol. 291. – P. 149-158.

107. Khokhlova O.S., Khokhlov A.A., Kuznetsova A.M., Stolpnikova E.M., Kovaleva N.O., Lyubin V.P., Belyaeva E.V. Carbonate features in the uppermost layers of Quaternary deposits, Northern Armenia, and their significance for paleoenvironmental reconstruction // Quaternary International. – 2016a. – Vol. 418. – P. 94-104.
108. Khokhlova O.S., Sedov S.N., Khokhlov A.A., Belyaeva E.V., Lyubin V.P. Indications of pedogenesis in Lower Pleistocene tool-bearing sediments in Northern Armenia and regional paleoclimatic reconstruction // Quaternary International. – 2016b. – in press - <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2016.10.040>
109. Kovaleva N. Northern Tianshan paleosol sedimentary sequences as a record of major climatic events in last 30,000 years // Revista Mexicana de Ciencias Geologicas. – 2004. – Vol. 21, num. 1. - p. 71-78.
110. Kovda I., Mora C.I., Wilding L.P. PaleoVertisols of the northwest Caucasus: (Micro)morphological, physical, chemical, and isotopic constraints on early to late Pleistocene climate // J. Plant Nutr. Soil Sci. – 2008. – Vol. 171. – P. 498-508.
111. Messager E., Lordkipanidze D., Kvavadze E., Ferring C.R., Voinchet P. Palaeoenvironmental reconstruction of Dmanisi site (Georgia) based on palaeobotanical data // Quaternary International. – 2010. – Vol. 223-224. – P. 20-27.
112. Ollivier V., Nahapetyan S., Roiron P., Gabrielyan I., Gasparyan B., Chataigner C., Joannin S., Corne J.-J., Gullou H., Scaillet S., Munch P., Krijgsman W. Quaternary volcano-lacustrine patterns and paleobotanical data in southern Armenia.// Quaternary international. – 2010. - 223-224. - P. 312-326.
113. Pinhasi R., Gasparian B., Wilkinson K., Bailey R., Bar-Oz G., Bruch A., Chataigner C., Hoffmann D., Hovsepyan R., Nahapetyan S., Pike A.W.G., Schreve D., Stephens M. Hovk 1 and the Middle and Upper Paleolithic of Armenia: a preliminary framework // Journal of Human Evolution. – 2008. – Vol. 55. – p. 803-816.
114. Plass W., Scheer H.D., Semmel A. Löss-Sedimente und rote Böden im Altpleistozän Rheinhessens // Catena. – 1977. - Vol. 4. – P. 181-188.
115. Presnyakov S.I., 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 // *Gondwana Research*. – 2012. – 21. - P. 928-938.

116. Saunders W.M., Williams E.G. Observations on the determination of total organic phosphorus in soils // *Journal of Soil Science*. – 1955. – Vol.6, No.2. – P. 254-267.

117. Shchelinsky V.E., Dodonov A.E., Baigusheva V.S., Kulakov S.A., Simakova A.N., Tesakov A.S., Titov V.V. Early Paleolithic sites on the Taman Peninsula (Southern Azov Sea region, Russia): Bogatyri/Sinyaya Balka and Rodniki // *Quaternary International*. – 2010. – Vol.223-224. – P. 28-35.

118. Shchelinsky V.E., Gurova M., Tesakov A.S., Titov V.V., Frolov P.D., Simakova A.N. The Early Pleistocene site of Kermek in western Ciscaucasia (Southern Russia): Stratigraphy, biotic record and lithic industry (preliminary results) // *Quaternary International*. – 2016. – Vol. 393. – p. 51-69.

119. Simakova A.N., Puzachenko A.P. Palaeovegetation of Europe during the Bölling-Allerød interstadial complex warming (12,4-10,9 ka BP) // *Polish Geological Institute Special Papers (Proceedings of the Workshop “Reconstruction of Quaternary palaeoclimate and palaeoenvironments and their abrupt changes”)*. – 2005. – Vol.16. – P. 116-122.

120. Tarnocai C. Paleosols of the Interglacial Climates in Canada // *Geographie physique et Quaternaire*. – 1990. - Vol. 44, NO. 3. – P. 363-374.

121. Tarnocai C., Schweger C.E. Late Tertiary and Early Pleistocene Paleosols in Northwestern Canada // *Arctic*. – 1991. - Vol. 44, NO. 1. – P. 1-11.

122. Trifonov V.G., Lyubin V.P., Belyaeva E.V., Lebedev V.A., Trikhunkov Ya. I., Tesakov A.S., Simakova A.N., Veselovsky R.N., Latyshev A.V., Presnyakov S.L., Ivanova T.P., Ozhereliev D.V., Bachmanov D.M., Lyapunov S.M. Stratigraphic and tectonic settings of Early Paleolithic of North-West Armenia // *Quaternary International*. – 2016. – Vol. 420. – P. 178-198.

123. Veklich M.F. Pleistocene loesses and fossil soils of the Ukraine // *Acta geol. hung.* – 1979. – Vol. 22. – P. 35-62.

124. Velichko A., Pisareva V., Morozova T., Borisova O., Faustova M., Gribchenko Yu., Timireva S., Semenov V., Nechaev V. Correlation of the glacial and periglacial

Pleistocene events in Eastern Europe: lines of attack // Abstract of the International INQUA-SEQS Conference “Quaternary stratigraphy and paleontology of the Southern Russia: connections between Europe, Africa and Asia”. – Rostov-on-Don. – 2010. - P. 188-191.

125. Zech W., Glaser B.Ni.A., Petrov M., Lemzin I. Soils as indicators of the Pleistocene and Holocene landscape evolution in the Alay Range (Kyrgystan) // Quaternary International. – 2000. – Vol. 65. – p. 147-160.

Приложение 1 (Таблицы)

Таблица 1. Химические и химико-физические свойства педолитоседиментов раскопов Мухкай Па (разрезы 1-3), Мухкай II (разрез 4)

№ разреза	Абс. глубина, м	Слой	pH _{NH2O}	$\chi_o \cdot 10^{-6}$, СГСМ	C, %	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$
2	35,00-35,16	3	7,7	18,4	0,10	-25,5
	35,21-35,35	3	7,8	16,1	0,10	-26,1
	35,35-35,42	3	8,0	15,2	0,09	-25,8
	35,43-35,68	3	7,7	17,6	0,10	-25,8
	35,72-35,86	3	7,7	15,7	0,09	-26,0
	35,87-35,99	3	7,8	22,4	0,10	-26,2
	35,99-36,17	4	7,8	14,1	0,08	-25,9
	36,17-36,29	4	7,8	20,5	0,09	-25,7
	36,29-36,39	4	7,8	20,6	0,08	-26,1
	36,39-36,45	4	8,0	18,7	0,08	-26,4
	36,45-36,59	4	7,9	13,9	0,09	-26,2
	36,59-36,63	4	7,8	16,6	0,09	-25,1
	36,76-36,84	5	7,7	19,5	0,09	-26,3
	36,86-36,91	5	7,8	19,4	0,09	-26,1
	36,91-37,00	5	7,9	23,7	0,08	-26,4
1	36,61-36,77	5	7,8	23,9	0,10	-26,4
	36,78-37,00	6	7,7	20,2	0,10	-25,6
	37,00-37,36	6	7,9	13,9	0,08	-26,2
	37,35-37,45	6	7,8	18,6	0,08	-26,0
	37,45-37,67	6	7,8	19,6	0,08	-26,0
	37,67-37,75		8,0	22,0	0,10	-26,1
	37,75-37,87		7,8	21,7	0,13	-25,5
	37,87-37,99		7,7	21,1	0,10	-26,0
	37,99-38,03	1ый кост. слой	7,7	20,9	0,10	-26,0
	38,03-38,13		7,8	22,8	0,09	-26,0
	38,13-38,23		7,7	23,8	0,11	-25,2
	38,23-38,31	до 2го кост.	7,8	23,7	0,12	-25,2
3	38,06-38,11	1ый кост. слой	7,7	22,4	0,10	-25,5
	38,11-38,17	1ый кост. слой	7,9	21,8	0,13	-25,4
	38,17-38,30	Над ниж.ч.1го кост.слоя	7,9	24,1	0,11	-25,6
	38,30-38,44		7,9	23,7	0,11	-25,4
	38,44-38,53		8,0	25,8	0,11	-25,3
	38,53-38,62		8,0	27,7	0,11	-25,3
	38,62-38,68	до 2го кост.	8,0	23,0	0,10	-25,5
4	33,14-33,22		7,9	22,3	0,08	-26,0
	33,22-33,28		7,9	20,8	0,08	-25,6
	33,28-33,30		7,8	23,5	0,08	-25,8
	33,30-33,34		7,8	21,8	0,09	-26,1
	33,34-33,41		7,8	23,3	0,09	-25,7
	33,41-33,47		7,9	27,2	0,08	-25,6
	33,47-33,65		7,8	23,3	0,11	-25,3
	33,65-33,82	~ 2-ой кост. слой	7,8	26,3	0,10	-25,2

	33,89-34,06		7,8	20,7	0,09	-25,2
	34,06-34,26		7,8	18,0	0,09	-25,7
	34,26-34,49		7,8	17,8	0,08	-26,0
	34,49-34,67		8,1	11,6	0,08	-26,4

Таблица 3. Химические и химико-физические свойства тефро-почвенных серий Лорийского плато

Наименование стоянки	Горизонт, глубина, см	КС	pH _{H2O}	pH _{KCl}	Сорг., %	гумус, %	N, %	CaCO ₃ , %	$\chi \cdot 10^{-6}$, СГСМ
Мурадово	A 0-10	1	5,5	4,7	4,3	7,5	-	некарб.	122,1
	A 10-20	2	5,7	4,4	2,7	4,7	-	некарб.	233,7
	A 20-30	2			1,1	1,9	-	некарб.	266,9
	AB 30-40	2			0,7	1,2	-	некарб.	148,7
	AB 40-50	2	7,5	6,7	0,8	1,3	0,08	некарб.	67,0
	Bb1ca, 50-60	3	7,5	6,7	0,3	0,6	0,04	19,7	33,4
	Bb1ca, 60-70	3			0,2	0,4	0,03	7,5	85,2
	Bb1ca, 70-80	3			0,4	0,7	0,04	7,6	69,7
	Bb1ca, g 80-90	3			0,3	0,5	0,03	2,3	244,0
	Bb1ca, g 90-100	3			0,3	0,5	0,04	2,0	136,6
	Bb1ca, g 100-110	3			0,3	0,5	0,04	27,3	95,2
	Bb1ca, g 110-120	3			0,3	0,5	0,03	1,9	170,5
	Bb2ca, g 120-140	4			0,3	0,5	0,04	5,5	306,9
	Bb2ca, g 140-160	4			0,2	0,4	0,03	11,2	327,9
	Bb2ca, g 160-196	4	7,6	6,8	0,2	0,4	0,04	2,9	226,8
	C1 196-280	5	7,7	6,6	0,1	0,1	0,00	некарб.	462,4
	C2, fe 280-290	линза	7,6	6,5	0,1	0,2	0,00	-/-	156,2
	C3g 290-430	6	7,6	6,5	0,1	0,1	0,00	-/-	291,6
	C4g 430-530	7	7,4	6,4	0,1	0,2	0,00	-/-	326,5
Карахач	AB 15-150		6,2	4,1	2,8	4,8	0,27	-/-	170,4
	A 150-170	осыпь	5,7	4,3	4,1	7,1	0,40	-/-	129,7
	BC1 170-200		5,9	4,5	0,5	0,9	0,06	-/-	240,1
	BC2 200-220		6,2	4,6	0,5	0,8	0,05	-/-	217,1
	BC2 200-220		6,1	4,8	0,2	0,4	0,02	-/-	235,7
	C1 220-420	«туф»	5,7	4,9	0,1	0,2	0,00	-/-	264,4
	C2 420-620	«туф»	5,6	5,1	0,1	0,1	0,00	-/-	643,4
	C3 620-622	пемза	6,0	4,9	0,2	0,3	0,02	-/-	417,9
	Bb1 622-642	1	6,2	4,6	0,2	0,3	0,05	-/-	225,0
	BCb1 642-702	2	6,3	4,6	0,2	0,3	0,03	-/-	214,0
	BCb1 702-742	3	6,2	4,8	0,2	0,4	0,03	-/-	99,8
	BCg 742-792	4	6,2	4,9	0,2	0,3	0,00	-/-	291,1
	BCg 792-812	4	6,2	4,9	0,2	0,3	0,00	-/-	339,2
	C4 812-862	6	-	-	0,09	0,2	-	-/-	359,7
	C4 862-887	6	-	-	0,07	0,1	-	-/-	399,4
	C5 887-917	7	-	-	0,07	0,1	-	-/-	280,5
	C6 917-927	7	-	-	0,07	0,1	-	-/-	315,0
	C7 927-967	9	-	-	0,05	0,1	-	-/-	309,4
	C7 967-1021	9-10	-	-	0,05	0,1	-	-/-	319,2
	C8 1021-1081	10	-	-	0,04	0,1	-	-/-	341,9
Курган-1	Bb2 1081-..	11	-	-	0,16	0,3	0,03	-/-	219,7
	ABca 40-160	2	7,7		0,2	0,3	0,05	1,6	103,7
	Bb1ca 160-195	3	7,8		0,2	0,3	0,04	40,3	92,0
	Bb2ca 195-285	4	7,7		0,2	0,3	0,04	4,3	166,0
	Bb3ca 285-315	4	7,7		0,2	0,3	0,03	3,0	239,3
	C1ca 315-355		7,9		0,2	0,3	0,02	0,6	176,4

	C2ca 355-385		8,1		0,2	0,4	0,02	0,3	232,9
Даштадем-3	Ad 0-10		-	-	8,0	13,9	-	некарб.	543,0
	A 10-20		-	-	7,6	13,0	-	-//-	663,4
	A 20-30		-	-	6,2	10,6	-	-//-	725,8
	A 30-40		-	-	4,9	8,4	-	-//-	728,9
	A 40-50		-	-	3,7	6,3	-	-//-	800,4
	A 50-60		-	-	3,4	5,8	-	-//-	780,4
	AB 60-70		-	-	3,6	6,3	-	-//-	884,4
	AB 70-80		-	-	3,0	5,1	-	-//-	952,7
	AB 80-90		-	-	2,9	5,0	-	-//-	903,8
	AB 90-100		-	-	3,5	6,0	-	-//-	887,8

Таблица 4. Химические и химико-физические свойства тефро-почвенных серий Лорийского плато

Наименование стоянки	Горизонт, глубина, см	КС	Сорг., %	P ₂ O ₅ орг., мг/кг	P ₂ O ₅ неорг., мг/кг	$\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}}$, ‰
Мурадово	A 0-10	1	4,33	734,0	43,8	-28,4
	A 10-20	2	2,72	258,1	4,9	-25,7
	A 20-30	2	1,08			-25,8
	AB 30-40	2	0,69			-25,6
	AB 40-50	2	0,77	82,8	12,2	-24,8
	Bb1ca, 50-60	3	0,35	43,8	0,0	-24,9
	Bb1ca, 60-70	3	0,23			-25,5
	Bb1ca, 70-80	3	0,39			-25,5
	Bb1ca, g 80-90	3	0,28			-26,1
	Bb1ca, g 90-100	3	0,29			-26,2
	Bb1ca, g 100-110	3	0,30			-25,5
	Bb1ca, g 110-120	3	0,30			-26,5
	Bb2ca, g 120-140	4	0,31			-26,3
	Bb2ca, g 140-160	4	0,23			-25,8
	Bb2ca, g 160-196	4	0,22	36,5	98,6	-25,8
	C1 196-280	5	0,07	0,0	1070,0	-24,5
	C2, fe 280-290	линза	0,12	0,0	653,7	-27,1
	C3g 290-430	6	0,07	0,0	814,3	-28,1
	C4g 430-530	7	0,12	11,0	829,0	-28,3
Карахач	AB 15-150		2,77	1001,4	290,4	-24,9
	A 150-170	осыпь	4,11	1262,4	234,2	-24,6
	BC1 170-200		0,52	272,9	163,1	-25,3
	BC2 200-220		0,49	359,9	286,6	-25,5
	BC2 200-220		0,21	0,0	1255,8	-26,6
	C1 220-420	«туф»	0,13	21,3	1760,6	-27,7
	C2 420-620	«туф»	0,08	7,1	1846,0	-28,2
	C3 620-622	пемза	0,19	11,3	1052,1	-27,4
	Bb1 622-642	1	0,19	36,9	327,8	-25,9
	BCb1 642-702	2	0,19	26,4	169,4	-26,4
	BCb1 702-742	3	0,23	26,4	116,6	-26,4
	BCg 742-792	4	0,16	56,6	663,6	-28,2
	BCg 792-812	4	0,17	0,0	723,7	-28,3
	C4 812-862	6	0,09	-	-	-25,8
	C4 862-887	6	0,07	-	-	-26,5
	C5 887-917	7	0,07	-	-	-27,4
	C6 917-927	7	0,07	-	-	-27,2
	C7 927-967	9	0,05	-	-	-26,8
	C7 967-1021	9-10	0,05	-	-	-26,0

	C8 1021-1081	10	0,04	-	-	-27,6
	Bb2 1081-..	11	0,16	-	-	-26,8
Курган-I	ABca 40-160	2	0,20	42,7	218,5	-25,4
	Bb1ca 160-195	3	0,19	90,4	688,2	-25,7
	Bb2ca 195-285	4	0,16	296,3	468,0	-25,9
	Bb3ca 285-315	4	0,18	0,0	1339,3	-25,4
	C1ca 315-355		0,16	0,0	250,5	-26,5
	C2ca 355-385		0,21	0,0	114,8	-28,1
Даштадем-3	Ad 0-10		8,03	1474,4	346,3	-25,9
	A 10-20		7,55	1528,4	236,1	-25,4
	A 20-30		6,16	1378,1	175,3	-25,7
	A 30-40		4,88	1159,5	182,9	-25,0
	A 40-50		3,66	1046,6	141,0	-24,9
	A 50-60		3,38	959,8	136,3	-24,9
	AB 60-70		3,63	1006,7	124,5	-25,0
	AB 70-80		2,95	873,9	243,3	-25,0
	AB 80-90		2,88	937,5	172,7	-24,8
	AB 90-100		3,47	960,5	278,6	-25,2

Таблица 5. Химические и физико-химические свойства почв раскопа Каменная балка-2 и шурфа

№ разреза	Глубина, см	C _{орг.} , %	C _{карб.} , %	N, %	C/N	$\chi \cdot 10^{-6}$, СГСМ	$\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$, ‰	$\delta^{15}\text{N}$, ‰	Лит. пачка
разрез 2 КБ-2 (шурф)	А 0-20	2,13	-	0,20	10,7	56,6	-25,1	некарб.	5,6	серая
	А 20-40	1,73	-	0,16	11,1	53,9	-24,5	некарб.	7,2	
	АВ 40-60	1,27	-	0,12	10,9	51,3	-24,3	некарб.	7,0	
	АВ 60-63	0,82	0,08	0,08	10,1	42,9	-24,4	-19,5	6,7	
разрез 1 КБ-2 (раскоп)	ВСса1, 0-10	0,28	0,91	0,03	9,5	29,4	-23,9	-7,6	3,3	буровато-палевая
	ВСса1, 10-20	0,20	0,99	0,02	9,8	26,6	-24,0	-6,5	3,0	
	ВСса1, 20-30	0,18	0,99	0,02	9,1	24,7	-24,0	-6,5	2,0	
	ВСса1, 30-40	0,17	1,08	0,02	8,9	24,4	-23,9	-6,4	2,4	
	ВСса2, 40-50	0,14	0,51	0,02	8,5	20,2	-23,9	-7,4	1,4	
	ВСса2, 50-60	0,14	0,45	0,02	9,2	21,9	-24,0	-9,4	2,2	
	ВСса2, 60-70	0,22	0,56	0,03	7,0	20,7	-24,1	-7,5	2,8	
	ВСса2, 70-80	0,18	0,71	0,03	6,4	19,8	-23,8	-7,3	1,4	
нул.ур. (85см)	ВСса2, 80-90	0,17	0,71	0,03	6,1	20,8	-23,7	-6,3	2,7	палевая
	ВСса2, 90-100	0,17	0,62	0,03	6,2	23,8	-24,2	-6,9	1,4	
	ВСса2, 100-110	0,32	0,66	0,02	13,0	26,3	-26,9	-5,9	3,1	
	ВСса2, 110-120	0,15	0,71	0,03	5,9	22,1	-24,7	-5,0	2,0	
	ВСса2, 120-130	0,12	0,65	-		23,8	-24,3	-4,7		
	ВСса2, 130-140	0,12	0,64	-		25,2	-24,4	-5,1		
	ВСса2, 140-150	0,13	0,53	0,03	5,4	27,8	-24,3	-5,5	0,4	
	ВСса2, 150-160	0,13	0,46	0,03	5,3	32,5	-24,3	-7,1	2,2	
	ВСса2, 160-170	0,13	0,49	-		34,5	-24,7	-9,1		
	Bt,ca, 170-180	0,13	0,40	0,03	4,9	36,0	-24,9	-8,8	-1,0	
	Bt,ca, 180-190	0,15	0,43	0,03	5,5	38,8	-25,2	-8,2	1,2	бурый
	Bt,ca, 190-200	0,14	0,38	0,03	5,3	39,3	-25,2	-9,8	1,8	

Таблица 6. Химические свойства почв Подесенья

Местоположение разреза	Возраст горизонта	Горизонт, глубина, см	pH _{KCl}	Ca+Mg, ммоль(+)/100г	Mg, ммоль (+)/100г	Гумус, %	CaCO ₃ , %
Карьер, д. Телец, микроповышение		Ap 0-30	5.8	24.0	12.8	2.1	
		AЕ 30-35	5.4	16.7	6.8	0.7	
		ЕВ 35-46	5.6	23.5	14.0	0.4	
		BC 46-65	5.7	13.0	7.3	0.3	
		C 65-85	6.5	15.7	8.7	0.4	
	6690±110 (карб.)	Ab 85-99	7.2	-	-	0.6	16.7
		Eb 99-120	7.4	-	-	0.5	46.0
		C2 120-160	7.3	-	-	0.4	41.3
		C3, 100-250	7.0	68.5	14.7	0.8	-
	16500 ± 230	Bb, 250-275	7.4	-	-	0.5	6.0
		BCb, 275-300	7.2	-	-	0.7	5.6
		BCb,f, 350-420	7.2	-	-	0.5	10.6
		G, 770-970	6.5	4.0	-	0.2	-
		C4, 970-1000	6.6	1.1	0.9	0.2	-
		C5, 1000-1300	6.7	8.9	3.0	0.3	-
Карьер, д. Красное, микропонижение		Ap, 0-30	6.7	50.0	25.3	2.5	0
		AE, 30-50	5.4	36.0	14.6	1.9	0
	2180±60, 1650±60	Ab, 50-85	4.5	23.2	10.7	2.6	0
		AЕb, 85-100	4.4	21.0	6.3	1.8	0
		Eb,100-125	4.1	25.0	15.8	0.6	0
		EBb,124-140	4.1	34.0	12.3	0.4	0
		BCb,140-175	3.9	16.7	5.4	0.3	0
		C, 175-270	4.0	18.0	8.4	0.2	0
		C3,f, 445-470	6.9	35.8	11.4	0.4	-
	12930 ± 170	Bb, 470-495	7.3	-	-	0.6	39.1
		BCb,f2 495-500	6.4	22.0	10.5	0.2	-
		G, 500-510	6.6	29.4	9.1	0.3	-
		BCb,f3, 510-520	6.6	12.5	4.5	0.2	
		C4, 520-570	6.7	13.6	-	0.2	-
Местоположение разреза	Возраст горизонта	Горизонт, глубина, см	pH _{KCl}	Ca+Mg, ммоль(+)/100г	Mg, ммоль (+)/100г	Гумус, %	CaCO ₃ , %
Карьер, д. Телец, микроповышение		Ap 0-30	5.8	24.0	12.8	2.1	
		AE 30-35	5.4	16.7	6.8	0.7	
		ЕВ 35-46	5.6	23.5	14.0	0.4	
		BC 46-65	5.7	13.0	7.3	0.3	
		C 65-85	6.5	15.7	8.7	0.4	
	6690±110 (карб.)	Ab 85-99	7.2	-	-	0.6	16.7
		Eb 99-120	7.4	-	-	0.5	46.0
		C2 120-160	7.3	-	-	0.4	41.3
		C3, 100-250	7.0	68.5	14.7	0.8	-
	16500 ± 230	Bb, 250-275	7.4	-	-	0.5	6.0

		BCb, 275-300	7.2	-	-	0.7	5.6
		BCb,f, 350-420	7.2	-	-	0.5	10.6
		G, 770-970	6.5	4.0	-	0.2	-
		C4, 970-1000	6.6	1.1	0.9	0.2	-
		C5, 1000-1300	6.7	8.9	3.0	0.3	-
Карьер, д. Красное, микропо- нижение		Ap, 0-30	6.7	50.0	25.3	2.5	0
		AE, 30-50	5.4	36.0	14.6	1.9	0
	2180±60, 1650±60	Ab, 50-85	4.5	23.2	10.7	2.6	0
		AЕb, 85-100	4.4	21.0	6.3	1.8	0
		Eb,100-125	4.1	25.0	15.8	0.6	0
		EBb,124-140	4.1	34.0	12.3	0.4	0
		BCb,140-175	3.9	16.7	5.4	0.3	0
		C, 175-270	4.0	18.0	8.4	0.2	0
		C3,f, 445-470	6.9	35.8	11.4	0.4	-
	12930 ± 170	Bb, 470-495	7.3	-	-	0.6	39.1
		BCb,f2 495-500	6.4	22.0	10.5	0.2	-
		G, 500-510	6.6	29.4	9.1	0.3	-
		BCb,f3, 510-520	6.6	12.5	4.5	0.2	
		C4, 520-570	6.7	13.6	-	0.2	-

Таблица 7. Характеристика органического вещества почв Подесенья

Местоположение	Возраст	Горизонт, глубина, см	C _{орг.} общ. %	C ГК-2, %	C ФК-2, %	СГК/СФ К	%ГК-2 от C _{общ.}
карьер, д. Телец		C3, 100-250	0.26	0.00	0.07	-	-
	16500 ± 230	Bb, 250-275	0.07	0.04	0.01	5.8	49.5
		BCb, 275-300	0.16	0.06	0.03	2.0	37.3
карьер, д.Красное	12930 ± 170	Bb, 470-495	0.21	0.08	0	ГК	36.8
Трубчев ское ополье, микропони жение*		Ap, 0-30	1.19			0.92	
		AE, 30-50	1.43			0.82	
	2180±60, 1650±60	Ab, 50-85	1.36			1.08	
		AЕb, 85-143	1.25			0.54	
микропо вышение*		Ap 0-30	1.63			0.69	
		AE 30-35	0.69			0.95	

*- данные по составу органического вещества верхних горизонтов Ковалева, Ковалев (2002)

Таблица 8. Изотопный состав почв Подесенья и некоторые палеоэкологические индикаторы

Местоположение	Возраст	Горизонт, глубина, см	C _{орг.} , %	P ₂ O ₅ орг. мг/кг	δ ¹³ C _{орг} ‰	δ ¹³ C _{карб.} ‰	δ ¹⁵ N, ‰	χ*10 ⁻⁶ , СГСМ	P ₂ O ₅ неорг. мг/кг
Карьер, д. Телец, микропо-		Ap 0-30	1.2	115.0	-26.1			31.5	325.7
		AE 30-35	0.4	17.8	-25.4			31.5	253.4
		EB 35-46	0.2	18.4	-24.7			21.1	205.2

вышение		BC 46-65	0.2	10.6	-24.7			19.5	186.4
		C 65-85	0.2	0.0	-24.1			16.8	232.0
	6690±110 (карб.)	Ab 85-99	0.4	97.2	-25.4	-13.5	3.6	17.1	258.7
		Eb 99-120	0.3	83.9	-25.3	-10.0		13.2	261.4
		C2 120-160	0.2	38.9	-25.7	-8.3		9.6	258.7
		C3, 100-250	0.5	29.9	-23.1			12.0	118.03
	16500 ± 230	Bb, 250-275	0.3	0.0	-26.5	-22.3		2.5	24.48
		BCb, 275-300	0.4	68.0	-25.6	-22.4	0.3	23.6	65.08
		BCb,f 350-420	0.3	44.5	-26.5	-22.0		15.3	42.76
		G, 770-970	0.1	0.0	-26.6			2.2	141.74
		C4, 970-1000	0.1	0.0	-26.7			0.0	11.25
		C5, 1000-1300	0.2	0.0	-25.7			6.9	123.96
Карьер, д. Красное, микропо- нижение		Ap, 0-30	1.8	178.7	-25.0			16.1	334.2
	2180±60	AE, 30-50	1.5	311.9	-26.4			11.3	246.8
		Ab, 50-85	2.3	635.8	-28.4			19.4	421.6
		AEB, 85-100	1.3	389.8	-26.2			13.2	596.4
		Eb,100-125	0.4	125.4	-25.6			13.9	591.1
		EBb,124-140	0.6	0.0	-26.1			8.7	712.0
		BCb,140-175	0.3	0.0	-26.1		-5.9	11	383.5
		C, 175-270	0.2	0.0	-25.3			1.1	265.4
		C3,f, 445-470	0.2	0.0	-26.6		-1.1	8.6	132.26
	12930 ± 170	Bb, 470-495	0.4	106.3	-24.8	-8.8	1.2	13.1	303.42
		BCb,f2 495-500	0.1	0.0	-25.3			5.4	101.14
		G, 500-510	0.1	0.0	-27.0		-1.5	3.1	129.67
		BCb,f3, 510-520	0.1	7.8	-27.2		0.8	5.2	62.24
		C4, 520-570	0.1	2.6	-26.7			2.8	77.80

Таблица 9. Результаты измерения отражательной способности почв Подесенья и Лорийского плато.

№ разреза	Горизонт, см	$\rho_{\Sigma}, \%$	$\rho_{750 \text{ нм}}, \%$	$\text{tg} \alpha$ α -Угол наклона	$\text{tg} \alpha_1$ α_1 - угол наклона перегиба	h, % Высота перегиба	$\lambda_{1/2}$, нм, Длина волны полу перегиба.	ГК, %
д. Телец, обнажение	Ap, 0-30	23,64	30,85	0,04	0,02	4,6	537	0,76
	AE, 30-35	33,54	46,00	0,07	0,09	11,6	526	0,15
	EB, 35-46	36,46	49,75	0,08	0,11	15,7	527	0,04
	BC, 46-65	37,01	50,00	0,08	0,11	16,3	530	0,03
	C, 65-85	39,44	52,75	0,09	0,11	17,4	526	-
	Ab, 85-99	35,84	47,00	0,07	0,09	11,1	522	0,12
	Eb, 99-120	47,07	59,00	0,09	0,11	17,2	525	-
	C2, 120-160	47,48	59,00	0,09	0,12	17,6	528	-
№9.1	C3, 100-250	33,19	44	0,06	0,08	9,2	519	0,22
	Bb, 250-275	47,44	60,75	0,08	0,09	12,9	523	-
	BCb, 275-300	34,39	47	0,07	0,08	9,5	525	0,12
№9.2	BCbfe 350-420	35,30	53	0,09	0,13	19,8	532	-

	G, 770-970	48,16	57,3	0,06	0,08	7,3	517	-
	C4, 970-1000	52,66	63,5	0,07	0,09	11,0	521	-
	C5,1000-3000	41,19	52,25	0,07	0,08	10,6	523	-
д.Красное, обнажение								
	Ap, 0-30	24,76	31,25	0,03	0,03	5,0	594	0,74
	AE, 30-50	23,65	29,25	0,03	0,02	4,5	583,5	0,84
	Ab, 50-85	24,97	30,25	0,02	0,03	4,8	601	0,79
	AEb, 85-100	27,86	35,25	0,04	0,03	6,0	580	0,55
	Eb, 100-125	36,22	46,75	0,06	0,06	9,5	539	0,13
	EBb, 125-140	40,22	53,25	0,08	0,09	9,7	516	-
	BCb,140-175	41,47	55,75	0,09	0,10	20,2	547	-
	C, 175-220	43,26	56,25	0,09	0,11	21,2	555	-
	C3,f, 445-470	39,12	52,5	0,09	0,09	16,3	545	-
	Bb, 965-990	46,37	59,25	0,09	0,11	16,3	527	-
	BCb,f2, 495-500	39,59	54	0,09	0,13	17,4	526	-
	G, 500-510	35,94	48,75	0,08	0,08	14,6	550	0,07
	BCb,f3, 510-520	34,51	50,9	0,09	0,11	20,0	541	0,00
	C4, 520-570	38,80	51,0	0,09	0,10	19,1	552	0,00
Мурадово	A 0-10		24,75	0,01	0,01	1,75	571	1,11
	A 10-20		30,0	0,02	0,03	3,75	558	0,80
	A 20-30		33,0	0,04	0,01	1,25	571	0,65
	AB 30-40		39,5	0,05	0,05	7,5	505	0,38
	AB 40-50		34,5	0,03	0,03	6,75	552	0,58
	Bb1ca, 50-60		54,0	0,05	0,06	11	555	-
	Bb1ca, 60-70		61,0	0,05				-
	Bb1ca, 70-80		50,0	0,05				0,03
	Bb1ca, g, 80-90		44,5	0,04				0,20
	Bb1ca, g, 90-100		52,0	0,06				-
	Bb1ca, g, 100-110		62,0	0,06				-
	Bb1ca, g, 110-120		60,5	0,07				-
	Bb2ca,g, 120-140		56,5	0,07				-
	Bb2ca,g, 140-160		61,5	0,08				-
Даштадем- 3								
	Ad, 0-10		23,5	0,01				1,20
	A, 10-20		24,5	0,01				1,13
	A, 20-30		24,5	0,01				1,13
	A, 30-40		23,75	0,01				1,18
	A, 40-50		28,0	0,02				0,91
	A, 50-60		30,0	0,02				0,80
	AB, 60-70		29,75	0,02				0,82
	AB, 70-80		37,25	0,03				0,47
	AB, 80-90		37,0	0,04				0,48
	AB, 90-100		38,5	0,04				0,42

Приложение 2 (Описание разрезов)

1. Лорийское плато, Армения

Карьер Карахач (абс. высота 1800 м над у.м.)



Фото 8. Стенка карьера



Фото 9 Стенка раскопа 2010г.



Фото 10 Стенка раскопа 2013г.

A 0-15см – нет

AB 5-150см – 10YR5/2, бурый, крупно-средне комковатый, включения щебня, лёгкий суглинок, плотное сложение, неоднородная окраска, свежий.

A 150-170см – 10YR3/2, осыпь, тёмно-бурый, зернистый, средний суглинок, рыхлое сложение, свежий.

BC1 170-200см – 7,5YR6/3, желтовато-серый, комковато-зернистый, с включениями мелкого щебня (d до 1см), от среднего к лёгкому суглинку, свежий.

BC2 200-220см – 7,5YR6/3, тёмно-желтовато-коричневый, комковато-зернистый, с включениями щебня (d до 3см), средний суглинок, влажноватый.

BC2 200-220см – 7,5YR7/3, светло-желтовато-серый с включениями мелкого щебня (d до 1,5 см), бесструктурный, пылеватый средний суглинок, свежий.

C1 220-420см – 5YR6/2, пепел, розовато-серый, бесструктурный, розовеет при контакте с воздухом, включения – пирокластические породы и их обломки, находки каменных орудий, мелкий щебень; свежий, плотный.

C2 420-620см – 10YR7/1, сизо-серый пепел, бесструктурная супесь, плотный, содержит включения пирокластических пород и находки каменных орудий.

Толща пепла не слоиста, т.е. он выпал одновременно. После выпадения пепел подвергался длительному выветриванию, судя по процессам каолинитизации в верхней его части (желтоватые слои).

C3 620-622см – 10YR8/2, тонкая рыжевато-серая прослойка мелкого щебня (пемзы) диаметром 1-5мм.

Bb1 622-642см – 10YR7/4, слой 1, желтовато-охристый, комковатый, тяжёлый суглинок, нет включений, влажноватый.

BCb1 642-702см – 10YR7/4, слой 2, рыжевато-желтоватый, мелко-комковатый, каменистый (щебень, галька d до 20см), археологические находки, диаметр камней снижается к нижней части горизонта, свежий.

BCb1 702-742см – 10YR7/4, слой 3, светлее верхнего, желтовато-коричневый, насыщен мелким щебнем (d от неск.мм до 3-4см), бесструктурный средний суглинок, свежий.

BCg 742-792см – 10YR7/2, слой 4, желтовато-серый, насыщен щебнем (d=1-2см), от супеси к песку, железисто-марганцевые примазки, свежий.

BCg 792-812см – 10YR7/2, слой 4, желтовато-серый неотсортированный песок с признаками оглеения и ожелезнения, бесструктурный, свежий, с включениями мелкого щебня и средней гальки.

Слой 5 – валуны

C4 812-862 см – слой 6, свежий серый средне-комковатый песок с включениями валунов, мелкой гальки и щебня (дресвы), плотное сложение, граница, волнистая, переход заметный.

C4 862-887 см – слой 6, свежий, мелко-щебнистая прослойка-линза с 30% мелкой дресвы вулканического характера, серый бесструктурный песок, плотное сложение, граница ровная, переход резкий.

C5 887-917 см – слой 7, пепел, свежий, тёмно-серый бесструктурный песок, рыхлое сложение, граница ровная, переход заметный.

C6 917-927 см – слой 7, перемытый пепел, свежий, рыжевато-серый бесструктурный песок, рыхлое сложение, нет валунов и гальки, граница ровная, переход резкий.

слой 8 – линзами

C7 927-967 см – слой 9, свежий, светло-серый бесструктурный песок, рыхлое сложение, с включениями валунов и мелкой гальки (d=2-5см), граница размытая, переход постепенный.

С7 967-1021 см – слой 9-10, свежий, светло-серый бесструктурный пылеватый песок рыхлого сложения с включениями мелкой дресвы и гальки, и валунов, похож на перемытый пепел.

С8 1021-1081 см – слой 10 – свежий, светло-серый (темнее вышележащего) бесструктурный пылеватый песок, насыщенный мелкой вулканической галькой и дресвой, содержит валуны, похож на перемытый пепел, граница ровная, переход резкий.

Вb2 1081-.. см - слой 11 – свежий, красновато-бурый глыбистый средний суглинок, пористый, плотное сложение.

Крупные включения часто представляют собой оливиновый долерит или ниже плитчатый дацит флюидальной структуры, который использовался для изготовления орудий.

Раскоп Мурадово (абс. выс.1645 м над у.м.)



Фото 11. Стенка раскопа 2010г. Фото 12

А 0-30см – 10YR3/2, слой 1 с переотложенными археологическими орудиями, тёмно-бурый комковато-зернистый средний суглинок, свежий

АВ 30-50см – 7,5YR3/2, слой 2 с переотложенными археологическими орудиями, желтовато-коричневый тяжёлый комковатый суглинок, глинистые кутаны, включения крупных неокатанных и окатанных камней, свежий

В1са,g 50-80см – 10YR8/2, слой 3(верхняя часть), неоднородно окрашен, на светло-желтовато-коричневом фоне зеленоватые, красные, белые пятна и потёки, комковато-глыбистый тяжёлый суглинок с карбонатными новообразованиями, свежий, плотное сложение.

В1са 80-120см – 10YR6/3, слой 3 (нижняя часть), неоднородно окрашен, на белёсо-рыжевато-коричневом фоне белые потёки, карбонатные новообразования, глинистые кутаны, глыбистый тяжёлый суглинок, плотный, свежий, карбонатов

меньше, относительно верхнего слоя, сильно-выветрелые обломки пород, покрытые известковым налётом.

B2ca,g 120-196см – 10YR6/3, слой 4, серо-коричневый комковатый средний суглинок с крупными обломками пород, покрытыми известковым налётом (>50%), пятна ожелезнения и оглеения, влажный

C1 196-280см – 10YR8/2, слой 5, серо-коричневый, мелко-щебнистый (>50%), комковатый средний суглинок, влажный

C2,fe 280-290см – 10YR8/2, розовато-рыжая ожелезнённая прослойка (линза), Mn ортштейны, средне-мелко-комковатый, супесь, плотный, влажный

C3g 290-430см – 10YR7/1, слой 6, неоднородно окрашенный, сизый с желтоватыми прослоями ожелезнения, оглеенный, бесструктурный песок с крупной галькой, частично представленной ошлакованным дацитом, влажный. Mn ортштейны. На правой стенке раскопа залегает крупный карман этого горизонта, и затем выклинивается.

C4g 430-530см – 10YR8/2, слой 7, рыже-серый, комковатый, супесь, сильно уплотнён, щебнистый, Mn ортштейны

Слои 1-4, указанные в таблицах, отобраны более подробно.

Карьер Куртан (северная стенка карьера, абс. выс. 1300-1320м над у.м.)



Фото 13. Стенка карьера



Фото 14. Стенка раскопа Куртан I

0-40см – нарушенный раскопками горизонт – слой 1(насыпь)

Авса 40-160см – 10YR6/3, слой 2, неоднородный, на буром фоне белые потёки, глыбисто-столбчатый тяжёлый суглинок, карбонатный мицелий внутри отдельностей, карбонатные потёки, глинистые кутаны по столбчатым отдельностям, мелкие Mn ортштейны, свежий, плотный

B1ca 170-195см – 10YR8/2, слой 3, белёсо-коричневый глыбисто-комковатый тяжёлый суглинок с карбонатным мицелием, свежий, плотный, внизу слоя залегают крупные андезитовые глыбы

B2ca 195-285см – 10YR6/3, слой 4 (верхняя часть) неоднородный, на желтовато-коричневом фоне белые карбонатные затёки, глыбисто-комковатый тяжёлый суглинок, пронизанный карбонатным мицелием, свежий, плотный

В3са 285-315см – 10YR6/3, слой 4 (нижняя часть) неоднородный, на желтовато-коричневом фоне белые карбонатные затёки, но карбонатный мицелий отсутствует, средне-комковатый средний суглинок, свежий, плотный.

С1са,g 315-355см – 10YR8/4, слой 5, нет археологических находок, неоднородный, на рыжем фоне более или менее рыжие пятна, бесструктурный пемзовый песок, свежий, рыхлый

С2са,g 355-... см – 10YR8/3, слой 6, нет археологических находок, неоднородный, бежево-белый с тонкими рыжими прослойками, бесструктурный пемзовый песок, свежий, рыхлый

Разрез №4. Даштадем-1-09 (абс. выс. 1704 м над у.м.)



Фото 15. Стенка раскопа Даштадем-3 (фото – Хохловой О.С.)

Ad 0-10см – 10YR2/2, очень тёмно-коричневый мелкозернистый лёгкий суглинок, много корней растений

A 10-20см – 10YR3/2, очень тёмно-сери-коричневый мелкозернистый лёгкий суглинок, много корней растений

A 20-30см – 10YR2/2, очень тёмно-коричневый мелкозернистый лёгкий суглинок, свежий

A 30-40см – 10YR2/2, очень тёмно-коричневый средне-мелкозернистый лёгкий суглинок, свежий

A 40-50см – 10YR2/2, очень тёмно-коричневый среднезернистый средний суглинок, свежий

A 50-60см – 10YR2/2, очень тёмно-коричневый среднезернистый средний суглинок, свежий

AB 60-70см – 10YR2/2, очень тёмно-коричневый средне-ернистый средний суглинок, свежий

AB 70-80см – 10YR4/2, тёмно-сери-коричневый крупнозернистый до комковатого средний суглинок, свежий

AB 80-90см – 10YR3/2, очень тёмно-сери-коричневый крупнозернистый до комковатого средний суглинок, свежий

AB 90-100см – 10YR4/2, тёмно-сери-коричневый крупнозернистый до комковатого средний суглинок, свежий

2. Дагестан, Стенки раскопов Мухкай II, Мухкай IIa (1629 м над у.м.)

МухкайIIa

Разрез-1, нижняя часть раскопа, ниже слоя 5, включительно

Разрез-2, верхняя часть раскопа, до слоя 5 включительно

Разрез-3, нижняя часть раскопа, над вторым костеносным слоем

МухкайII, слой 80

Разрез-4, оглеенная толща под галечником, синхронная толще над костями (2-го костеносного слоя=слой 80), а галечник сверху – 6му культурному слою.

начало разреза, глинистой пачки – 33м 22см

Разрез 2

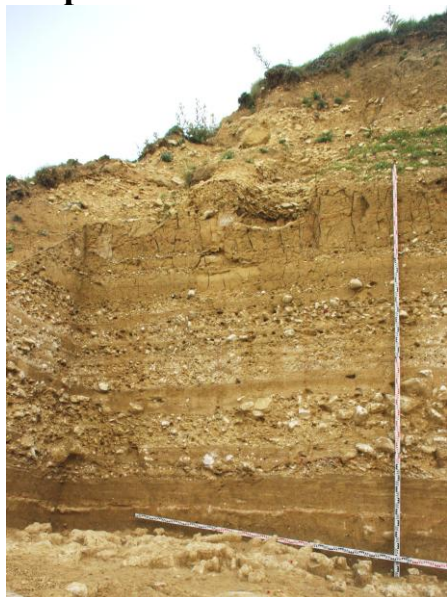


Фото 16. Стенка раскопа Мухкай IIa

35-35,16 м;– свежий, красно-бурый, в сухом виде палевый с красноватым оттенком, глыбистый, тяжёлый суглинок-глина, плотное сложение, по трещинам на поверхности мучнистые карбонатные новообразования дендровидной формы, железисто-марганцевые ортштейны, граница ровная, переход заметный, КС-3

35,16-35,21м – тонкая прослойка мелкой гальки (до 1-2см), с таким же наполнителем

35,21-35,35 м – свежий, красно-бурый, в сухом виде палевый с красноватым оттенком, глыбистый, тяжёлый суглинок-глина, плотное сложение, по трещинам на поверхности мучнистые карбонатные новообразования дендровидной формы, железисто-марганцевые ортштейны, граница волнистая, переход заметный, КС-3

35,35-35,42 м – свежий, структура нарушена большим количеством каменного материала, наполнитель похож на верхние глинистые или тяжелосуглинистые горизонты, галька разного размера (от неск. мм до 5см), по степени окатанности

напоминает речную или озёрную, гальки ок.70%, в глинистом материале есть Fe-Mn ортштейны, также на самой гальке следы Mn (манганамы), галька представлена известняком, также попадаются мелкие неокатанные кусочки кремня, граница волнистая, переход заметный, КС-3

35,43-35,68 м – свежий, красновато-бурый, в сухом виде палевый с красноватым оттенком, глыбистый, тяжёлый суглинок-глина, плотное сложение, карбонатных новообразований не наблюдается, мелкие Fe-Mn ортштейны в том же количестве, редкие включения мелкой гальки и дресвы, граница волнистая, переход заметный, КС-3

35,68-35,72 м – галечник, галька размером от неск. мм до 15 см, спрессованный, КС-3

35,72-35,86 м – галечник, также очень мало наполнителя, гальки до 90%, наполнитель глинистый с теми же характеристиками, что и верхние слои, ортштейнов и карбонатов не видно, КС 3

35,87-35,99 м – свежий, красно-бурый, в сухом виде палевый с красноватым оттенком, плитчатый, более лёгкий гран.состав, средний суглинок (?), плотное сложение, редкие включения мелкой гальки и дресвы, Fe-Mn ортштейны мельче, чем в верхних горизонтах, граница волнистая, переход резкий, КС-3, нижняя часть слоя

35,99-36,17 м – свежий, насыщен галькой ок. 80%, тяжёлый сулинок – глина, плотный, красновато-бурый фон, структура нарушена большим количеством каменистого материала, галька похожа на верхние слои, от неск. мм до 10-15 см, известняковая с манганамы, Fe-Mn ортштейны, осколки кремня, граница ровная, переход заметный, КС-4

36,17-36,29 м – свежий, глинистый прослой, красновато-бурый, в сухом виде палевый с красноватым оттенком, плотное сложение, глыбистый, тяжёлый суглинок, мелкие Fe –Mn ортштейны, мельче, чем в верхних горизонтах, редкие включения гальки размером в неск.мм, граница ровная, переход заметный, КС-4

36,29-36,39 м – свежий, галечник с глинистой прослойкой, красновато-бурый, в сухом виде палевый с красноватым оттенком, плотное сложение, гальки ок. 80%, мелкая до 1-2 см, известняковая с манганамы, с осколками кремня, наполнитель насыщен мелкой галькой (1-2мм), тяжёлый суглинок, мелкие Fe –Mn ортштейны, граница ровная, переход заметный, КС-4

36,39-36,45 м – свежий, некаменистый прослой, красновато-бурый, в сухом виде палевый с красноватым оттенком, плотное сложение, плитчатый, мелкие и редкие Fe –Mn ортштейны, лёгкий суглинок-супесь, граница ровная, переход заметный, КС-4

36,45-36,59 м – свежий, галечник, 80-90% гальки, бесструктурный, тяжёлый суглинок-глина, галька мелкая до 2-3см, красновато-бурый, в сухом виде палевый с красноватым оттенком, плотное сложение, мелкие и редкие Fe –Mn ортштейны, граница ровная, переход заметный, КС-4

36,59-36,63 м – свежий, прослойка глинистая, красновато-бурый, в сухом виде палевый с красноватым оттенком, плотное сложение, плитчатый, лёгкий

суглинок-супесь, Fe –Mn ортштейны, редкие включения мелкой гальки, граница ровная, переход заметный, КС-4

(36,63-36,76 м – низ КС-4, сцементированный мелкий галечник, граница ровная, переход резкий - нет образца)

36,76-36,84 м – свежий, красновато-бурый, в сухом виде палевый с красноватым оттенком, в стенке раскопа более тёмный, чем нижележащие прослой, плотное сложение, тяжёлый суглинок-глина, глыбистый, Fe –Mn ортштейны, граница ровная, переход заметный, КС-5

36,86-36,91м – свежий, более светлый светло-красновато-бурый прослой, красновато-палевый в сухом виде, плотный, плитчатый, мелкие Fe –Mn ортштейны, лёгкий суглинок, граница ровная, переход постепенный, КС-5

36,91-37,00 м – свежий, светло-красновато-бурый, в сухом виде красновато-палевый, в отличие от верхнего горизонта есть включения мелкой (неск.мм) гальки, лёгкий суглинок-супесь, мелкие Fe –Mn ортштейны, более редкие чем в вышележащем горизонте, граница волнистая (с карманами), переход резкий, ниже крупногалечный слой 6, КС-5.

Разрез 1



Фото 17. Стенка раскопа Мухай Па

36,61-36,77 м – свежий, красновато-бурый, в сухом виде красновато-палевый, средний-тяжёлый суглинок, на лицевой стенке раскопа с песчаными прослойками, плитчатый, мелкие Fe –Mn ортштейны, плотное сложение, граница карманистая, переход резкий, КС-5

36,78-37,00 м – свежий, красновато-бурый, в сухом виде красновато-палевый, средний суглинок с включениями известняка (<1мм), Fe-Mn ортштейны, выцветы карбонатов по граням отдельностей, комковатый с элементами ореховатости,

насыщен известняковой галькой разного размера, от неск мм до 10-15см, граница размытая, переход постепенный, КС-6 (верх.ч до уровня 37м)

37,00-37,36 м – свежий, красновато-бурый, в сухом виде красновато-палевый, лёгкий суглинок с включениями известняка (<1мм), комковатый с элементами ореховатости, насыщен известняковой галькой разного размера от неск. мм до 10-15см, единичные мелкие Fe-Mn ортштейны, граница размытая, переход постепенный, КС-6 (ср.часть)

37,35-37,45 м – (прослойка без камней в слое 6) свежий, красновато-бурый, темнее выше лежащего горизонта, пористый лёгкий суглинок, комковатый, с включениями известняка (до 1мм) и единичными включениями гальки (d=1-2см), мелкие Fe-Mn ортштейны, плотный, граница волнистая, переход резкий, КС-6

37,45-37,67 м – свежий, красновато-бурый, в сухом виде красновато-палевый, средний суглинок, плитчатый, включения крупной и мелкой гальки, песка, мелкие Fe-Mn ортштейны, граница ровная, переход резкий, КС-6 (ниж.ч.)

37,67-37,75 м – (начало глинистой слоистой пачки под слоем 6) свежий, красновато-бурый, в сухом виде красновато-палевый, плитчатый лёгкий-средний суглинок, плотный, мелкие Fe-Mn ортштейны, включения известняка (d до 1мм), граница ровная, переход заметный по тонкой прослойке галечника

37,75-37,87 м – свежий, красновато-бурый, в сухом виде красновато-палевый, средний суглинок, содержит больше Fe-Mn ортштейнов, по сравнению с вышележащим горизонтом, есть единичные включения известняка (d до 2 мм), граница ровная, переход заметный по тонкой прослойке осветлённого материала (h=1см)

37,87-37,99 м – свежий, красновато-бурый, в сухом виде красновато-палевый, глыбистый, тяжёлый суглинок, Fe-Mn ортштейны крупнее, чем в выше лежащем горизонте, граница волнистая, переход резкий к 1му костеносному слою

37,99-38,03 м – (1ый костеносный слой, уровень – 38м) свежий, светло-красновато-бурый, в сухом виде красновато-палевый, глыбистый тяжёлый суглинок, включения костей животных в крупных известняковых конкрециях, Fe-Mn ортштейны сходны по размерам с вышележащим горизонтом, граница неровная, переход заметный по окраске

38,03-38,13 м – свежий, красновато-бурый, в сухом виде красновато-палевый, плитчатый, средний суглинок, Fe-Mn ортштейны мельче, чем в вышележащем горизонте, граница ровная, переход постепенный

38,13-38,23 м – свежий, красновато-бурый, в сухом виде красновато-палевый, мелко-глыбистый тяжёлый суглинок, насыщен крупными Fe-Mn ортштейнами, плотный, граница ровная, переход постепенный

38,23-38,31 м – (до 2го костеносного слоя на дне раскопа) свежий, красновато-бурый, в сухом виде красновато-палевый, глыбистый средний суглинок, насыщен ещё более крупными Fe-Mn ортштейнами, плотный

Разрез 3



Фото 18



Фото 19. Нижняя оглеенная часть стенки раскопа Мухкай Па.

(38,01-38,06 м – галечник с известняковыми конкрециями – верхняя часть раздвоенного на правой стенке костеносного слоя 1(39-72 см))

Толща разреза до 2го костеносного слоя несёт признаки оглеения, усиливающиеся в нижней части, непосредственно над костями, горизонты приобретают сизую окраску

38,06-38,11 м – влажноватый, красновато-бурый тяжёлый суглинок, более крупные Fe-Mn ортштейны, плитчатый, граница ровная, переход постепенный

38,11-38,17 м – влажноватый, красновато-бурый тяжёлый суглинок, ещё более крупные Fe-Mn ортштейны образуют стяжения, плитчатый, граница ровная, переход заметный по более сизой окраске

38,17-38,30 м – влажноватый, красновато-бурый тяжёлый суглинок, над нижней частью 1го костеносного слоя, по сравнению с вышележащим горизонтом больше насыщенность крупными Fe-Mn стяжениями, граница волнистая, переход резкий

38,30-38,44 м – влажный, сизовато-бурый тяжёлый суглинок под нижней частью 1го костеносного слоя, плитчатый, насыщен Fe-Mn ортштейнами, граница ровная, переход постепенный

38,44-38,53 м – влажный, сизовато-бурый тяжёлый суглинок, плитчатый, насыщен Fe-Mn ортштейнами, граница ровная, переход постепенный

38,53-38,62 м – влажный, сизовато-бурый тяжёлый суглинок, плитчатый, насыщен Fe-Mn ортштейнами более крупными по сравнению с вышележащим горизонтом, граница ровная, переход постепенный

38,62-38,68 м – влажный, сизовато-бурый тяжёлый суглинок, наиболее оглеенный из всей толщи, непосредственно над 2-м костеносным слоем, плитчатый, Fe-Mn ортштейны мельче и более редкие по сравнению с вышележащим горизонтом, граница неровная, переход заметный

Разрез 4

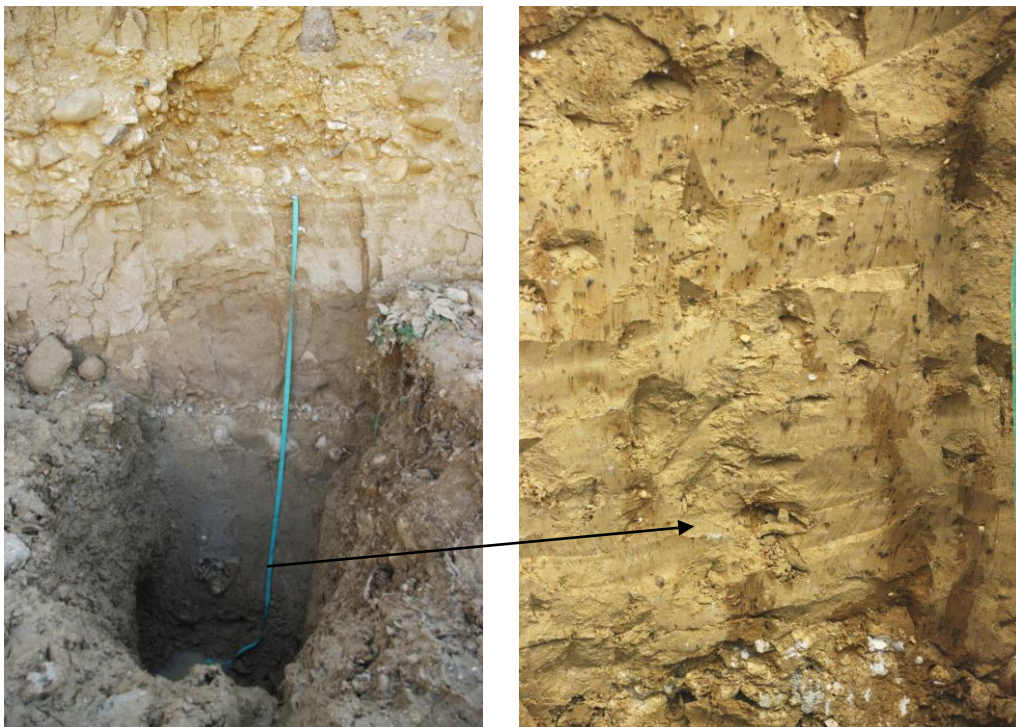


Фото 20/ Стенка раскопа Мухкай II. Фото 21. Червороины, кротовины (Мухкай II).

33,14-33,22 м – свежий, красновато-бурый средний суглинок, плитчатый, включения известняковой гальки размером до 1см и обломков кремня, мелкие Fe-Mn ортштейны, находится между двумя тонкими прослоями мелкой гальки, граница ровная, переход заметный

33,22-33,28 м – свежий, прослойка осветлённого опесчаненного материала, красновато-бурый, лёгкий суглинок-супесь, комковатый, граница ровная, переход заметный по цвету

33,28-33,30 м – свежий, тёмная прослойка, красновато-бурый, плитчатый средний суглинок, редкие мелкие Fe-Mn ортштейны, редкие включения изв.гальки, граница ровная, переход заметный по цвету

33,30-33,34 м – свежий, прослойка осветлённого материала, красновато-бурый, плитчатый средний суглинок, граница ровная переход заметный по цвету

33,34-33,41м – влажный, темнее выше лежащего горизонта, но светлее ниже лежащего, начало оглеенной толщи, сизовато-красновато-бурый тяжёлый суглинок, глыбистый, мелкие Fe-Mn ортштейны, граница ровна, переход заметный по цвету и ниже лежащей тонкой прослойки мелкого галечника

33,41-33,47 м – влажный, темнее выше лежащего горизонта, выглядит как погребённая почва или горизонт, сизовато-красновато-бурый средний суглинок, плитчатый, много мелких Fe-Mn ортштейнов, граница ровная, переход резкий по цвету и плотности

33,47-33,65 м – влажный, сизовато-бурый, более оглеенный, глыбистый тяжёлый суглинок, больше и крупнее Fe-Mn ортштейны, граница ровная, переход постепенный

33,65-33,82 м – влажный, сизовато-бурый, глыбистый тяжёлый суглинок, насыщен мелкими Fe-Mn ортштейнами, граница ровная, переход резкий к слою

галечника 33,82-33,89 м (толща выше этого галечника синхронна толще над 2м костеносным слоем)

33,82-33,89 м – спересованный галечник

33,89-34,06 м – влажный, на сизовато-буром фоне бурые вытянутые вертикально пятна(червороины), глыбистый тяжёлый суглинок с крупными и мелкими Fe-Mn ортштейнами, плотный, на глубине 94-101 см залегают крупные известняковые валуны (d=10-15 см), граница ровная, переход постепенный

34,06-34,26 м – влажный, на сизовато-буром фоне красновато-бурые вытянутые вертикально пятна (червороины), глыбистый тяжёлый суглинок с крупными и мелкими Fe-Mn ортштейнами, плотный, граница ровная, переход постепенный

34,26-34,49 м – влажный, -//-

34,49-34,67 м – влажный, на сизом фоне красновато-бурые пятна-червороины, более оглеенный, глыбисто-плитчатый тяжёлый суглинок, меньше Fe-Mn ортштейнов, крупные по размеру, плотный. Ниже залегает галечник.

2. Каменная Балка (КБ-2), Ростовская область.

Стенка внутри раскопа Каменная Балка-2 (абс. высота 36-38м над у.м.)



Фото 22. Стенка раскопа КБ-2



Фото 23. Раскоп КБ-2

Всса1 0-10см – 10YR 6/3, буровато-палевый, сухой, комковатый, на палевом фоне пятна белоглазки (d=1см) и тёмно-бурые червороины, карбонатная пропитка, тяжелосуглинистый, плотный, пористый

Всса1 10-20см - -//-

Всса1 20-30см – 10YR 6/4, -//-

Всса1 30-40см - -//-, более редкие пятна белоглазки

Всса2 40-50см – 10YR 5/3, буровато-сизо палевый, на палевом фоне редкие пятна белоглазки, сухой, комковатый, тёмно-бурые червороины, кротовина, тяжелосуглинистый, плотный, пористый

Всса2 50-60см – 10YR 5/3, палевый с сизоватым оттенком, на сизовато-палевом фоне редкие пятна белоглазки, сухой, комковатый, карбонатная пропитка, тяжелосуглинистый, плотный, пористый, постепенный переход от буровато-палевой пачки к палевой пачке, граница размытая

Всса2 60-70см – 10YR 6/4, -//-

Всса2 70-80см - 10YR 6/4, палевый с сизоватым оттенком, на сизовато-палевом фоне тёмно-бурые червороины, сухой, комковатый, карбонатная пропитка, тяжелосуглинистый, плотный, пористый

Всса2 80-90см - -//-, 85см – нулевой уровень археологических раскопок.

Всса2 90-100см – 10YR 5/4, палевый, на палевом фоне тёмно-бурые червороины, сухой, комковатый, карбонатная пропитка, тяжелосуглинистый, плотный, пористый, снижение пористости, редкие поры, нет сизоватости в окраске

Всса2 (КС-2) 100-110см - -//-

Всса2 110-120см - 10YR 6/4, -//-

Всса2 120-130см - -//-

Всса2 130-140см - -//-

Всса2 140-150см - -//-

Всса2 150-160см - -//-

Всса2 160-170см - -//-, редкая белоглазка, постепенный переход к бурой пачке, граница волнистая

Вт,са 170-180см – 10YR 5/4, шоладно-бурый, на буром фоне редкие пятна белоглазки, свежий, глыбистый, мало пор, глинистые кутаны, тяжелосуглинистый, плотный

Вт,са 180-190см – 10YR 4/4, -//-

Вт,са 190- 200см – 10YR 4/4, -//-

Шурф рядом с раскопом



Фото 24. Шурф.

А 0-20см – тёмно-бурый, мелкозернистый, 5-10% корней растений, тяжелосуглинистый, сухой, рыхлый

А 20-40см – тёмно-бурый, комковато-зернистый, 2-3% корней растений, тяжелосуглинистый, свежий, плотный

AB 40-60см – тёмно-бурый, мелко-комковатый, редкие выцветы карбонатов, тяжелосуглинистый, свежий, плотный

AB 60-63см – бурый, с выцветами карбонатов, комковато-зернистый, тяжелосуглинистый, свежий, плотный (верхняя часть горизонта AB современного чернозёма).

3.Трубчевский р-н, Брянская область.

Обнажение в д. Красное (высота 160м над у.м.)



Фото 25. Общий вид обнажения д.Красное



Фото 26. Разрез микропонижения

Ap 0-30см – 10YR5/2, зернисто-комковатая структура, буровато-тёмно-серый, свежий, средний суглинок, уплотненный, капролиты, бусовидность на корнях, корней 20%, пористый, следы почвенной фауны, доломитовая мука (следы известкования), граница ровная, переход заметный по наличию кремнеземистой присыпки.

AE 30-50см – 10YR5/2, темно-серый с интенсивной белесой присыпкой по граням структурных отдельностей, глыбисто-комковатый с элементами плитчатости, среднесуглинистый, присыпка плесневидная, бусовидность по корням, 20-30 % корней, Fe-Mn примазки (мелкие), внутри агрегатов присыпки нет, граница волнистая, переход заметный по цвету.

Ab 50-85см – 10YR4/1, темно-серый до черного, свежий, глыбисто-плитчатый, непрочная структура, среднесуглинистый, мелкопористый, 15-15% корней, есть кротовины из материала породы, по языкам AE горизонта сохранилась присыпка, присыпка есть внутри агрегатов, поверхность их черная, на солнце блестит, граница кармановидная, переход заметный по цвету.

AЕb 85-100см – 10YR5/1, неоднородная окраска (на палево-буром фоне темно-серые пятна), свежий, среднесуглинистый, глыбисто-комковатый, 10% корней, есть кремнеземистая присыпка, мелкопористый, внутри агрегаты имеют бурый цвет, граница языковатая (языки до глубины 120 см.), переход ясный по цвету.

Еb 100-125см – 2,5Y7/3, неоднородная окраска (на палево-буром фоне белесые пятна), затеки, много мелких Mn ортштейнов, уплотненный, среднесуглинистый, непрочно-комковатая структура с элементами ореховатости, много кротовин из

материала гумусового горизонта, ~5% корней (остатки), органо-глинистые пленки по граням структурных отдельностей, граница ровная, переход резкий по цвету.

EBb 125-140см – 10YR6/4, темно-желтовато-бурый, среднесуглинистый, следы оподзоленности – белесая кремнеземистая присыпка по трещинам и ходам корней, много Mn-ортштейнов, органо-глинистые затеки по ходам корней и границам структурных отдельностей, плотный, плитчатый с вертикальной ориентацией, кутаны, граница волнистая, переход неясный по плотности и присыпке.

Bb 140-175см – 10YR7/4, темно-бурый, свежий, на темно-буром фоне по трещинам белесая присыпка легкого гранулометрического состава, тяжелосуглинистый, кутаны, Mn ортштейны, примазки, плотный, граница волнистая, переход постепенный.

C 175-220см – 10YR7/4, темно-желтый лесс, плотный, комковатый, влажноватый, мелкопористый, органо-Mn мелкие новообразования.

C3fe1 445-470 см – 10YR6/4, свежий палевый с охристыми прослоями ожелезнения глыбисто-комковатый плотный пористый средний суглинок с мелкими марганцевыми ортштейнами и глинистыми кутанами. Есть единичные затёки органического вещества по ходам корней, в сухом состоянии обладает вертикальной и горизонтальной трещиноватостью

Bb 470-495 см – 2,5Y7/4, влажноватый тёмно-палевый комковатый плотный структурный суглинок от среднего к тяжёлому с пятнами ожелезнения, есть единичные поры, растительных остатков ~20%

BCb,fe2 495-500 см – 10YR8/6, свежий красновато палевый комковатый плотный структурный песок с комками среднего суглинка с малым количеством пор и мелкими марганцевыми ортштейнами

G 500-510см – 2,5Y6/4, свежий тёмно-палевый связный песок с неясно выраженной комковатой структурой, структурные отдельности внутри имеют зеленоватый оттенок

BCb,fe3 510-520см – 7,5YR6/6, свежий рыже-охристый плитчатый уплотнённый сцементированный песок без пор и растительных остатков, железистая пропитка, мелкий марганцевые ортштейны

C4 520-570 см – 2,5YR7/4, палевый песок с комками суглинка – свежий с неясно выраженной комковатой структурой рыхлый палевый песок с прослоями ожелезнения шириной 4-5мм и мелкими марганцевыми ортштейнами, корней растений мало

Разрез № 9.1 Обнажение в д. Телец (верхняя часть), (высота 160 м над у.м.)

Ap 0-30см – 10YR5/2, буровато-темно-серый, структура комковато- зернистая, средний суглинок, рыхлый, густо переплетен корнями, влажноватый, к низу уплотняется, червороины, кротовины, капролиты, граница ровная, переход резкий по цвету.

AE 30-35см – 10YR5/4, на серовато-буром фоне бурые пятна, влажноватый, средний суглинок, плитчато-комковатый, капролиты, белесая присыпка, граница ровная, переход заметный по цвету.

EB 35-46 см – 10YR7/4, желтовато-бурый, по граням структурных отдельностей и по ходам корней глинистые кутаны, 20% блестящей белесой присыпки в агрегатах, структура плитчато-комковатая, переход заметный по цвету, граница волнистая.

BC 46-65 см – 10YR7/4, буровато-палевый лессовидный суглинок, свежий, пористый, 15% корней отмерших и живых, структура плитчато-комковато-порошистая, непрочная, кротовины из гумусового горизонта, червороины, переход заметный по цвету и плотности, граница неясная.

C 65-85см – 10YR7/4, палевый лесс, комковато-порошистая структура, 10% отмерших корней, по ходам корней – ожелезнение, граница ровная, переход заметный по цвету.

Ab 85-99см – 2,5YR5/4, желтовато-серый, пористый, ходы мелких червей и землероек, глыбисто-комковатый, свежий, мелкие Mn конкреции, граница ровная, переход заметный по цвету.

Eb 99-120см – 10YR8/3, палево-белесый, плитчатый, хорошо расслаивается по вертикали, пористый, белесая присыпка (карбонаты?), мучнистая присыпка неизвестной природы, наличие корневищ хвоща.

C2 120-160см – 2,5Y8/4, палевый лесс, глыбисто-комковато-плитчатый, 5% остатков корней, поры и пустоты мелких животных, редкие мучнистые белесые новообразования, редкие Mn ортштейны, очень мелки и непрочные.

C3 100-250см – 10YR6/4, свежий светло-бурый пористый плитчато-глыбистый плотный средний суглинок с затёками гумуса по ходам корней растений и марганцевыми ортштейнами

Bb 250-275см – 2,5YR8/3, свежий светло-бурый плотный глыбисто-комковатый с более светлыми прослоями песка лёгкий суглинок с железо-марганцевыми конкрециями и ортштейнами

BCb 275-300см – 10YR5/4, свежий буро-шоколадный плитчато-глыбисто-комковатый плотный средний суглинок с 5% корней растений

BCb,fe 350-420см – 7,5YR6/6, свежий красновато-палевый плотный сцементированный ожелезнённый песок глыбистой структуры с большим количеством пор



Фото 27. Общий вид обнажения д. Телец



Фото 28. Разрез на микроповышении

Разрез № 9.2 Обнажение д. Телец (нижняя часть)

G 770-970см – 5Y7/1, свежий сизо-серый связный песок с прослоями ожелезнения и марганцевыми ортштейнами, рыхлый бесструктурный

C4 970-1000см – 2,5Y8/2, серовато-белый рыхлый бесструктурный песок

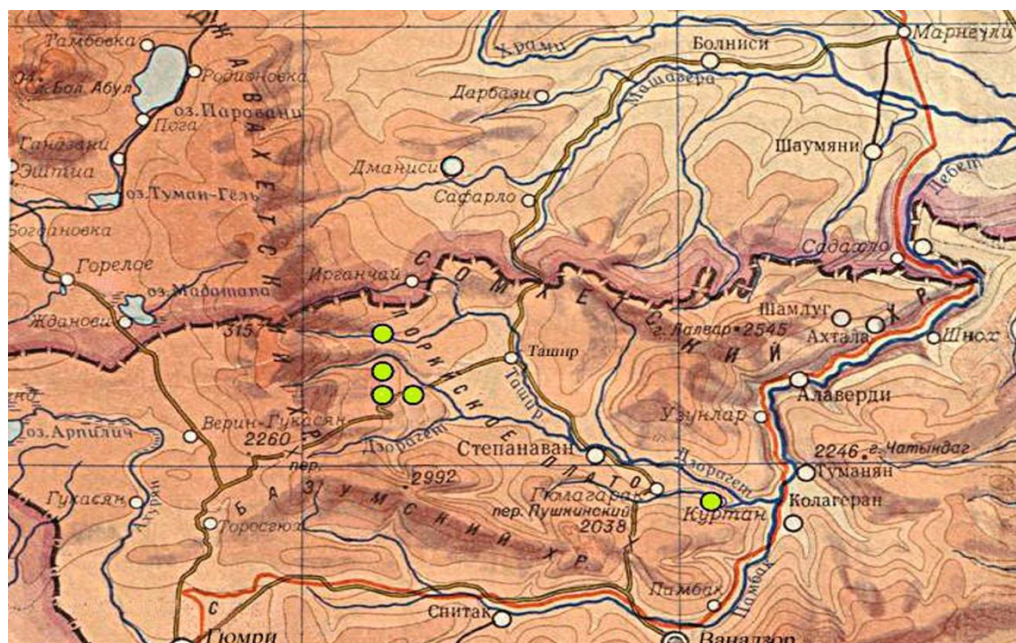
C5 1000-1300см – 2,5Y7/3, свежий песок палевого цвета с неясно выраженной структурой (плиточки и комки), есть прослой более тонкого материала, плотный.

Приложение 3 (Карты районов исследования)

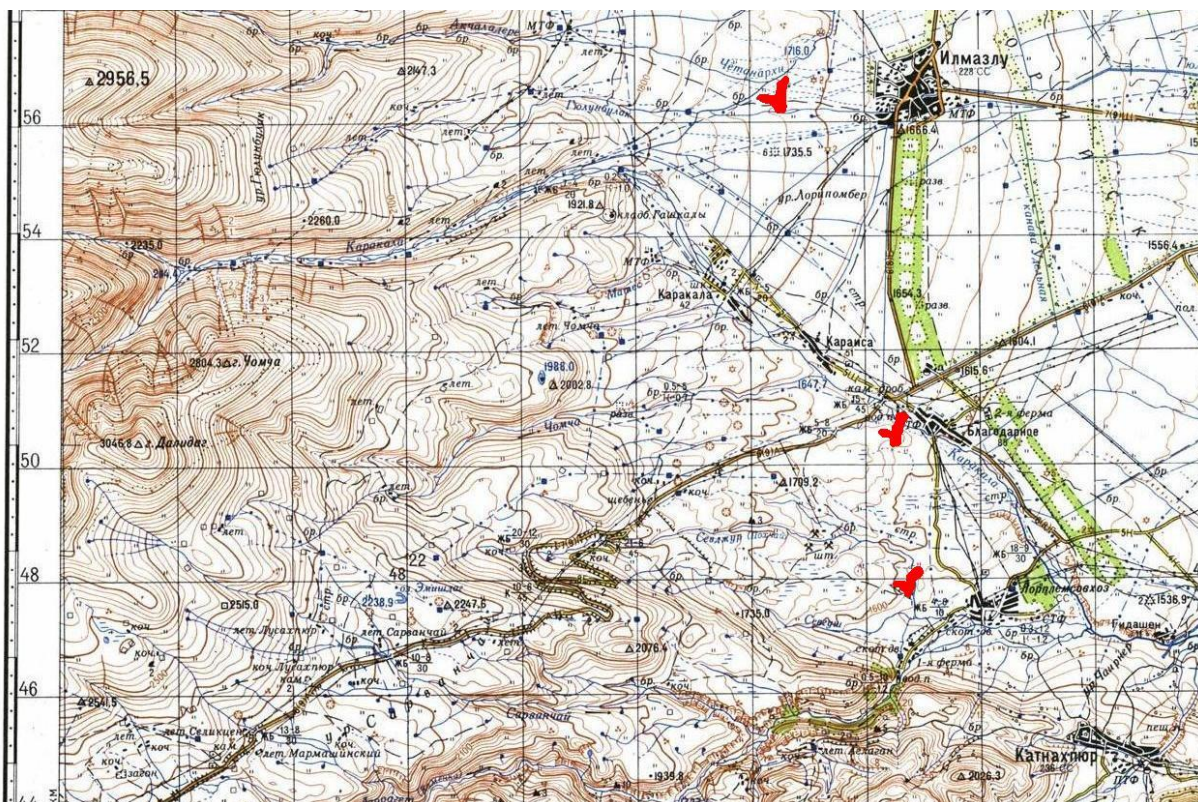


Карта 1. Расположение районов исследований

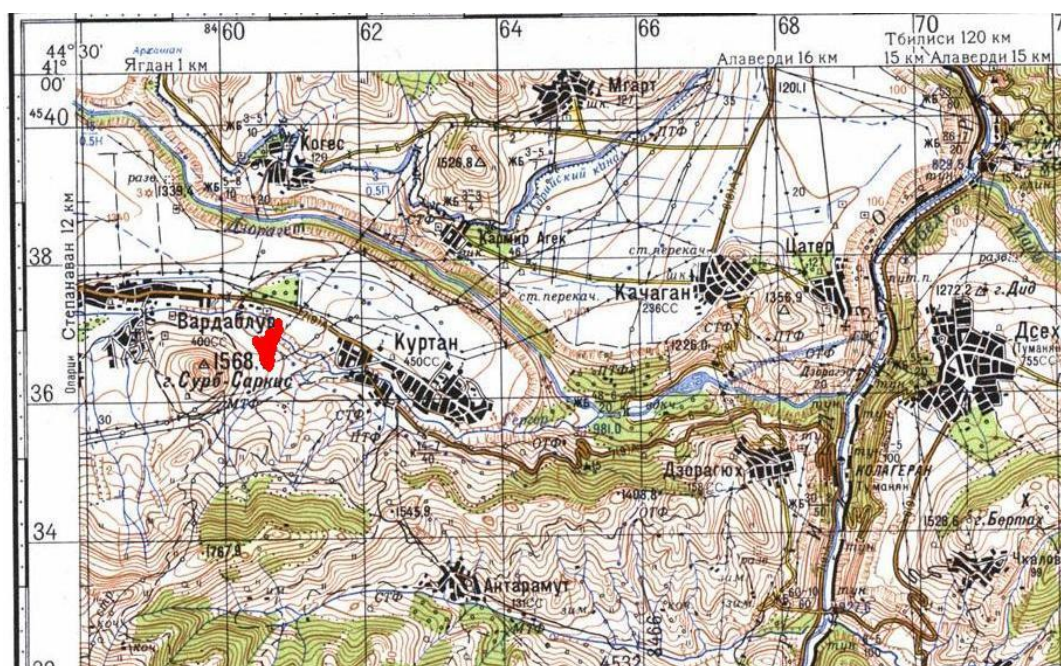
1 – группа стоянок на Лорийском плато (Армения); 2 - стоянки Мухкай II, Па (Внутренний Дагестан); 3 – стоянка Каменная Балка II (Приазовье); 4 – карьеры у д.Телец,Красное, р-н стоянки Юдиново(Подесенье)



Карта 2. Расположение стоянок на Лорийском плато



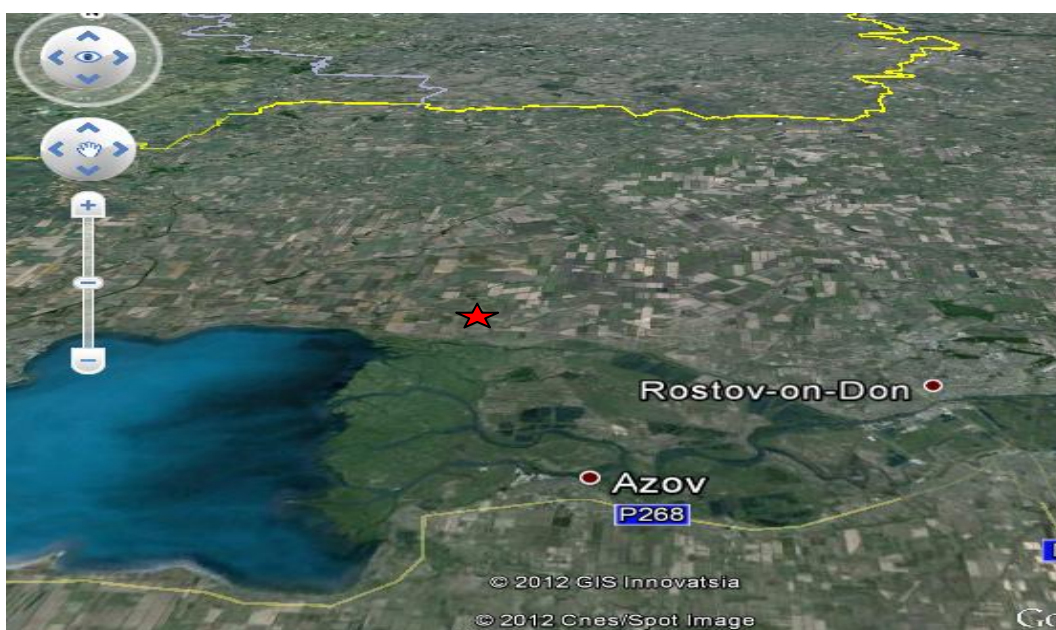
Карта 3 По направлению с юга на север стоянки Карахач, Мурадово (с.Благодарное), Даштадем-3 (с.Илмазлу)



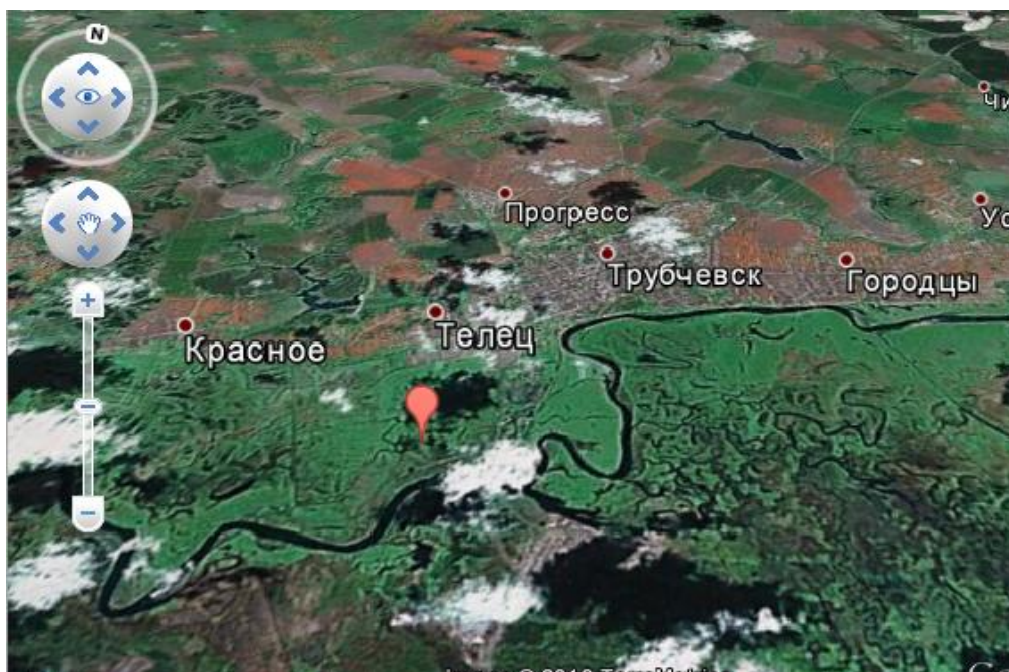
Карта 4. Расположение стоянки Куртан I



Карта 5. Расположение стоянок Мухкай II, IIa



Карта 6. Расположение раскопа Каменная Балка II (дельта р. Дон, Ростовская обл.)



Карта 7. Расположение карьеров д. Красное, Телец (Среднее течение р. Десна, Брянская обл.)